M. K. BAXTEEB, O. A. MOPOSOB, C. P. TUXOMUPOBA



О ПАРАГЕНЕЗИСЕ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Структурно-парагенетический анализ зоны сочленения Курило-Қам-чатской и Алеутской островных дуг показывает, что для нее характерна ассоциация надвигово-покровных, сбросо-взбросовых, кольцевых и сдвиговых форм, образовавшаяся в результате позднекайнозойских тектонических движений. Для большинства разрывных нарушений устанавливается многоэтапность движений по ним. Структурные парагенезисы образуют возрастной эволюционный ряд: пологие надвиги, тектонические покровы, лежачие и опрокинутые складки, серпентинитовый меланж (поздний миоцен — начало плиоцена); крутые сбросы и взбросы, приразрывные складки (плиоцен — начало плейстоцена); тектоногенная кольцевая структура (вторая половина плейстоцена); сдвиги и сбросо-сдвиги (конец плейстоцена—голоцен).

Островные дуги относятся к важнейшим структурным элементам активных континентальных окраин. Широко укоренились представления о делении этих дуг на юные, развитые и зрелые. Юные островные дуги (Тонга-Кермадекская, Идзу-Бонинская, Марианская) характеризуются малой (10-15 км) мощностью земной коры, отсутствием гранитно-метаморфического слоя, существенно толентовым составом продуктов при развитии специфической марианит-бонинитовой ассоциации пород, резко подчиненным значением интрузивных членов магматических серий; развитые — более мощной корой переходного субконтинентального типа с маломощным (2-5 км) «гранитно-метаморфическим» слоем, известково-щелочным, частично субщелочным и шошонитовым магматизмом, возрастанием роли плутонических пород (Алеутская, Курильская). Зрелые дуги (Японская, Новогвинейская и др.) представляют собой сложнопостроенные островодужные системы с мощной (30-45 км) корой континентального типа, известково-щелочным, субщелочным и щелочным базальтовым, а также средним и кислым анатектическим магматизмом [1]. Именно такими особенностями обладает Камчатский сегмент Курило-Камчатской островной дуги.

При изучении островных дуг основное внимание уделяется вулканизму, петрологии магматических процессов, петрохимической зональности, геодинамическим реконструкциям. Наименее изучены вопросы структурных взаимоотношений между островными дугами различных типов. Один из немногих примеров областей сочленения островных дуг, обнажающихся на суше и доступных геологическим наблюдениям,п-ов Камчатский Мыс (рис. 1, врезка). С 60-х годов район рассматривается как зона торцового сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг [5] или как крайнее западное звено Алеутской островной дуги [2]. Вышеизложенное определяет повышенный интерес исследователей к такому важному в общетеоретическом плане району, основные особенности которого рассмотрены в [3, 5, 9, 10—12]. При этом различные исследователи приходят подчас к взаимоисключающим выводам в трактовке его строения [9, 11], концентрируя все внимание исключительно на описании покровов и надвигов, определении геодинамической природы отдельных тектонических чешуй и создании геодинамических мо-

делей на плитотектонической основе.

В строении полуострова принимают участие породы расслоенного меланократового основания, стратифицированные образования мела, палеогена, миоцена, а также плиоцен-четвертичные слабо литифицированные и рыхлые отложения (рис. 1). К комплексу пород меланокра-

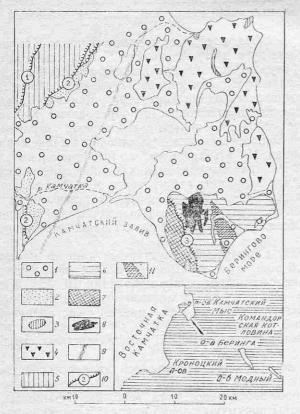


Рис. 1. Геологическая схема п-ова Камчатский мыс (по материалам М. Ю. Хотина [12]) (ольховская 1 — плиоценовые и лахтакская толщи) и четвертичные отложения; 2 — миоцен (тюшевская серия); 3 — позднепалеогеновые интрузии; 4 палеоген (столбовская серия); 5 — верхний мел-палеоцен палеоцен (хапицкая и ветловская свиты); 6 — нижнийверхний мел (африканская серия); 7, 8 — породы меланократового фундамента: габброиды Оленегорского массива, 8 — гипербазиты и серпентинитовый стично 9 — Усть-Камчатский глубинный разлом (по геофи-10 — главзическим данным); (в кружках): ные надвиги 1 — р. Правая Ветловая, 2 — Гречишкина, 3 — Смагинский; 11 — Пикежская зона дислока-

тового основания относятся разнообразные габброиды и ультрабазиты Оленегорского и Солдатского массивов [6, 8]. Меловые отложения африканской серии, распространенные в южной части полуострова, представлены кремнисто-вулканогенными образованиями смагинской и кремнисто-вулканогенно-терригенными породами пикежской свит. В кремнистых породах смагинской свиты содержатся радиолярии альб-сеноманского возраста, пикежской свиты (нижней подсвиты) — позднего мела (пробы авторов, определения Н. Ю. Брагина, 1991 г.), что подтверждает данные предшественников о ранне-позднемеловом возрасте африканской серии. В северной части полуострова обнажаются вулканогенно-осадочные толщи столбовой серии палеоцена-олигоцена, сопоставляемые с палеогеновыми образованиями Командорских о-вов. Локальным распространением пользуются конгломерато-песчаниковые и терригенно-флишевые пачки тюшевской серии миоцена (по [12]) или олигоцена-миоцена (по [7]). По данным авторов, все перечисленные комплексы и стратиграфические подразделения находятся в тектонических соотношениях один с другим, за исключением пикежской свиты, согласно залегающей на смагинской. Породы мела, палеогена и миоцена несогласно перекрыты терригенными отложениями ольховской и лахтакской толщ плиоцена и рыхлыми осадками четвертичной системы.

Среди немногочисленных интрузивных образований, имеющих активные контакты с вмещающими породами, в северной части полуострова отмечаются позднепалеогеновые дайки и силлы субщелочных габброидов [12], а в южной части — дайковый пояс субширотного простирания и отдельные дайки субщелочных диорит-порфиритов, сиенит-

порфиров и трахитов, прорывающих отложения африканской и тюшевской серий и имеющих позднемиоценовый или позднемиоценовый —

раннеплиоценовый возраст.

Естественной структурной границей, разделяющей Курило-Камчатскую и Алеутскую островные дуги и ограничивающей п-ов Камчатский Мыс с запада, являются, видимо, надвиг Гречишкина и Усть-Камчатский глубинный разлом, фиксируемой отчетливой гравитационной ступенью. В тектоническом отношении район характеризуется весьма высокой степенью дислоцированности слагающих его образований. Южная часть полуострова имеет сложное покровно-надвиговое строение. К важнейшей особенности зоны сочленения дуг относится Пикежская зона дислокаций, выделенная М. Ю. Хотиным, Е. А. Лоншаковым и Б. М. Долматовым в 1967 г. и рассматриваемая как зона сближенных крутопадающих разломов, вдоль которой наблюдается полоса передробленных, сильно измененных пород, превращенных на поверхности в вязкую синюю тектоническую глину, содержащую подчас серпентинитовые включения [12]. Общая площадь Пикежской зоны дислокаций составляет около 120 км².

Авторами статьи в 1990 г. получены структурные данные, касающиеся строения Пикежской зоны и ее обрамления, существенно дополняющие и видоизменяющие сложившиеся представления [9, 12]. Как показали исследования, в основе которых лежало крупномасштабное геологическое картирование всей зоны и ее обрамления с составлением кондиционной геологической карты масштаба 1:50 000, Пикежская зона дислокаций представляет собой парагенезис разновозрастных струк-

турных ассоциаций.

 Наиболее ранней по возрасту ассоциацией является система аллохтонных тектонических пластин и относительно более поздних крутопадающих разрывов сбросо-взбросового типа (рис. 2). Четыре тектонические пластины сложены преимущественно породами африканской серии и разделяются чешуями серпентинитового меланжа. В строении второй (снизу) тектонической пластины, помимо отложений смагинской и пикежской свит, принимают участие породы тюшевской серии. Поверхности волочения тектонических пластин деформированы и образуют пологие синформные и антиформные складки с углами падения сместителей покровов в местах выхода их на дневную поверхность от 14 до 40°. Деформация тектонических пластин определяет и различия в направлениях падения разделяющих их поверхностей волочения. Внутреннее строение пластии характеризуется широким развитием мелких складок, среди которых преобладают опрокинутые и лежачие, реже ныряющие формы, присущие как породам африканской, так и тюшевской серий.

Строение чешуй серпентинитового меланжа меняется вверх по разрезу аллохтона. В нижних серпентинитовых пластинах наблюдается типичный полимиктовый меланж с включениями офиолитовой ассоциации, метабазитов, пород африканской и тюшевской серий. Вверх по разрезу меланж становится более мономиктовым. Среди включений начинают преобладать исключительно офиолиты. Матрикс представлен перетертыми, развальцованными серпентинитами, часто превращенны-

ми в серпентинитовую глину и серпентинитовые сланцы.

Крайне важно для определения времени перемещения по тектоническим покровам — присутствие среди включений в меланже сигарообразных, эллипсовидных и шарообразных закатанных обломков позднемиоценовых субщелочных диорит-порфиритов, сненит-порфиров и трахитов. В нормальном секущем залегании эти породы обнажаются на восточном борту Пикежской зоны дислокаций среди пород африканской серии, где образуют дайковый пояс, протягивающийся в субширотном направлении от г. Африка к левобережью р. Перевальная-1. Единичные

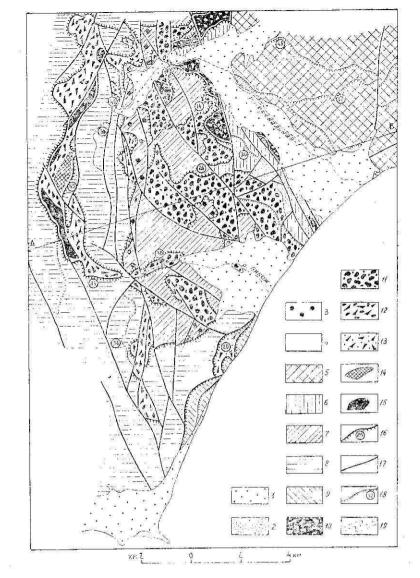




Рис. 2. Геолого-структурная схема Пикежской надвигово-покровной зоны

I— верхний плиоцен (лахтакская толща) и четвертичная система; 2— нижний плиоцен (ольховская толща); 3— миоцен (тюшевская серия); 4— нижний—верхний мел (африканская серия); 5— параавтохтон; 6—9— аллохтонные тектонические пластины, сложенные африканской и тюшевской сериям (снизу вверх: 6— первая, 7— вторая, 8— третья, 9— четвертая); 10—13— чешуи серпентинитового меланжа, подстилающие (10) и разделяющие (11—13) пластины африканской и тюшевской серий; 14—15— крупные блоки габбро (14) и гипербазитов (15) в серпентинитовом меланже; 16— главные тектонические покровы и надвиги (в кружках— углы падения сместителей); 17— крутопадающие разрывы сбросо-взбросового типа; 18— второстепенные надвиги (в кружках— углы падения сместителей); 19— условные линии, отображающие внутреннюю структуру аллохтонных пластин и параавтохтона (только на геологическом разрезе)

21

дайки этих пород отмечены среди отложений тюшевской серии в районе г. Снежной.

Породы автохтона выступают западнее и сложены ультрабазитами Солдатского и габброидами, часто расслоенными, Оленегорского массивов. Относительные перемещения аллохтона не превышают 10 км. Африканская серия, обнажающаяся на левобережье р. Перевальная 1, образует, по-видимому, параавтохтон. Для него характерна болсе простая внутренняя складчатая структура с преобладанием симметричных и наклонных складок. Опрокинутые складки имеют, как правило, приразрывный генезис и приурочены к круто наклонным сбросам и взбросам. Параавтохтон расчешуен в значительно меньшей степени по сравнению с аллохтоном. Единичные второстепенные малоамплитудные надвиги, отмечаемые в его пределах, имеют южнос и юго-западное падение.

По данным предшествующих исследований, основной этап шарья-жеобразования связан с концом мела, на что указывает более слабая дислоцированность мощных кайнозойских толш в северной части полуострова по сравнению с меловыми отложениями в южной части [9]. Однако состав включений в серпентинитовом меланже свидетельствует о том, что формирование описанной покровной структуры происходило, вероятно, в несколько этапов. Отмеченный выше возрастной рубеж отвечает первому этапу. Второй завершающий этап деформации связан с рубежом миоцена и плиоцена или с началом раннего плиоцена, на что указывает вовлечение в меланжеобразование позднемиоценовых дайковых тел и отложений тюшевской серии. Распространенные вдоль побережья отложения ольховской толщи раннего плиоцена относятся к неоавтохтону. Развитые в них отдельные складки приразломного генезиса приурочены к молодым крутопадающим сбросо-сдвигам.

Многочисленные несколько более поздние крутопадающие разрывы, смещающие сместители многочисленных покровных и надвиговых чещуй, образуют на поверхности сложный ветвящийся рисунок, разбивая породы на узкие тектонические клинья и блоки, ориентированные в субмеридиональном и северо-западном направлениях. В большинстве они относятся к крутым сбросам и взбросам с углами падения (часто встречными) сместителей от 50 до 80° и амплитудами перемещения, не превышающими нескольких сотен метров. Возраст сбросово-взбросовых перемещений по ним, видимо, плиоценовый — раннечетвертичный. В последующее время по некоторым из них произошли сдвиговые переме-

щения (см. ниже).

2. Более молодым элементом, наложенным на Пикежскую надвигово-покровную зону, является Спотыкачская кольцевая структура, центр которой расположен в среднем течении левого притока р. Пикеж — руч. Спотыкач. Структура вписывается в окружность диаметром 13 км (рис. 3). Форма ее подчеркивается расположением высоких аллювиальных и аллювиально-морских террас нижнего — среднего плейстоцена высотой 100—130 м, отдельными дуговыми и полукольцевыми разрывами, узкими дугообразными зопами серпентипитового меланжа. Внутренняя часть кольцевой структуры представляет собой несколько деформированный овал, слабовытянутый в северо-восточном направлении.

Спотыкачская кольцевая структура принадлежит к классу тектоногенных микроструктур (по [4]). На п-ве Камчатский Мыс именно к ней приурочены наиболее масштабные проявления серпентинитовомеланжевой тектоники. Это обстоятельство заставляет предположить генетическую связь структуры с куполообразным раздувом серпентинитовых масс в пределах тектонических чешуй, являющимся начальным этапом последующего формирования протрузивного купола, в ходе которого произошло подновление части разрывов, заложившихся ранее,

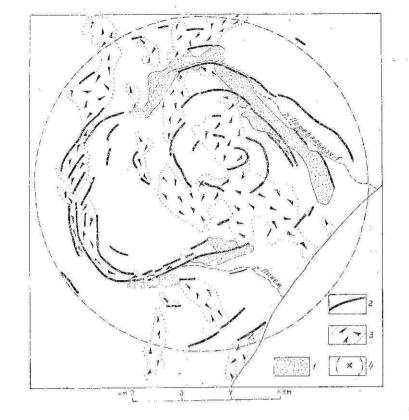


Рис. 3. Схема Спотыкачской кольцевой структуры

1— контуры ранне-, среднеплейстоценовых аллювиально-морских и аллювиальных высоких террас; 2— дугообразные и полукольцевые разрывные нарушения; 3— поля развития серпентинитового меланжа; 4— граница кольцевой структуры (крестом отмечен ее геометрический центр)

Оформление и становление кольцевой структуры связано с первой половиной четвертичного периода, на что указывают ее явио наложенный характер по отношению к Пикежской надвигово-покровной зоне и пространственная связь с нею ранне- среднеплейстоценовых террас. В результате последующих позднеплейстоценовых-голоценовых движений многие из разрывов, составляющих кольцевую структуру, были подновлены и получили отчетливое структурное выражение в виде структурно обусловленных геоморфологических границ пойм, разновозрастных комплексов низких, средних и высоких террас.

молодым -- позднеплейстоценовым-голоценовым наиболее 3. K структурным элементам относятся сдвиги и сбросо-сдвиги северо-западного-субмеридионального простираний (рис. 4), являющиеся оперяющими структурами Командорского трансформного разлома. По смещенижне- среднеплейстоценовых высоких (100-140 m),верхнеплейстоценовых высоких (50-70 м) и средних (20-22 м) аллювиальных и аллювиально-морских террас по сдвигам отмечаются правосторонние перемещения с горизонтальной амплитудой 100-200 м, что соответствует скорости горизонтальных движений за голоцен 2 см/год. Сдвиги затухают в северо-западном направлении. Правосторонние сдвиговые перемещения устанавливаются также по ориентировке царапин и борозд скольжения вдоль поверхностей сместителей более древних надвигов, ориентированных параллельно береговой линии, между южной оконечностью полуострова (Камень-город) и устьем р. Пикеж.

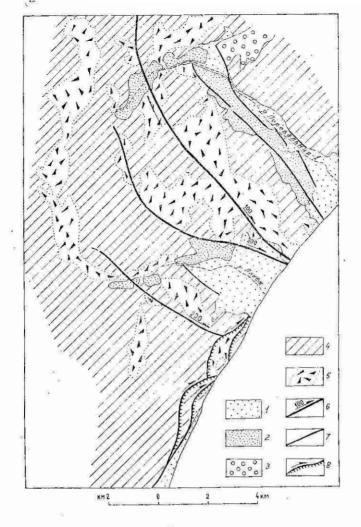


Рис. 4. Структурный рисунок позднеплейстоценовых-голоценовых разрывных нарушений

1 — верхнеплейстоценовые и голоценовые аллювиальные, аллювиально-морские и морские отложения комплексов высоких (50—70 м), средних (20—22), низких (10—12, 5—8 м) террас и пойм; 2 — ранне- среднеплейстоценовые аллювиальные и аллювиально-морские отложения высоких (100—140 м) террас; 3 — лахтакская толща верхнего плиоцена; 4 — доверхнеплиоценовые отложения; 5 — контуры серпентинитового меланжа; 6 — правосторонние сдвиги (цифра — амплитуда горизонтального перемещения за конец плейстоцена — голоцен, м); 7 — сбрэсо-сдвиги; 8 — более древние надвиги, по которым происходят позднеплейстоценовые—голоценовые сдвиговые перемещения

Вертикальная составляющая перемещений по отдельным сбрососдвигам, определяющая грабенообразную форму речных долин (реки Пикеж и Перевальная-1), выявляется геоморфологическими методами и не превышает 30 м.

Позднеплейстоценовые-голоценовые движения по разрывам северозападной—субмеридиональной ориентировки сопровождаются приразрывными пликативными деформациями аллювиальных и морских террас с образованием пологих антиформных и синформных изгибов.

- 1. Пикежская зона дислокаций, являющаяся характерным структурным элементом зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, представляет собой парагенезис надвигово-покровных, сбросо-взбросовых, кольцевых и сдвиговых структурных форм.
- 2. Структурный рисунок зоны сочленения сформировался в результате позднекайнозойских тектонических движений в интервале поздний миоцен -- голоцен.
- 3. Для большинства разрывных нарушений устанавливается многоэтапность движений по ним.
- 4. Позднекайнозойские структурные парагенезисы образуют возрастной эволюционный ряд: 1) пологие надвиги, тектонические покровы, лежачие и опрокинутые складки, серпентинитовый меланж (поздний миоцен-начало плиоцена); 2) крутые взбросы и сбросы, приразрывные складки (плиоцен — начало плейстоцена); 3) тектоногенные кольцевые структуры (вторая половина плейстоцена); 4) сдвиги, сбросо-сдвиги (конец плейстоцена — голоцен).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Богатиков О. А., Цветков А. А. Магматическая эволюция островных дуг.
- М.: Наука, 1988. 2. Власов Г. М., Жегалов Ю. В., Ярмолюк В. А. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки // Советская геология. 1963. № 6.
- 3. Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Пейве А. А. и др. Новые даннные о тектоническом строении полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР, 1985. Т. 285. № 4.
- Кольцевые структуры континснтов Земли / Брюханов А. Н., Буш В. Я., Глухов-ский М. З. и др. М.: Недра, 1987.
- 5. Марков М. С., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю. и др. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуг // Геотектоника. 1969. № 5.
- 6. Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1972. № 4.
- 7. Очерки тектонического развития Камчатки / Шапиро М. Н., Ермаков В. А., Шанцер А. Е. и др. М.: Наука, 1987.
- 8. Пейве А. А. Гипербазиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1987. № 2.
- 9. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Белов А. А., Буртман В. С., Зинкевич В. П. и др. М.: Наука, 1990.

 10. Федорчук А. В. Тектоно-магматическая эволюция области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Изв. вузов. Геол. и разв. 1990. № 2.

 11. Федорчук А. В. Полигенетические офиолиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатска) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 2.

- 12. Хотин М. Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация полуострова Камчатский Мыс. М.: Наука, 1976.

Московский геологоразведочный институт имени Серго Орджоникидзе