

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ТЕКТОНИКИ И ГЕОФИЗИКИ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ
РАЙОНИРОВАНИЕ
И СТРУКТУРНО-
ВЕЩЕСТВЕННАЯ
ЭВОЛЮЦИЯ
СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1979

Авторский коллектив:

Л.М. ПАРФЕНОВ, Н.В. БЕРДНИКОВ, И.П. ВОИНОВА,
А.А. ВРУБЛЕВСКИЙ, Л.П. КАРСАКОВ, Г.Л. КИРИЛЛОВА,
В.А. ЛЕГЛЕР, Б.А. НАТАЛЬИН, В.А. ПОПЕКО, Л.И. ПОПЕКО,
А.А. САВЕЛЬЕВ, Д.Ф. СЕМЕНОВ, В.П. УТКИН, Г.Ф. УФИМЦЕВ,
В.В. ЮШМАНОВ

Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М., "Наука", 1979.

В книге изложены принципы тектонического районирования и методика составления обзорных тектонических карт, основанная на выделении структурно-формационных комплексов. Проведено тектоническое районирование окраины континента. Выделены и охарактеризованы главные тектонические единицы. Тектоническая эволюция окраины континента рассматривается с позиций принципа актуализма, путем прослеживания в геологических разрезах комплексов, характерных для современных геосинклинальных систем. Обсуждаются природа окраинно-континентальных вулканических поясов и роль крупных горизонтальных перемещений в процессе эволюции активной окраины континента.

Табл. 4. Ил. 58. Библ. 539 назв.

ВВЕДЕНИЕ

Северо-Восток Азии является активной континентальной окраиной Тихого океана. Существующие представления о главных особенностях тектоники этого региона противоречивы. Широко известны полученные представления о деструкции и базификации окраинных структур континента в мезозое и кайнозое и исключаящие их высказывания о наращивании континента за счет океана. До настоящего времени весьма популярны взгляды о глубокой специфике тихоокеанского сегмента Земли и противопоставление его атлантическому сегменту. В соответствии с этим современные островные дуги рассматриваются в качестве уникальных образований, неизвестных в геологическом прошлом.

В Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР со времени его организации в 1971 г. в содружестве с рядом научно-исследовательских и производственных организаций проводятся целенаправленные исследования по выяснению главных особенностей тектонического строения и эволюции окраины континента. Значение этих вопросов определяется особым научным интересом, проявляемым в последние десятилетия геологами различных специальностей к тектонике и глубинной геологии активных континентальных окраин. Без решения их невозможны научно обоснованные определения закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, которыми, как известно, столь богаты районы советского Дальнего Востока.

Противоречивость высказываемых суждений по тектонике Дальнего Востока, как нам представляется, во многом обусловлена субъективностью подхода исследователей; при этом главные выводы определяются принадлежностью авторов к той или иной тектонической школе или приверженностью к какой-либо геотектонической концепции, например мобилизма, фиксизма и т.п. Чтобы избежать этого, необходимо дать объективный анализ разнообразной и грандиозной информации по стратиграфии, литологии, магматизму и дислокациям геологических комплексов Дальнего Востока, накопленной за многие десятилетия большими коллективами геологов производственных и научно-исследовательских организаций. Были разработаны принципы тектонического районирования и методика составления тектонических карт на основе выделения структурно-формационных комплексов, составлена тектоническая карта Дальнего

ВВЕДЕНИЕ (Л.М.Парфенов)	3
ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И ТЕКТНИЧЕСКИЕ КАРТЫ (Л.М.Парфенов)	5
Недостатки существующих тектонических карт	6
Исходная информация для построения тектонических карт	7
Содержание тектонических карт	9
Генерализация	13
Определение тектонических карт	16
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ (Л.М.Парфенов)	19
Ленско-Алданский блок Сибирской платформы	21
Алданский щит (Л.П.Карсаков, Л.М.Парфенов)	22
Ленско-Майская плита (Л.М.Парфенов)	29
Структуры мезозойско-кайнозойской активизации Алданского щита (В.В.Юшманов)	31
Становая позднеархейско-раннепротерозойская складчатая система (Л.П.Карсаков)	35
СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА БРУКСА-ВРАНГЕЛЯ (Б.А.Наталин)	41
Эвгеосинклинальная зона	42
Миогосинклинальная зона	47
МЕЗОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ	49
Эвгеосинклинальные системы типа А (Л.М.Парфенов, Б.А.Наталин, В.А.Попеко, Л.И.Попеко, А.А.Савельев, Д.Ф.Семенов)	-
Эвгеосинклинальные системы типа Б (Л.М.Парфенов)	68
Миогосинклинальные системы (Л.М.Парфенов, Б.А.Наталин)	72
Вулканические геоантиклинали (Л.М.Парфенов, И.П.Войнова, А.А.Врублевский, Д.Ф.Семенов)	76
КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА (Л.М.Парфенов, И.П.Войнова, В.А.Попеко)	88
КАЙНОЗОЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ	101
Вулканические геоантиклинали (Л.М.Парфенов, И.П.Войнова, Д.Ф.Семенов)	103
Миогосинклинальные зоны (Л.М.Парфенов, Д.Ф.Семенов)	108
Эвгеосинклинальные зоны (Л.М.Парфенов)	109

Фундамент кайнозойских геосинклинальных систем (Л.М.Парфенов) ..	110
Природа глубоководных котловин окраинных морей (Л.М.Парфенов) ..	112

ДРЕВНИЕ СИАЛИЧЕСКИЕ БЛОКИ В МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ	114
---	-----

Срединные массивы (Л.М.Парфенов, Н.В.Бердников, Л.П.Карсаков, В.А.Попеко, Л.И.Попеко)	-
"Мелкие" сиалические блоки (Л.М.Парфенов, Б.А.Наталин)	124

ГЛАВНЫЕ СИСТЕМЫ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ РАЗЛОМОВ	134
--	-----

Системы разломов островных дуг (В.А.Леглер, Л.М.Парфенов)	-
Системы трансформных разломов (Б.А.Наталин, Л.М.Парфенов)	156
Система окраинно-континентальных сдвигов (А.А.Врублевский, В.П.Уткин)	157
Система ороклинальных разломов (Б.А.Наталин)	168
Системы коллизионных разломов (Г.Л.Кириллова)	169
Системы разломов, связанные с горизонтальными перемещениями внутриконтинентальных блоков (Л.П.Карсаков, Л.М.Парфенов)	173

НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА И ГЛАВНЫЕ МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	177
---	-----

Краевая часть континента (Г.Ф.Уфимцев)	-
Современные геосинклинальные системы (Г.Ф.Уфимцев)	191
Связь основных морфоструктурных элементов с глубинным строением литосферы (Л.М.Парфенов)	193

ТЕКТНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ (Л.М.Парфенов)	200
--	-----

ЗАКЛЮЧЕНИЕ (Л.М.Парфенов)	208
---------------------------------	-----

ЛИТЕРАТУРА	212
------------------	-----

На существующих геологических картах Северо-Востока Азии выделено большое количество разрывных нарушений различного типа и возраста. На рис. 31 (вкл.) показаны те из них, которые смещают геологические контуры на карте масштаба 1:2 000 000. Эти разломы сгруппированы в системы (Косыгин и др., 1976). Под системой разломов понимается совокупность сбросов, взбросов, надвигов и сдвигов близкого возраста, связанных общностью кинематической обстановки их формирования. Выделено несколько типов систем разломов (рис. 32, вкл.).

СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ ОСТРОВНЫХ ДУГ

В пределах островных дуг установлены разломы различного возраста. Наибольший интерес представляют новейшие разломы, выраженные в рельефе и сейсмичности. Ниже рассматриваются специально изученных нами новейшие разломы Восточной Камчатки (Леглер, 1974, 1976; Леглер, Флоренский, 1976).

Новейшие разломы Восточной Камчатки (рис. 33) сконцентрированы в определенные зоны. Эти зоны принадлежат Начикинско-Кумроцкому сдвигу, Вулканическому раздвигу и Северо-Кроноцкому сдвигу. Основой анализа разломов является дешифрирование аэрофотоснимков в сочетании с полевыми работами. При дешифрировании картировались лишь разломы, выраженные в рельефе тектоническими рвами, валами, уступами или их сочетаниями, т.е. такими объектами, разломная природа которых не вызывала сомнения. Если на карту не попадает часть существующих разломов, то структурный рисунок района теряет полноту, но качественно сохраняется полностью, что достаточно для определения кинематической схемы движений. Если на карту попадают хотя бы немногочисленные несуществующие разломы, то появление линий новых направлений может полностью исказить структурный рисунок.

На карту нанесены почти все разломы с позднплейстоцен-голюценовыми подвижками, многие — со среднеплейстоценовыми и некоторые — с раннеплейстоценовыми и позднплиоценовыми. Их сопоставление показало, что, начиная с позднего плиоцена, сеть разломов Восточной Камчатки развивалась постепенно и тектонические напряжения с этого времени не менялись.

Начикинско-Кумроцкий сдвиг (длиной около 600 км) протягивается вдоль Восточно-Камчатского хребта, захватывая местами прилегающую часть Центральной депрессии.

Восточно-Камчатский хребет, состоящий из четырех хребтов меньшего размера (Ганальского, Валагинского, Тумрока и Кумроца), возник в новейшее время как линейный односторонний горст, поверхность которого наклонена на восток. Горстовое поднятие сложено несколькими разнородными и разновозрастными структурно-формационными комплексами, причем структурные элементы его не наследуют структуры этих комплексов, а накладываются на них резко несогласно. Система сбросов по западной границе хребта, отделяющая его от Центральной депрессии, называется Передовым фасом хребта. В пределах сдвиговой зоны различаются разломы нескольких направлений. Главные из них — левые сдвиги, простирание которых совпадает с общим простиранием зоны ($CB\ 30 \pm 10^\circ$). Они протяжены, прямолинейны и, как правило, не имеют крупных вертикальных смещений (за исключением тех из них, которые образуют Передовой фас). Вторые по значению — долготные разломы, также прямолинейные, но более короткие. По кинематике они относятся к нормальным сбросам и обычно ограничивают узкие меридиональные грабени. Субширотные разломы, наиболее короткие, в плане обычно извилисты; они представлены надвигами, взбросами и сбросами. Сдвиговая зона протягивается параллельно или под острым углом к простиранию основных геологических структур. С обеих сторон от нее расположены относительно опущенные Центральная депрессия и Восточный вулканический пояс, распространены четвертичные вулканические и осадочные отложения. Это не позволяет установить смещения по поясу разломов в целом. Однако в пределах горста, где обнажаются дочетвертичные породы, представляется возможным изучить смещения вдоль отдельных разломов, входящих в структуру зоны. Такие работы были проведены в Ганальском хребте (район вулкана Бакенинг) и хр. Кумроц (район вулкана Шиш) (Леглер, 1976).

В Ганальском хребте по нескольким разломам северо-восточного простирания установлены левосдвиговые смещения с амплитудами 0,5–1,5 км массивов миоценовых гранодиоритов, роев миоценовых базальтовых даек, раннечетвертичных разломов и даек. Суммарная амплитуда сдвига, полученная путем сложения индивидуальных смещений, составляет около 10 км. В хр. Кумроц по нескольким параллельным разломам сдвигается домиоценовая брахиантиклиналь в меловых отложениях. Величина сдвига 10–11 км. Поскольку наиболее крупный из разломов зоны (Кумроцкий сдвиг) находится на границе хребта и депрессии и к западу от него нет обнажений, то эта величина заведомо неполна. Исходя из данных о прямой зависимости между величиной смещения по разлому и шириной зоны катаклизмов и миллионтов в одноплатных литологических и кинематических условиях, можно предположить, что Кумроцкий разлом, ширина которого превосходит суммарную ширину всех остальных разломов пояса, имеет и величину смещения не меньше суммарной по остальным. В этом случае величина сдвига в Кумроце может достигать 20 км.

Установлены сдвиговые смещения элементов современного рельефа и гидросети. В Ганальском хребте один из разломов, пересекаясь с несколькими гребнями, разделяющими ледниковые трог, сдвигает их на 40–100 м. Смещения замаскированы обвалами, возможно, сеймотектонического характера. В одном месте разлом проходит вдоль вершинной части гребня под острым углом к его простиранию, отчего образуется своеобразный двойной хребет. На рис. 34 показано пересечение этого сдвига с платформенным останцом, поверхность которого представляет собой фрагмент доледникового рельефа. Плато разделяет два позднплейстоценовых ледниковых трога. На поверхности плато разлом выражен в виде борозды, причем вертикальное

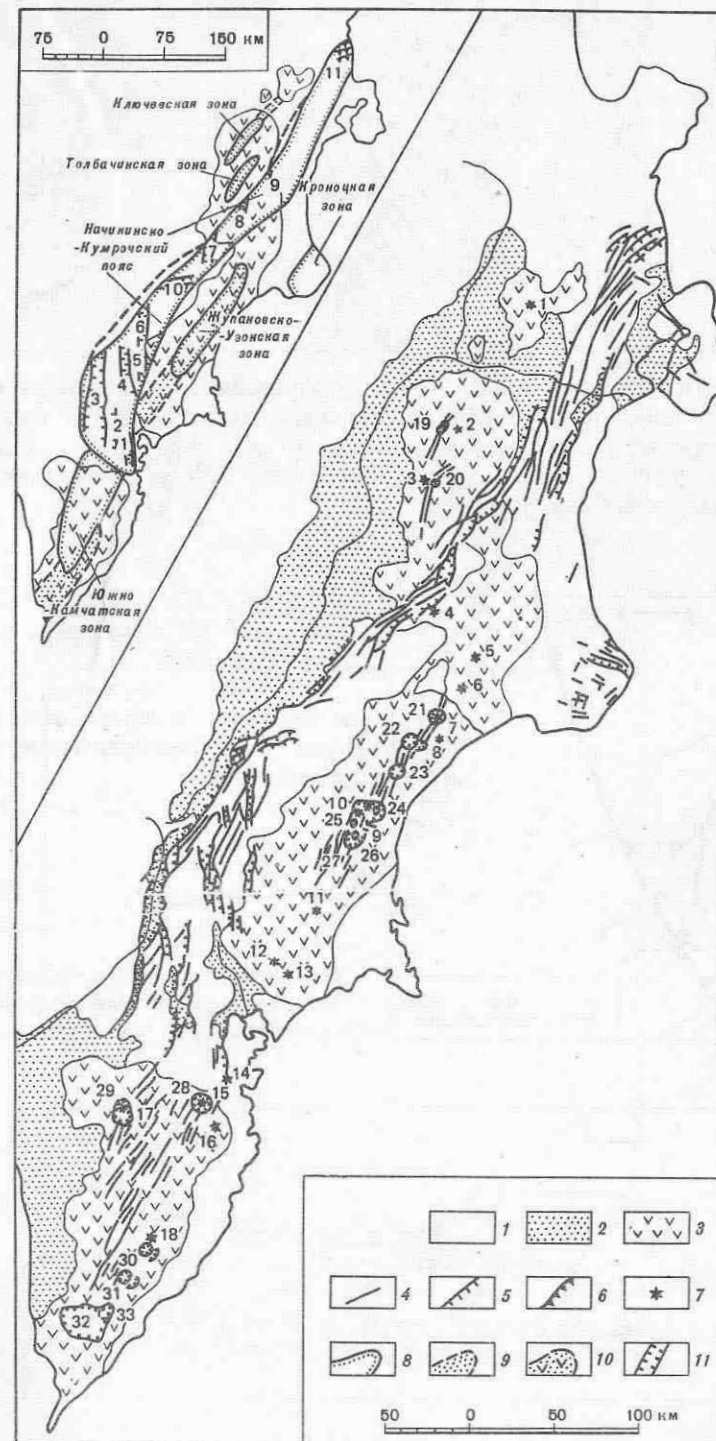
смещение при этом фиксируется. Край плато смещены левым сдвигом примерно на 100 м. В голоценовых моренах, вложенных в трюги, сдвиг проявляется в виде слабо заметной борозды. На рис. 35 изображено возможное сдвигание ручьев Передовым фасом Ганальского хребта на 30–40 м. Не исключено, однако, что смещение кажущееся и вызвано миграцией русел на конусах выноса.

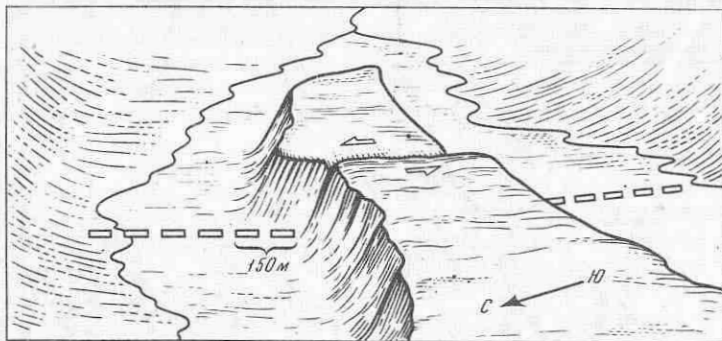
На рис. 36 схематически представлена сбросо-сдвиговая деформация позднеплейстоценовой речной террасы в южной части хр. Кумроч. Сбрасывание имеет величину 3 м, сдвигание – 10 м. Разлом срезается современным руслом реки. Другие сбросо-сдвиги этого района смещают поверхность и край древнечетвертичного лавового плато и выражены в рельефе уступами и рвами, лишенными растительности. Сбросовые смещения достигают 10–20 м, сдвиговые – 45–50 м. В южной части Толбачинского дола наблюдается сдвигание голоценовых вулканических конусов (рис. 37). Изучение аэрофотоснимков показало, что сдвиговые деформации рельефа многочисленны в пределах пояса, однако мелкий масштаб имеющихся снимков не позволяет оценить величину смещений.

Внутреннее строение разломов, образующих пояс, зависит от их кинематики. Самые слабые деформации связаны со сбросами и трещинами растяжения. Они выражены зонами тектонических брекчий шириной от нескольких до десятков метров. В сдвигах, надвигах и взбросах приразломные изменения значительно сильнее. Здесь возникают зоны расщепления и будинажа шириной в десятки, а для сдвигов – и в сотни метров, различающиеся по строению в зависимости от литологии вмещающих толщ. В песчано-сланцевых породах зоны разломов выжимаются пластичные сланцы, в которых плавают развернутые по простиранию разломов будины и обрывки песчаниковых пластов. Минералогические изменения, за исключением появления кварцевых жил, выражены слабо. К разломам прилегают зоны мелких складок.

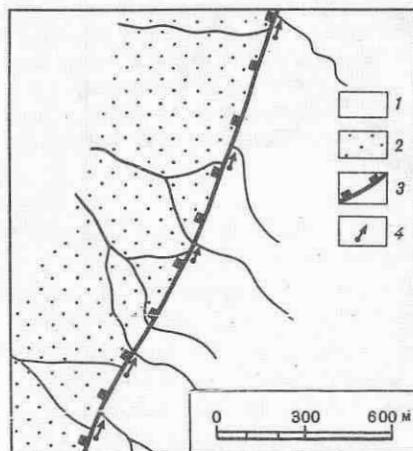
Рис. 33. Схема новейших разломов Восточной Камчатки

1 – дочетвертичные отложения; 2 – рыхлые четвертичные отложения; 3 – четвертичные вулканические поля; 4 – разломы без значительной вертикальной составляющей; 5 – сбросы с амплитудой более 100 м; 6 – надвиги; 7 – действующие вулканы; 8 – контуры поясов и зон разломов; контуры поясов и зон разломов, перекрытых современными отложениями; 9 – рыхлыми, 10 – вулканическими; 11 – грабены. Цифры на карте – вулканы: 1 – Шивелуч, 2 – Ключевской, 3 – Толбачик, 4 – Кизимен, 5 – Гамчен, 6 – Кроноцкий, 7 – Крашенинникова, 8 – Кихпинич, 9 – Малый Семячик, 10 – Карымский, 11 – Жупановский, 12 – Корякский, 13 – Авачинский, 14 – Вилочик, 15 – Горелый, 16 – Мутновский, 17 – Опала, 18 – Ксудач; кальдеры: 19 – Ближняя, 20 – Толбачинская, 21 – Крашенинникова, 22 – Узон-Гейзерная, 23 – Большесемячинская, 24 – Малосемячинская, 25 – Карымского вулкана, 26 – Карымского озера, 27 – Карымско-Семячинская, 28 – Горелая, 29 – Опала, 30 – Ксудач, 31 – Призрак, 32 – Паужетская, 33 – Курильского озера. Цифры на врезке – грабены: 1 – Паратунский, 2 – Начикинско-Озерный, 3 – Быстринский, 4 – Среднеавачинский, 5 – Левоавачинский, 6 – Ковычинский, 7 – Правощапинский, 8 – Левоощапинский, 9 – Тумроковский; зоны надвигов: 10 – Валагинская, 11 – Кумрочская





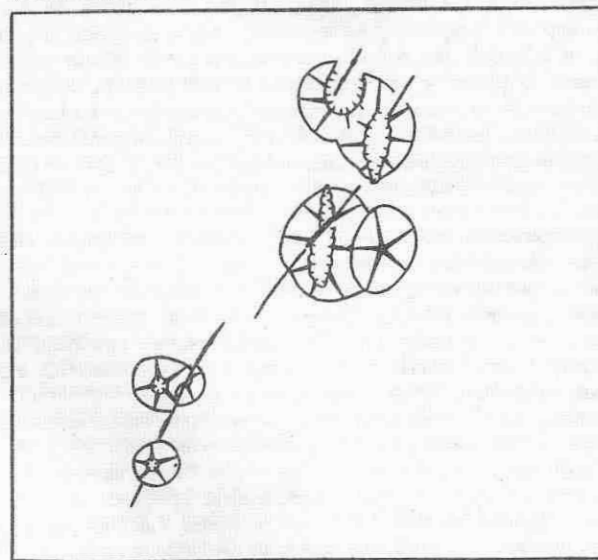
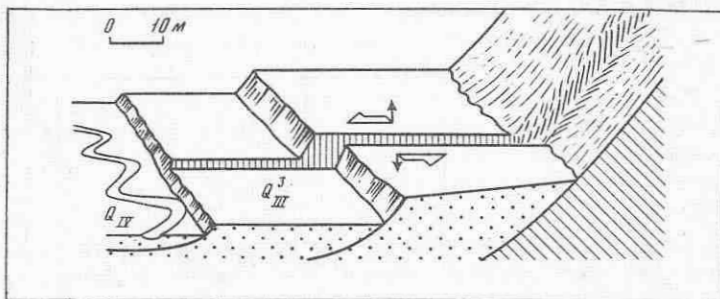
Р и с. 34. Платообразный останец, разделяющий два ледниковых трога и пересекаемый новейшим разломом (Ганальский хребет). Видны приразломная борозда и левостороннее сдвиговое смещение на 100–150 м. Днища трогов выполнены позднеплейстоценовыми моренами, перекрывающими разлом



Р и с. 35. Смещение современных водотоков Передовым фасом Ганальского хребта

1 – горное поднятие; 2 – депрессия; 3 – сброс Передового фаса; 4 – предполагаемые смещения русел

Р и с. 36. Сбросо-сдвиговое смещение позднеплейстоценовой террасы в южной части хр. Кумроч



Р и с. 37. Взаимоотношения сдвиговых и раздвиговых разрывов в районе Толбачинского дола

Вдоль долготных раздвигов наблюдаются цепочки шлаковых конусов. Северо-восточные сдвиги выражены узкими бороздами, смещающими конусы

Если разлом залегает среди молодых неизмененных вулканических пород с пластами рыхлых пелит-псаммитовых туфов, то в него выжимаются туфы, которые не испытывают значительных минералогических изменений и образуют полосчатый плотный катаклазит. В случае вскрытия сдвигом магматического очага роль катаклазитов выполняет магма и образуется дайка, сложенная рассланцованной породой со сложными структурами течения. В вулканогенно-кремнистых породах разломы выражены зонами линзовидных будин, разделенных многочисленными трещинами скалывания с зеркалами и штриховкой. В палеотипных вулканических и интрузивных породах возникают зоны хлоритовых и тальковых сланцев и тектонических глин с прожилками кварца, кальцита, гематита. В разломах шириной меньше нескольких метров сланцеватость ориентирована обычно согласно с их залеганиями, а в более широких ориентирована сложнее, вероятно, вследствие вращательного характера деформаций.

Внутреннее строение разломов северо-восточного простирания также свидетельствует об их сдвиговом характере. Сместители их залегают вертикально, штриховка на зеркалах скольжения ориентирована субгоризонтально. Сдвиги сопровождаются оперяющими трещинами скалывания и растяжения и приразломными складками. В хр. Кумроч складки достигают размеров в несколько километров и образуют приразломный складчатый пояс. В Ганальском хребте присдвиговые трещины растяжения выполнены кварцевыми жилами с сульфидной минерализацией. Сдвиги связаны с долготными сбросами и северо-восточными надвигами и образуют парагенезисы структур, сходные с описанными в других районах (Буртман и др., 1963).

Эффективный сдвиговой разлом наблюдается, например, к северу от г. Усть-Камчатского (рис. 38). Он имеет длину 20 км и выражен на поверхности плейстоценовой морской террасы линейной депрессией шириной до 100 и глубиной до 10 м, в которой находятся многочисленные линейные озера. Вертикальные смещения по разлому, за исключением его концов, отсутствуют. На юге он оканчивается меридиональным сбросом, на севере — надвигом северо-восточного простирания. В его центральной части имеется ромбическая впадина, ограниченная сбросами с амплитудой до 10 м. Дно ее разбито еще несколькими сбросами. Предполагаемое смещение по сдвигу составит десятки метров.

Начикинско-Кумрочская зона в целом представляет собой парагенезис структур сдвига, растяжения и сжатия. В его южной части расположена обширная область растяжения, выраженная несколькими рядами меридиональных грабенов, краевые сбросы которых наклонены под углами около 60°. Наиболее крупные — Быстринский и Среднеавачинский грабены. Они асимметричны, с более ярко выраженными восточными бортами. С севера они резко обрываются сдвигами, а к югу постепенно затухают.

Для южной части зоны растяжения более характерны наклоненные на восток блоки размерами в несколько десятков километров (рис. 39). По их восточным краям проходят дугообразные сбросы, а по западным — тектонические долины, не имеющие хорошо выраженных краевых сбросов (долина нижнего течения Средней Авачи, среднего течения Пютликовской, верховьев Паратунки). Эти долины образовались как участки поверхностного растяжения у относительно приподнятых крыльев наклоненных блоков. В рассматриваемой зоне растяжения намечается эволюционный ряд развития грабенов. Они возникают как узкие щелевидные впадины, имеющие форму параллелограммов, длиной до 5 и шириной до 2 км (Корниловский, Денохонокский). Затем расширяются, удлиняются, углубляются, соединяются по простиранию с другими аналогичными впадинами (Эстребоковский). Далее, сливаясь с параллельными грабенами, они увеличиваются в ширину, а их центральные части становятся

Рис. 38. Новейший сдвиг, пересекающий плейстоценовую морскую террасу к северу от г. Усть-Камчатска

1 — дочетвертичные отложения; 2 — сдвиги; 3 — сбросы; 4 — надвиги и прилегающие к ним наклоненные блоки; 5 — рыхлые четвертичные отложения

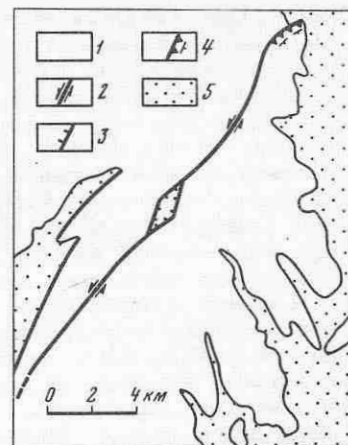
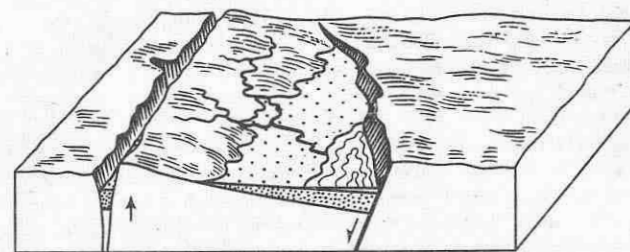


Рис. 39. Комплекс структурных элементов, сопровождающих образование наклонных блоков в южной части Начикинско-Кумрочского пояса разломов



зонами осадконакопления (Ковычинский, Левоавачинский). Потом возникают широкие осадочные бассейны, крупные наклонные блоки (Быстринский, Среднеавачинский, Паратунский). Некоторые грабены уже прекратили развитие, так как живые разломы в их пределах отсутствуют. Таковы северная часть Паратунского грабена, существование которого доказано геофизическими и буровыми работами, и, вероятно, меридиональная долина Авачи и Авачинская бухта. В грабенах наблюдаются признаки более пологого залегания сбросов на глубине: обратные наклоны сбросовых уступов, микрограбены в тыловых частях уступов.

Грабены рассматриваемого района обнаруживают все характерные признаки присдвиговых зон растяжения. Каждый из трех долготных рядов пересекает пояс разломов по всей его ширине, и поэтому величины растяжения по ним можно суммировать. Суммарное растяжение в грабенах близко к 5 км, что требует, исходя из величины угла в 30° между грабенами и сдвигами, компенсирующего сдвига с амплитудой около 10 км. Примерно такова суммарная амплитуда сдвигов в Ганальском хребте. Следовательно, в грабенах реализуется все сдвиговое смещение или его большая часть. Это согласуется с тем, что далее к югу сдвиговые разломы практически исчезают.

Севернее, в Валагинском хребте расположена Валагинская зона надвигов (Тихонов, 1968; Меглер, 1976; Меглер, Флоренский, 1976). Надвиги имеют чешуйчатое строение и представляют собой широкие зоны расщепления и мипонитизации. В осадочных толщах они сопровождаются изокли-

нальной складчатостью. Развитие надвигов происходило в течение неоген-четвертичного времени. В обнажениях наблюдается надвигание меловых пород на четвертичные (рис. 40).

Валагинская зона сжатия имеет ряд характерных особенностей, показывающих, что она является структурным элементом крупного сдвига (Леггер, 1976). Висячие крылья надвигов испытывают быстрое тектоническое поднятие. Поднятые блоки разбиты сбросами, трещинами, небольшими грабенами различных направлений, что, вероятно, объясняется разваливанием и оседанием тела аллохтона, надвигаемого на опускающуюся Центральную депрессию. Современное надвигообразование затрагивает также прилегающий к хребту равнинный участок депрессии (рис. 41).

К северу от Валагинского хребта, в хр. Тумрок в поясе разломов вновь появляются сдвиги и грабены: Правощапинский, Лефощапинский, Тумрокский. Из них Левощапинский наиболее ярко выражен и наиболее интенсивно развивается в настоящее время. Он имеет в плане форму параллелограмма, ограниченного сбросами и сбросо-сдвигами. Углы наклона сбросов $60-70^\circ$. Наблюдаются признаки глубинного выполаживания сбросов. Многие сбросо-сдвиги имеют шарнирный характер. Грабены этого района пересекают пояс разломов на всю ширину, что позволяет суммировать амплитуду растяжения по ним. Она достигает 5-6 км, что требует компенсирующего сдвигового смещения в 10-12 км. Сложив его с амплитудой сдвига в более южной части пояса, получим общую величину, необходимую для компенсации всех грабенов. Эта цифра (20 км) близка к предполагаемой величине сдвигового смещения в южном Кумроче.

В хр. Кумроч ширина зон разломов увеличивается до 30 км. Параллельно Кумрочу, к востоку от него протягивается невысокий хребет, также являющийся односторонним горстом и ограниченный с запада краевым сбросом. В этой части зоны распространены главным образом сдвиговые разломы, выраженные очень ярко. К ним приурочены продольные участки речных долин и седловин хребтов. Крупные разломы, выраженные депрессиями шириной в несколько сот метров, состояются из более мелких, часто разновозрастных разломов. Это, по-видимому, отражает неравномерность движений по крупным сдвигам. В северной части Кумроча разломы постепенно разворачиваются к востоку и приобретают простирание $50-70^\circ$. Эти разломы, деформирующие выровненную поверхность, расположенную к северу от хребта, напоминают надвиги предгорьев Валагинского хребта. Серия таких дугообразных в плане разломов отделяет высокую северную часть Кумроча от лежащей к северу от него равнины. В районе м. Тулого эти разломы выходят на побережье. Здесь, по данным В.А. Селиверстова, плиоценовые отложения интенсивно дислоцированы, смяты в складки и разбиты разрывами.

Приведенные данные позволяют заключить, что в северном Кумроче находится зона новейших надвигов, компенсирующих сдвиговое движение. Признаками близости зоны сжатия, оканчивающей сдвиг, являются наблюдаемое в Кумроче ветвление разломов, увеличение ширины пояса за счет увеличения количества разломов. Это приводит к уменьшению амплитуды ограничивающих сдвиги надвигов путем рассредоточения сжатия на большой площади. Зона сжатия расположена, по-видимому, также в районе к югу от оз. Ажабачьего.

Смещение по Начикинско-Кумрочскому сдвигу не локализовано по определенной линии, а рассеяно по нескольким десяткам параллельных разломов. Сдвиговая зона образована комплексом структур собственно сдвига, растяжения и сжатия. Возраст сдвига определяется следующими данными: нигде не наблюдается перекрытия элементов сдвига миоцен-раннеплиоценовыми отложениями. В полях развития плиоценовых отложений пояс разломов

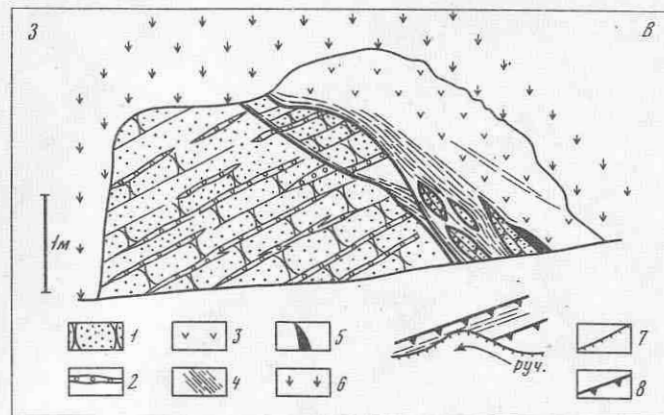


Рис. 40. Надвиг позднемеловых вулканитов на плиоцен-нижне-четвертичные песчаники и гравелиты (Валагинская зона надвигов)

1 - песчаники; 2 - гравелиты; 3 - туфы; 4 - тектоническая глина; 5 - обломки дерева; 6 - задерновано. На врезке - схематический план обнажения: 7 - обрыв, 8 - надвиги

выражен так же отчетливо, как и в районах распространения более древних пород. В полях развития четвертичных отложений пояс выглядит существенно ослабленным. Часть присдвиговых грабенов имеет плиоценовый возраст, остальные - четвертичный. Это позволяет считать, что развитие сдвига началось в раннем-среднем плиоцене (около 5 млн. лет назад) и продолжается до настоящего времени. Условная средняя скорость движения по нему, вычисленная по амплитудам смещений геологических тел различного возраста, достигает 2-5 мм/год, максимальная суммарная амплитуда смещения - 15-20 км. Происхождение сдвига определено косым поддвижением литосферной плиты по фокальной зоне (Леггер, 1976).

Горизонтальные движения в зоне сдвига тесно связаны с вертикальными. Граница хребта и депрессии - Передовой фас - протягивается в целом вдоль сдвиговой зоны. Однако, если сдвиг рассредоточен в зоне шириной в несколько десятков километров, то сброс четко локализован по одной линии. Движения по сбросу начались в четвертичное время, позже начала сдвиговых смещений. Сброс не совпадает с каким-либо одним сдвигом, он "перескакивает" с одного сдвига на другой, отчего имеет в плане уступообразную форму. Сброс не проходит вдоль всего сдвигового пояса, он отсутствует как на его северном, так и на южном концах. Это позволяет считать, что в целом Начикинско-Кумрочский сдвиг и Передовой фас образованы независимыми процессами, а сброс заложился вдоль более древних сдвиговых разломов. В то же время для отдельных структур (надвиги, грабены) единство горизонтальных и вертикальных движений очевидно.

Сдвиг, вероятно, определяет расположение некоторых четвертичных вулканов. Расположение Восточного вулканического пояса в целом и размещение в его пределах крупных магматических очагов определяется, как показал С.А. Федотов (1976), прежде всего положением и строением фокальной сейсмической зоны. Однако новейшие разломы, связанные с горизонтальными движениями, контролируют локализацию некоторых вулканических

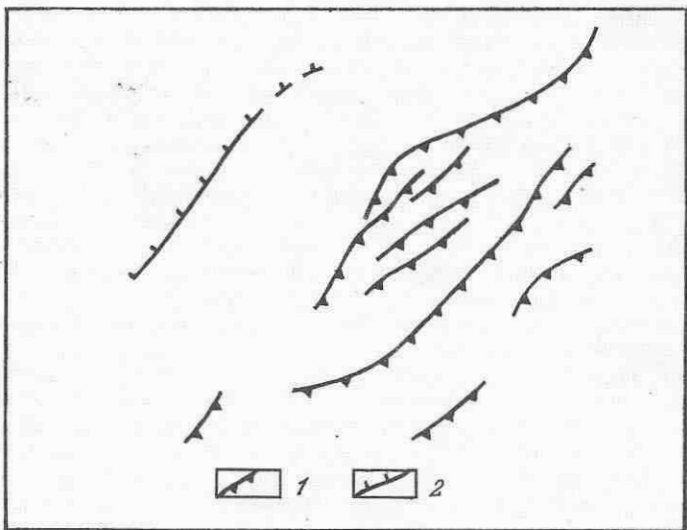


Рис. 41. Выражение в рельефе надвигов и сбросов, деформирующих поверхность позднеплейстоценовой флювиогляциальной равнины
1 — надвиги; 2 — сбросы

центров. Практически все позднечетвертичные вулканы, находящиеся в Начикинско-Кумрочской зоне, приурочены к присдвиговым структурам — долготным грабенам и трещинам. Таковы крупные андезитовые вулканы Бакенинг и Кизимен, многочисленные ареальные вулканические конусы и экструзивные купола. Центры вулканических излияний часто находятся в непосредственной близости от сбросовых уступов. Вдоль оперяющих сдвиги трещин растяжения закладываются долготные вулканические цепочки (см. рис. 37). С присдвиговыми грабенами и сбросами связаны также основные термоявления на территории зоны. Таковы группы термальных источников: Нижне-, Средне- и Верхнепаратунские, Начикинские, Малкинские, Тимоновские, Пушинские, Шапинские; Кумрочские.

Начикинско-Кумрочский сдвиг проявляется в коровой сейсмичности Камчатки. К северной, наиболее активной части сдвига приурочена Кумрочская сейсмическая зона, достигающая глубины 100 км, где она сливается с фокальной зоной (Токарев и др., 1974). Рои землетрясений приурочены к присдвиговым структурам растяжения — Быстринскому и Леоцапинскому грабенам.

Распространенные землетрясения распространены по всей площади зоны разломов. На севере Кумроча и шельфа зал. Озерного интенсивная коровая сейсмичность, вероятно, связана с Кумрочской зоной надвигов. Сейсмичность этого района интерпретируется как северное продолжение фокальной зоны, однако он отделен от северного окончания фокальной зоны асейсмичной областью. Выполненные для этого района определения напряжений в очагах показывают, что землетрясения относятся к надвиговому типу. Ось сжатия ориентирована горизонтально в северо-северо-западном направлении (Cormier, 1975). Такое направление сжатия не типично ни для фокальной зоны Камчатки, ни для Алеутских островов, но хорошо соответствует направлению надвигания в Кумрочской надвиговой зоне, заканчивающей с севера Начикинско-Кумрочский сдвиг.

В ряде случаев по характеру смещений русел постоянных и временных водотоков новейшими разломами можно доказать мгновенность последних подвижек по разломам. Следовательно, такие структуры можно отнести к палеосейсмодислокациям, в соответствии с определением В.П.Солоненко (1966), и считать, что на территории зоны разломов возможны сильные коровые землетрясения. Наиболее ярко сейсмодислокации выражены в хр. Кумроч, на стыке хр. Тумрок с Ключевской группой вулканов, в Леоцапинском грабене, северной части Быстринского грабена и почти на всем протяжении Передового фаса. Например, Передовой фас Кумроча, проходящий в позднеплейстоценовых моренах, выражен в рельефе плоскостной депрессией с крупными стенками. Ширина ее несколько десятков, глубина — до 10 м. Местами она имеет ступенчатый характер, наибольшая глубина ее наблюдается близ бортов.

Вулканический раздвиг расположен в осевой части Восточно-Камчатского четвертичного вулканического пояса. Вулканический пояс протягивается от вулкана Шивелуч на севере до южного окончания полуострова, где он переходит в Большую Курильскую гряду. В его южной части (до широты Шипунского полуострова) четвертичный вулканизм непосредственно продолжает палеоген-неогеновый. Севернее вулканизм начал развиваться лишь с конца плиоцена. Северная часть пояса под острым углом пересекает основные продольные структуры Камчатки, накладываясь при этом на различные образования — от меловых вулканогенно-кремнистых до рыхлых плиоцен-четвертичных. В пределах пояса кровля подстилающих его пород погружена относительно кровли тех же пород на соседних территориях и образует грабен-синклинальную депрессию. Неоднократно отмечалось, что в поясе распространены структурные элементы горизонтального растяжения. А.Е. Свят-

ловский (1967) выделял на Камчатке особый тип магмоподводящих разломов или трещин растяжения. Такие трещины, имеющие северо-восточное простирание, установили в различных районах пояса Э.Н. Эрлих, И.В. Мелекесцев (История..., 1974), Б.С. Шеймович (1972) и др. Основным признаком для их выделения служили приуроченные к ним магматические проявления — дайки и цепочки ареальных вулканов. Б.А. Ермаков с соавторами (1974) исходя из факта относительного прогибания фундамента вулканических поясов Камчатки пришли к выводу, что в этих поясах и в Центральной депрессии происходит растяжение, которое может быть сопоставлено с растяжением в рифтовых областях.

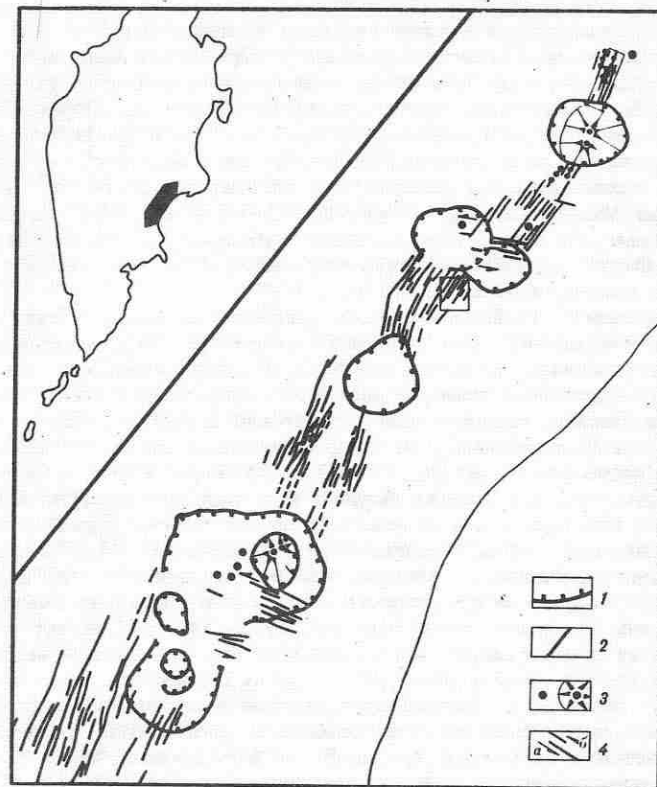
На всей территории Восточного вулканического пояса наблюдаются многочисленные новейшие разрывы. Они рассекают четвертичные вулканические отложения и хорошо фиксируются в поле и на аэрофотоснимках. Разрывы проходят преимущественно в осевой части пояса, имеют в основном северо-восточное простирание и распространены неравномерно.

Приведем более детальное описание разрывов на примере Жупановско-Узонской зоны (рис. 42). Рассматриваемый район представляет собой плато, сложенное плиоцен-четвертичными вулканитами различного состава и осложненное позднечетвертичными вулканическими конусами и депрессиями. В районе распространены новейшие разрывы двух типов. Одни из них — дуговые и кольцевые сбросы, ограничивающие кальдеры, — здесь не рассматриваются. Другие разрывы в плане линейны. Они сосредоточены в узкой зоне, проходящей вдоль оси вулканического пояса, через все кальдеры. Зона разрывов в плане слегка зигзагообразна и имеет общее северо-восточное ($20 - 30^\circ$) простирание. Ее видимая длина 130, ширина — от 5 до 20 км. На севере она исчезает под водами Кроноцкого озера, а на юге перекрыта голоценовыми и современными лавами и шлаками вулканов Жупановского и далее к югу Авачинского. Разрывы, входящие в зону, либо непосредственно выражаются в рельефе в виде борозд или уступов, либо проявляются как цепочки ареальных вулканических центров. В плане они прямолинейны или слегка волнисты, ориентированы примерно параллельно друг другу и простиранию всей зоны. Индивидуальные разрывы имеют длину от нескольких до 15–20 км, расстояние между соседними разрывами — от нескольких сот метров до нескольких километров.

В северной части зоны, в районе кальдеры Крашенинникова, разрывы представляют собой трещины растяжения, по которым произошли излияния базальтов. Трещины выражены либо цепочками голоценовых вулканических кратеров, либо линейными бороздами, возможно, расширенными газовой продувкой.

Большинство трещин вертикально, но встречаются и наклонные разрывы типа сбросов, к которым также приурочены цепочки мелких кратеров. В обнажениях эти трещины представляют собой базальтовые дайки мощностью 2–3 м, по которым нет никакого смещения, кроме нормального растяжения. Суммарная амплитуда растяжения за голоцен достигает 30 м. Кроме небольших кратеров и конусов, с зоной растяжения связан крупный щитообразный вулкан Крашенинникова, цепочка вершинных кратеров которого вытянута по простиранию разрывов. К югу от кальдеры Крашенинникова зона разрывов образована параллельными сбросами и трещинами, деформирующими элементы рельефа. К ней лишь местами приурочены отдельные вулканические проявления (сопка Дуга, маар Дальний, вулкан Малый Семячик, моногенные вулканы в центре Карымско-Семячинской депрессии).

Южнее кальдеры Крашенинникова разрывы смещают платообразную поверхность, образованную покровами пемз и игнимбритов. Покровы связаны с образованием кальдер Крашенинникова, Узон-Гейзерной, Большихсемячин-



Р и с. 42. Строение Жупановско-Узонской зоны разрывов

1 — сбросы обрамления кальдер; 2 — сбросы и трещины растяжения; 3 — вулканические проявления, приуроченные к трещинам растяжения; а — небольшие вулканы, б — крупные вулканы; 4 — сдвиговые разломы. На врезке показано местоположение зоны разрывов

ской, Карымско-Семячинской и имеют возраст от 30 до 100 тыс. лет (История..., 1974). Характер пересечения разрывов с голоценовыми лавовыми потоками показывает, что некоторые из них продолжали формироваться и в голоценовое время. Зона разрывов состоит из нескольких десятков параллельных разломов и трещин и в целом представляет собой широкий и пологий грабен глубиной до 300 м, осложненный множеством более мелких грабенов и горстов. Грабен имеет вогнутый чашеобразный профиль. Иногда наблюдаются два параллельных грабена.

Разломы и трещины в плане обычно волнообразно изогнуты, часто расщепляются и вновь смыкаются или же кулисообразно заходят друг за друга, причем блоки, находящиеся между ними, слегка разворачиваются. Многие сбросы имеют шарнирный характер или переходят по простиранию в трещины растяжения. Последние выражены бороздами и впадинами, часто цепочками замкнутых впадин, возникших при поглощении грунта открытой трещиной (а не при эрозионном углублении разрыва). В обнажениях сбросы

выражены зонами брекчий мощностью до 15–20 м, образованных обломками вмещающих пород и цементом из тех же мелкораздробленных пород, без каких-либо минералогических изменений. Сбросы залегают под углами 60–70°, а трещины растяжения близки к вертикальным. Они не уходят на большую глубину, а перехватываются наклонными сбросами. Морфология и внутреннее строение разрывов показывают, что они образовались вследствие горизонтального растяжения. Растяжение по каждому сбросу при наклоне 60–70° составляет около половины величины вертикального смещения.

Внутри Узон-Гейзерной и Карымско-Семьячинской депрессий наблюдаются голоценовые сдвиги и сбросо-сдвиги субширотного простирания (Эрлих, 1974; Селянтин, 1974). Широкие разломы как бы смещают всю зону разрывов на 5–6 км (см. рис. 42).

Ключевская и Толбачинская зоны разрывов напоминают северную часть Жупановско-Узонской зоны. Они состоят из нескольких параллельных разрывов, выраженных цепочками голоценовых вулканических центров. Все разрывы, наблюдаемые в этом районе, имеют голоценовый возраст, так как более древние перекрыты современными вулканическими отложениями.

Разрывы Южно-Камчатской зоны аналогичны описанным выше. Значительная часть этого района, в особенности юго-восточная, перекрыта голоценовыми пемзами кальдер Ксудач, Курильского озера, лавами вулканов Горелого, Мутновского, Илийского и других, поэтому здесь доступны для наблюдения лишь самые молодые из разрывов. Местами разрывы непосредственно выражены в рельефе, местами проявляются как цепочки ареальных конусов, но во всех случаях обнаруживают признаки горизонтального растяжения. Среди них можно выделить узкие рои или зоны второго порядка. Одна такая зона проходит через кальдеру Опала, другая – через кальдеру Горелую, вулкан Асачу и трассируется в центр Паужетской депрессии.

Таким образом, в Восточном вулканическом поясе Камчатки по всей его длине проходит зона горизонтального растяжения. Формирование ее продолжается в настоящее время. В 1975 г. в южной части Толбачинской зоны разломов образовалась крупная трещина, вдоль которой выросла цепочка вулканических конусов. На основе расчетов величины растяжения, по данным замеров ширины трещин и сбросов в обнажениях и вертикальных смещений по сбросам, оценены амплитуды растяжений: в районе кальдеры Крашенинникова – 30 м за 10 тыс. лет; к северу от Узон-Гейзерной депрессии – 100 м за 30 тыс. лет; к югу от Узон-Гейзерной депрессии – 350 м за 100 тыс. лет. Для Ключевской и Толбачинской зон разрывов замеров не имеется, можно судить лишь по аналогии с районом кальдеры Крашенинникова. Полученные данные дают примерно одинаковую скорость растяжения – около 0,3 мм/год или 3 км/млн. лет.

Активные структуры растяжения сосредоточены в осевой части вулканического пояса, а не приурочены к его краям в виде ограничивающих пояс краевых сбросов, как предполагалось ранее (Эрлих, 1973; Ермаков и др., 1974). Зона растяжения на юге Камчатки уходит в пределы Большой Курильской гряды.

Вулканический раздвиг двояким образом связан с вулканизмом. Во-первых, цепочки ареальных конусов приурочены к отдельным трещинам и, во-вторых, зона разломов в целом связана с кальдерами и крупными вулканическими центрами. Первый тип связи имеет неустойчивый характер. Поля ареальных вулканов встречаются вне зоны растяжения и она, в свою очередь, лишена их на большом протяжении. Так, в районе вулкана Крашенинникова поле ареальных излияний и зона растяжения пространственно не совпадают, а лишь пересекаются, образуя в месте пересечения устойчивые цепочки. Вероятно, магма ареальных вулканов лишь использует трещины растяжения как

путь к поверхности, так же как в других местах она использует трещины оперения сдвига или радиальные трещины вулканической постройки. Там, где к зоне растяжения приурочены ареальные излияния, вертикальные смещения по разломам отсутствуют, где нет излияний – имеются. Вероятно, вертикальные смещения образуются при гравитационном проседании клинообразных блоков в раскрывающуюся трещину. Если же трещина сразу заполняется магмой, то ее давление на стенки уравнивает силу гравитационного проседания. Поэтому грабен и ареальную вулканическую цепочку можно считать структурными аналогами.

Второй тип связи имеет устойчивый характер. Раздвиг на всем протяжении проходит либо через кальдеры, либо через крупные магматические очаги (такие, как, например, группа экстрезивных куполов на северном окончании Толбачинской зоны разломов). Зоны разломов прослеживаются через все кальдеры Восточной Камчатки, за исключением трех кальдер в ее юго-восточной части, где распространены голоценовые пемзы, скрывающие под собой все тектонические структуры. Наиболее ярко эта связь проявляется для Жупановско-Узонской зоны разломов, где точность совпадения оси зоны с центрами кальдер составляет 1–2 км и именно в кальдерах расположены поперечные разломы, как бы смещающие отдельные участки зоны растяжения друг относительно друга.

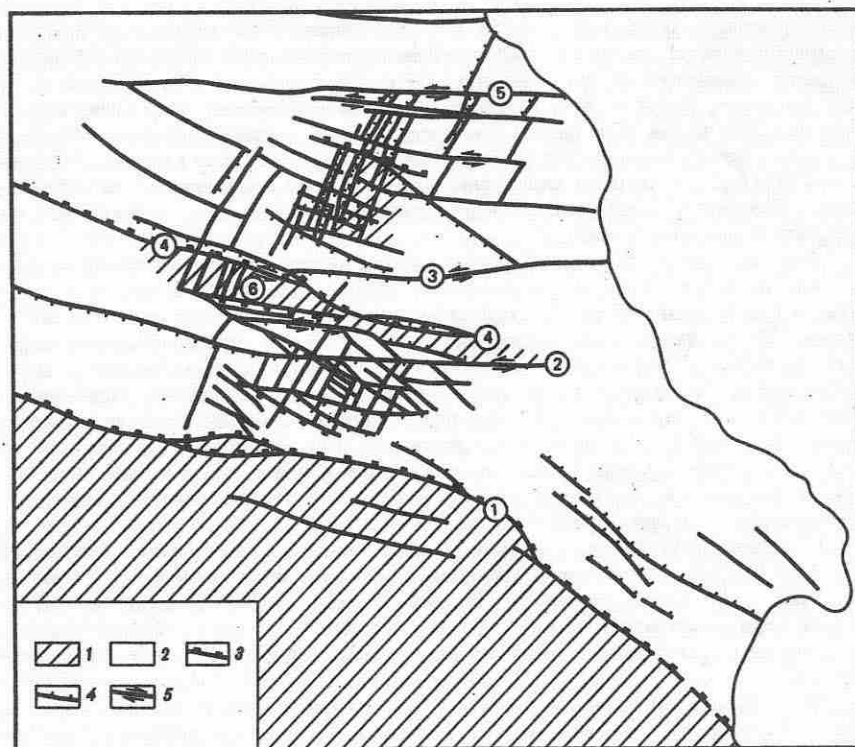
Происхождение Вулканического раздвигается связывается с расклинивающим действием гидростатически всплывающих магматических тел (Леглер, 1976). Поперечные сдвиги в Узон-Гейзерной и Карымско-Семьячинской депрессиях аналогичны трансформным разломам типа рифт – рифт. Прямым следствием растяжения является проседание фундамента вулканического пояса.

Сбросы и трещины, входящие в структуру Вулканического раздвигается, не могут быть отнесены к палеосейсмодислокациям, хотя они хорошо выражены в рельефе и гидросети. Трещины растяжения вне зависимости от скорости их раскрытия поглощают поверхностный материал и отчетливо выражены в рельефе. Раскрытие трещин при извержении Толбачика в 1975 г. не сопровождалось заметными землетрясениями.

Северо-Кроноцкий сдвиг выделяется в пределах Кроноцкого полуострова. Полуостров представляет собой брахиантиклиналь северо-восточного простирания, ось которой проходит параллельно восточному его берегу. Хорошо выражено пологое северо-западное крыло антиклинали, хуже – крутое юго-восточное.

Судя по деформациям морских террас, формирование антиклинали продолжается и в настоящее время. Район испытывает новейшее воздымание со скоростями до 5 мм/год. На восточном побережье полуострова, где ранее выделялось складчатое ядро Кроноцкого антиклинория (Сапеев, Долматов, 1965), наблюдается комплекс подводных вулканов с крутыми первичными залеганиями пластов. Полого лежащая толща палеогеновых туфов и шаровых лав, занимающая остальную часть полуострова, по-видимому, находится с этими вулканами в фациальном соотношении. Ранее отмеченное в литературе угловое несогласие между ядром антиклинория и толщей шаровых лав относится к небольшим линзам осадочных пород, залегавших, вероятно, на вершинах древних гайотов. Эти линзы не могут отождествляться с толщей шаровых лав.

На полуострове распространена сложная сеть разломов, новейший возраст которых определяется по смещению или плейстоценовых морских террас. Выделяются разломы трех основных направлений: широтного, северо-западного и северо-восточного. Наиболее ярко они выражены в северо-восточной части полуострова, имеющей платообразный рельеф и отделенной от централь-



Р и с. 43. Схема новейших разломов в северной части Кроноцкого полуострова

1 - относительно приподнятые блоки; 2 - относительно опущенные блоки; 3 - разломы, имеющие сбросовую составляющую с амплитудой более 100 м; 4 - разломы, имеющие сбросовую составляющую с амплитудой менее 100 м; 5 - разломы, имеющие сдвиговую составляющую. Детально изученные разломы: 1 - Северный фас, 2 - Прямой, 3 - Глубокий, 4 - Каменный, 5 - Отвесный, 6 - горст Линейный

ной горной её части крупным субширотным сбросом (рис. 43). Этот сброс, названный Северным фасом, северное крыло которого опущено на 800 м, по своему строению аналогичен Передовому фасу Восточного хребта. На местности он выражен бороздой шириной до 200 м и глубиной в десятки метров.

Главными, наиболее отчетливыми и протяженными разломами в северной части полуострова являются широтные. Они контролируют долины многих ручьев и рек, при пересечении, как правило, обрывают разломы других направлений, а сами продолжают без изменения. Нескольким детально описанным разломам даны названия (см. рис. 43). В рельефе разломы выражены глубокими бороздами, часто имеют вертикальные составляющие и разделяют линейные горсты и грабены. В обнажениях они представлены вертикально залегающими зонами деформированных пород шириной в несколько и

десяти метров, где шаровые лавы превращены в хлорит-талльковые сланцы и тектонические глины, часто с субгоризонтальной штриховкой на вертикальных плоскостях скольжения. Это указывает на их сдвиговый характер, однако геологическое строение района неблагоприятно для изучения горизонтальных движений в связи с отсутствием надежных реперов. Так, местами в переходных зонах между разломами и вмещающими породами удается наблюдать смещения лавовых шаров по отдельным плоскостям скольжения и тонким (до 1 см) зонам расщепления. Достоверные смещения достигают нескольких десятков сантиметров и имеют левосдвиговый характер. Более крупных смещений в толще однообразных шаровых лав обнаружить не удается.

По широтным разломам наблюдаются левосдвиговые перемещения рельефа, гидросети и более древних разломов других направлений. Например, Каменный разлом, ограничивающий с севера узкий горст, названный Линейным, сдвигает долины ручьев и водоразделы между ними до 200 м. Несколько широтных разломов, расположенных к югу от Линейного горста, пересекаясь с более древними сбросами северо-восточного простирания, смещают их по типу левого сдвига с амплитудой до 300 м. В результате сдвиговых движений в условиях пересеченной местности возникает холмисто-западинный рельеф с замкнутыми котловинами. В северной части района четыре широтных разлома последовательно сдвигают характерный комплекс более древних сбросов северо-восточного простирания. Сдвиги левые, с амплитудой по каждому разлому 200-400 м.

Разломы северо-западного простирания менее протяжены, чем широтные, с которыми они тесно связаны и в которые часто переходят по простиранию. По своему строению они близки к субширотным, но обычно имеют зоны расщепления меньшей ширины. Вертикальные смещения по ним наблюдаются не всегда и обычно являются небольшими. Наблюдается горизонтально ориентированная штриховка на вертикальных плоскостях скольжения, но горизонтальных смещений не зафиксировано.

Разломы северо-восточного простирания наиболее коротки и относятся к нормальным сбросам или трещинам растяжения. С разломами других направлений они пересекаются резко, не обнаруживая признаков структурной связи с ними. Поднятые и опущенные крылья расположены незакономерно.

Совокупность данных по строению широтных и северо-западных разломов указывает на то, что они образуют крупную зону левого сдвига. На востоке он уходит в океан. На западе характер его окончания не удалось выявить из-за отсутствия обнажений при интенсивно расчлененном рельефе.

Наличие широких зон расщепления у ряда широтных разломов позволяет предположить, что по каждому из них имеется смещение от нескольких сот метров до нескольких километров, что дает суммарную величину сдвига в несколько километров. Степень деформированности разломами морских террас возрастает с увеличением возраста террас, что указывает на постепенность развития зоны разломов. Основные сдвиговые смещения рельефа зафиксированы на плато, расположенном на высоте 300-350 м, т.е. на поверхности морской террасы, сформировавшейся около 100 тыс. лет назад (История..., 1974). Зафиксированные подвинки имеют суммарную амплитуду до 1 км, что дает условную среднюю скорость сдвига около 1 см/год. Северо-западные разломы находятся в единой кинематической системе с широтными сдвигами и, вероятно, являются оперяющими сдвиг трещинами скалывания.

Разломы северо-восточного простирания не являются элементами Северо-Кроноцкого сдвига. Они входят в систему сбросов и трещин, которая распространена на всей территории Кроноцкого полуострова и является радиальной по отношению к упомянутой выше новейшей брахиантиклинали. Радиальная и концентрическая системы трещин и сбросов полуострова, вероятно, отражают растяжение свода и крыльев растущей антиклинали.

Вывод о существовании на севере Кроноцкого полуострова субширотного сдвига впервые сделан О.И. Супруненко (1970) на основании геофизических материалов. Он считает, что этот разлом продолжается далеко на запад, до Центральной депрессии.

По одному из широтных разломов (Северный фас) в зоне сдвига происходят интенсивные вертикальные движения. Этот сброс отделяет поднимающийся блок центральной части полуострова от северной его части, поднимающейся медленнее. Так же, как и в Передовом фасе Восточного хребта, граница блоков, поднятых на разную высоту, проходит вдоль сдвиговых разломов. Так же как и там, поднимающийся блок запрокидывается в сторону от пограничного сброса, в данном случае — на юг.

Происхождение Северо-Кроноцкого сдвига предположительно связывается с развитием фокальной сейсмической зоны, так как сдвиг расположен в непосредственной близости от выхода ее на поверхность. Фокальная зона в современных тектонических моделях трактуется как грандиозный подвиг. Сдвиг предположительно является микротрансформным разломом в районе относительного смещения двух участков фокальной зоны.

Новейшие разломы Восточной Камчатки тесно связаны друг с другом и образуют единую систему (рис. 44). Они раскалывают Восточную Камчатку на ряд блоков, движущихся друг относительно друга в горизонтальном и вертикальном направлениях. На рис. 44,Б показаны расположение этих блоков, характер границ между ними, а также направления и скорости горизонтальных движений каждого блока относительно условно неподвижного блока Западной Камчатки. Подвижные зоны, в действительности более или менее широкие, изображены линиями, за исключением Южно-Камчатской зоны, которая из-за своей значительной ширины выделена как отдельный блок. Все блоки выделены достаточно условно, так как они испытывают внутренние деформации, хотя и меньшие, чем деформации по их границам. Приведенные цифры скоростей, полученные по подсчетам амплитуд и возрастов смещений, весьма приближительны. Показанная схема не замкнута, в ней не хватает зоны сжатия, компенсирующей движения по Вулканическому раздвигу и Северо-Кроноцкому сдвигу.

В литературе указывается на широкое развитие на Камчатке северо-западных и широтных разломов, в том числе новейших (Супруненко, 1970; Супруненко и др., 1973; Ермаков и др., 1974; Флоренский, Флоренский, 1975; Гусев, 1976). При составлении карты такие разломы были выявлены на Кроноцком полуострове, где они образуют Северо-Кроноцкий сдвиг, на п-ове Камчатский Мыс, где наблюдаются новейшие левые сдвиги, вероятно, ограничивающие с севера Вулканический раздвиг, в районе Ганальского хребта, а также в Узон-Гейзерной и Карымско-Семьячинской кальдерах. Во всех этих районах их появление объясняется локальными причинами. На аэрофотоснимках они не выделяются в массовом количестве. На космических снимках они видны лучше, в виде протяженных прямолинейных линеаментов, в том числе в районах, покрытых четвертичными отложениями, например в Кроноцко-Шапинском районе. В то же время они слабо отражены в геологическом строении Камчатки (за исключением восточных полуостровов и Петропавловской поперечной зоны). В новейшей структуре (за исключением тех же районов) они не прояв-

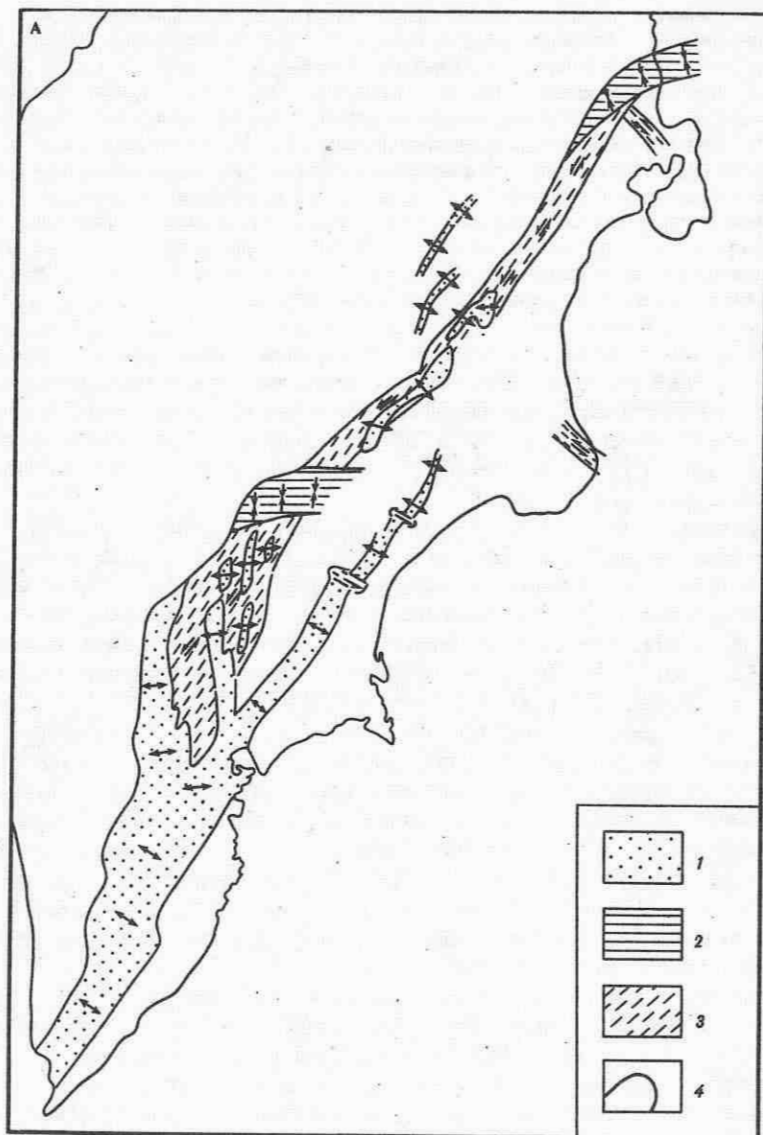
ляются сколько-нибудь крупными смещениями, ни вертикальными, ни горизонтальными. Они не деформируют продольную геологическую и неотектоническую зональность Камчатки. Предполагаемое О.И. Супруненко и Г.П. Декиным (1968) кажущееся сдвиговое смещение Восточного хребта связано с кулисным расположением горстовых поднятий в зоне Начикинско-Кумроцкого сдвига. При пересечении со сдвигами Начикинско-Кумроцкой зоны северо-западные разломы всегда смещаются ими с амплитудами до нескольких километров. Согласно В.Кормьеру (Cormier, 1975), многочисленные, но слабо выраженные поперечные разломы в островных дугах можно объяснить неравномерностью подвигания по фокальной зоне. Известно, что каждое крупное землетрясение охватывает лишь небольшой сегмент фокальной зоны, т.е. движения происходят в ней по отдельным участкам.

Новейшие и более древние разломы, аналогичные охарактеризованным выше разломам Камчатки, выделяются также и в других островных дугах. Так, продольные сдвиги большой протяженности предполагаются между Большой и Малой грядами Курильских островов (Стрельцов, 1971), в Японии (Fitch, 1972), на востоке Сахалина (Рождественский, 1969).

Вулканический раздвиг Камчатки, как отмечалось выше, продолжается в пределы Большой гряды Курильских островов. Характерными разломами островных дуг являются фронтальные надвиги, которые расположены вдоль внешних невулканических дуг, прилегающих к глубоководному желобу. Они известны на Камчатке (в олигоцен-миоценовой дуге), в Алеутской дуге и других районах (Шапиро, Селиверстов, 1975; Grow, 1973). Фронтальные надвиги, находящиеся ближе к желобу, ассоциируют с изоклинально-складчатыми флишевыми отложениями, находящиеся дальше от желоба — с различными породами, среди которых обычны офиолиты и глаукофановые сланцы. Такие надвиги, возможно, фиксируют положение палеозоны Бенбофа.

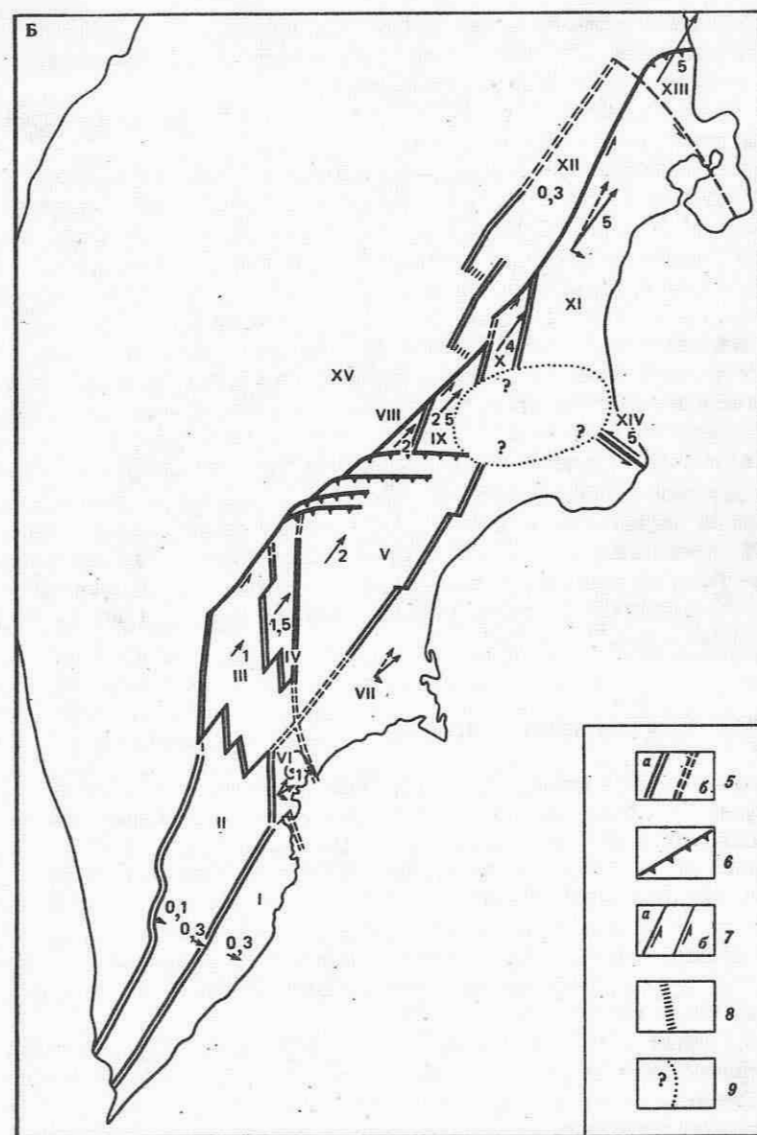
В тыловых прогибах островных дуг развиваются взбросы и надвиги, наклоненные к океану. Они известны на западе Камчатки. В зоне тыловых надвигов общая дислоцированность гораздо слабее, чем во фронтальной надвиговой зоне.

Системы разломов предполагаемых древних островных дуг имеют сходное строение. Северо-Охотская система разломов, расположенная вдоль Удско-Мургальской островной дуги, во многом сходна с системами разломов современных островных дуг. Она включает фронтальные надвиги, известные на юге п-ова Тайгонос (Некрасов, 1971), на полуостровах Кони, Пягина (Белый, Котляр, 1975; Умитбаев, 1977), в Пенжинско-Пекульнейском районе (Александров и др., 1975), и крупные сдвиги. Сдвиговую природу, в частности, имеет Улигданский разлом, который в виде прямолинейной зоны рассланцованных и передробленных пород шириной в сотни метров прослеживается на сотни километров в северо-восточном направлении на правобережье р. Уды (Роганов, Визгалов, 1972) и, по-видимому, проходит далеко на северо-восток вдоль Джугджурского побережья Охотского моря.



Р и с. 44. Схема новейших горизонтальных движений Восточной Камчатки

А - схема расположения зон новейших горизонтальных деформаций. Зоны: 1 - растяжения, 2 - сжатия, 3 - сдвига; 4 - границы подвижных зон. Стрелки показывают характер относительных горизонтальных движений в пределах подвижных зон. Б - схема расположения блоков, латерально перемещающихся относительно друг друга. Границы между блоками: 5 - раздвиговая: а - достоверная, б - предполагаемая, 6 - надвиговая, 7 - сдвиговая; а - достоверная, б - предполагаемая; 8 - предполагаемые зоны планового изгиба; 9 - область с невыясненным характером блоковых движений. Блоки:



I - Южно-Береговой, II - Южно-Камчатская зона растяжения, III - Ганальско-Начикинский, IV - Авачинский, V - Валагинский, VI - Петропавловский, VII - Шипунский, VIII - Северо-Валагинский, IX - Южно-Тумрокский, X - Северо-Тумрокский, XI - Кумроцкий, XII - Хапицкий, XIII - Северо-Кумроцкий, XIV - Северо-Кроноцкий, XV - Западно-Камчатский. Стрелки показывают направления смещений блоков относительно Западно-Камчатского блока (за исключением Северо-Кроноцкого блока, где показано лишь относительное смещение в зоне сдвига); цифры около стрелок - относительные средние скорости, мм/год. Длина стрелки пропорциональна скорости. Если блок участвует в двух движениях, показаны оба движения и суммарное

Внутренняя вулканическая дуга, образованная триасово-юрскими вулканитами, как и в современных островных дугах, характеризуется сравнительно спокойными деформациями.

Тыловые разломы Северо-Охотской системы замаскированы полями вулканитов Охотско-Чукотского пояса.

Система позднемезозойских-раннекайнозойских разломов Охотско-Чукотского пояса в продольном направлении подразделена на ряд звеньев, кулисообразно сопрягающихся друг с другом. Установлены надвиги, местами ограничивающие пояс с обеих сторон (Челомжа-Янский, Арманский и др.). Для пояса характерны кольцевые разломы различных порядков, образование которых обусловлено магматическими процессами. Несомненно широкое распространение линейных раздвиговых зон, однако изучены они здесь еще совершенно недостаточно. К этому типу, возможно, относится Анадырский разлом. Характерны протяженные рои даек, которые картируются во многих районах пояса, но еще не стали предметом специального исследования.

Уяндинско-Ясачнинская дуга юрского возраста с обеих сторон обрамлена надвигами и взбросами, которые наклонены к осевой ее части: фронтальными - со стороны Алазейской эвгеосинклинали (Арга-Тасский разлом) и тыловыми - со стороны Иньяли-Дебинского синклинория (разлом Дарпир, Улахан и др.) (Чехов, 1971; Мокшанцев и др., 1968).

СИСТЕМЫ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ

Современную систему трансформных разломов типа дуга - дуга образуют разломы западной части Алеутской островной гряды (в пределах Командорских островов) (Grow, Atwater, 1970). Здесь наблюдается сочетание структурных элементов сдвига и сжатия при общем преобладании сдвиговых дислокаций. На продолжении этих разломов, на п-ове Камчатский Мыс установлены активные в настоящее время левые сдвиги северо-западного простирания (Марков и др., 1969). Они, деформируя позднеплейстоценовые морские террасы, выделяются в рельефе.

В пределах континента возможным продолжением рассматриваемых трансформных разломов являются система позднемезозойско-кайнозойских разломов хр. Черского, среднего течения р. Яны и Оленекская зона дислокаций. Разломы ориентированы в северо-западном направлении и лежат на простирании друг друга. Они трактуются как позднемезозойско-кайнозойские правосторонние сдвиги, развившиеся вдоль юрских надвигов и взбросов (разломы Дарпир, Чай-Юрынский, Адычанский и др.) (Чехов, 1971; Измайлов, Чехов, 1971; Мокшанцев и др., 1968). С этими сдвигами местами сопряжены кайнозойские впадины, ориентировка которых позволяет трактовать их как присдвиговые зоны растяжения.

Система разломов на всем протяжении характеризуется повышенной сейсмичностью. Изучение ориентировки осей напряжения в очагах

землетрясений показало, что здесь имеет место горизонтальное сжатие, ориентировка которого не противоречит представлению о современном правостороннем сдвиге (Мокшанцев и др., 1975). Возможно, что данная система разломов на северо-западе доходит до рифта хр. Гаккеля.

Более древняя система трансформных разломов северо-западного простирания намечается на юге Камчатки. Она отчетливо выражена как на суше, так и в акватории магнитными линейными аномалиями повышенной интенсивности северо-западного простирания и смещением полосовых северо-восточных аномалий Тихого океана. По аэро-магнитным данным, система разломов прослеживается на 500 км в пределы Тихого океана, пересекает материковый склон и глубоководный желоб и находит продолжение в Охотском море (Шимараев, 1971). Миоцен-плиоценовый вулканический пояс внутренней дуги Камчатки вдоль этих разломов смещен по типу левого сдвига на 200 км. Возраст разломов определен примерно как поздний плиоцен, так как активный в настоящее время вулканический пояс Курило-Камчатской дуги, возникший в конце плиоцена - начале плейстоцена, а также глубоководный желоб пересекают систему разломов, не испытывая заметных смещений.

В качестве трансформных, возможно, следует рассматривать поперечные разломы Охотско-Чукотского вулканического пояса, которые подразделяют пояс на звенья с существенно различными рядами вулканических формаций (Парфенов, Натальин, 1977; Умитбаев, 1977). К этому типу принадлежат Иня-Кавинский, Чай-Юрынский, Омсукчанский и другие разломы, по некоторым из которых установлены сдвиговые перемещения (Политов, 1972).

СИСТЕМА ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СДВИГОВ

Система представлена на Сихотэ-Алине левосторонними сдвигами (Центральный, Восточный, Меридиональный и др.) позднемелового возраста, смещения по которым оцениваются от нескольких десятков до 150-200 км. Сдвиги сопровождаются оперяющими их надвигами, взбросами и сбросами и во многом определяют складчатые структуры.

Образование сдвигов может быть объяснено перемещением океанической плиты в позднемеловое время примерно параллельно границе континента (Парфенов, Натальин, 1977).

Первые сведения о наличии сдвигов в рассматриваемом районе появились на рубеже 50-х и 60-х годов, в период усиления интереса отечественных исследователей к изучению горизонтальных смещений. Б.А. Иванов (1960, 1961) высказал предположение о сдвиговой природе крупнейшего разлома Сихотэ-Алиня - Центрального, а В.Н. Силантьев (1963) пришел к выводу о том, что Меридиональный разлом является левым сдвигом с амплитудой перемещения 35-