

M. S. Markov, V. A. Seliverstov, M. Yu. Khotin, B. K. Dolmatov. On the conjugation of structures of the Eastern Kamchatka and Aleutian island arc

УДК 551.24 (571.66)

М. С. МАРКОВ, В. А. СЕЛИВЕРСТОВ, М. Ю. ХОТИН,
Б. К. ДОЛМАТОВ

О СОЧЛЕНЕНИИ СТРУКТУР ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ И АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Описаны стратиграфия и тектоника меловых и палеогеновых отложений хр. Кумроч и п-ова Камчатского Мыса. Показано, что эти два района представляли собой в то время две различные структурно-фациальные зоны, которые характеризуются разным стилем тектонических дислокаций. Зону п-ова Камчатского Мыса следует рассматривать как крайнее западное звено Алеутской островной дуги. Можно предположить, что обе зоны сочленились по типу торца, что и обусловило их различную геологическую историю.

Геологическими исследованиями последних лет, проведенными на Восточной Камчатке, доказано распространение здесь крупных разнонаправленных структур северо-восточного и северо-западного простирания. Структуры северо-восточного направления, развитые на материковой части Камчатки от широты мыса Тупого до Кроноцкого п-ова, представлены Кумрочским антиклинорием, являющимся частью Восточного Камчатского антиклинория, по Г. М. Власову (Геология СССР, т. 31, 1964) и ограничивающим его с востока Тюшевским синклинорием (Тюшевский наложенный прогиб, там же), образованным миоценовыми отложениями. С запада к антиклинорию хр. Кумроч примыкает Центрально-Камчатская неотектоническая депрессия.

В Усть-Камчатском районе, к востоку от упомянутых выше структур, на п-ве Камчатского Мыса развиты сложенные меловыми — палеогеновыми породами структуры, простирающиеся в северо-западном направлении и представляющие собой крайнее западное звено Алеутской островной дуги, на что впервые указал М. Ф. Двали (1955), а затем — Г. Л. Берсон и В. И. Смирнов (1967).

Области распространения структур северо-восточного и северо-западного простираний отличаются по особенностям стратиграфии, магматизма и тектоники, что позволяет рассматривать их как две структурно-фациальные зоны: хр. Кумроч и п-ова Камчатского Мыса.

Настоящая статья посвящена их структурному соотношению. Материалами для нее послужили данные, полученные во время геологосъемочных работ Усть-Камчатской партии Камчатского геологического управления и тематических работ Геологического института АН СССР.

ОСОБЕННОСТИ СТРАТИГРАФИИ И МАГМАТИЗМА. СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА ХРЕБТА КУМРОЧ

В геологическом строении хр. Кумроч принимают участие меловые (?) — палеогеновые (Кумрочский антиклинорий) и миоценовые (Тюшевский синклинорий) отложения.

Кумрочский антиклинорий. Слагающие его образования расчленены на ветловскую, хапицкую и дроздовскую свиты. На крайнем северо-западе антиклинория выделяется алтынская свита, состоящая из

туфов и эффузивов. Наиболее древними среди них, по данным М. Ю. Хотина и А. М. Сардеева, полученным в 1965—1967 гг., считаются образования ветловской свиты, которые расположены в восточных предгорьях хребта и непосредственно граничат с неогеновыми отложениями Тюшевского синклинория.

Разрез ветловской свиты представлен вулканогенно-кремнистыми и вулканогенно-терригенными породами. Его видимое основание сложено неясно чередующимися туфами основного состава, диабазами, спилитами, трахибазальтовыми порфиритами, кремнями с незначительной примесью аргиллитов, алевролитов и известняков. Вверх по разрезу существенно вулканогенные образования довольно резко сменяются терригенной толщей флишoidalного облика, сложенной песчаниками и алевролитистыми аргиллитами с линзами и стяжениями пелитоморфных известняков и известковистых песчаников. Далее разрез наращивается терригенно-кремнистой толщей, в которой преобладают аргиллиты, алевролиты, известняки и мелкозернистые песчаники, расслаивающиеся пачками кремней. В верхней части толщи появляются линзы гравелитов и грубозернистых песчаников. Разрез венчается монотонной толщей неслоистых гравелитов, грубозернистых песчаников и конгломератов. Общая мощность ветловской свиты составляет 3700—4000 м. Возраст ее условно принимается меловым (?) — палеогеновым.

Взаимоотношения ветловской свиты с лежащей выше хапицкой не выяснены, однако резкие различия в характере отложений позволяют предположить возможность несогласия между ними.

Хапицкая свита сложена в основном вулканогенными породами. В нижней части свита представлена грубо переслаивающимися эффузивами и агломератовыми туфами основного и среднего состава. Выше вулканические породы сменяются туфогенно-кремнистыми, среди которых преобладают мелкообломочные туфы основного и среднего состава. Мощность свиты 1500—1800 м. Возраст ее считается палеогеновым.

Согласно, но по довольно резкому контакту, хапицкая свита сменяется терригенно-карбонатными отложениями дроздовской свиты. Нижняя ее часть сложена монотонной толщей мелко- и среднезернистых песчаников, верхняя — флишoidalным переслаиванием песчаников и аргиллитов с линзами и конкрециями известняков и известковистых песчаников. Мощность свиты достигает 800—1000 м. Возраст ее также считается палеогеновым.

С резким угловым несогласием породы хапицкой и дроздовской свит перекрыты образованиями алтынской свиты, состоящей из грубо переслаивающихся агломератовых туфов, эффузивов основного состава, конгломератов и кремнисто-терригенных пород. Мощность свиты превышает 1000 м. Возраст — палеоген, предположительно олигоцен.

Возраст толщ, слагающих Кумрочский антиклинорий, определен еще не достаточно надежно и обосновывается лишь малозначащими находками микрофауны и данными палинологического анализа. Более того, еще не разрешены все сомнения относительно взаимного положения отдельных толщ. Так, в 1967 г. авторы наблюдали на о. Карагинском отложения, весьма сходные с ветловской свитой, которые залегают в верхней части разреза палеогена. Возможно, что и ветловская свита хр. Кумроч занимает более высокое стратиграфическое положение. Не исключено, что отложения хапицкой свиты на самом деле имеют верхнемеловой или нижнепалеогеновый возраст.

Тюшевский синклинорий. На широте п-ова Камчатского Мыса синклинорий сложен комплексом терригенных пород, несогласно залегающим на более древних образованиях. От антиклинория хр. Кумроч Тюшевский синклинорий отделен мощной тектонической зоной — надвигом Гречишкина, от зоны п-ова Камчатского Мыса, также, видимо, крупным разломом.

Комплекс терригенных пород, слагающих синклиниорий, расчленяется снизу вверх на богачевскую и тюшевскую серии, стратотипические разрезы которых были описаны А. М. Садреевым и А. С. Арсановым в Кроноцком районе.

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКОГО МЫСА

Так же как и в зоне хр. Кумроч, здесь развиты верхнемеловые (африканская серия), палеогеновые (столбовская серия) и миоценовые отложения. Нижняя часть серии — смагинская свита — сложена неясно переслаивающимися мелкообломочными кремнистыми и известковистыми туфами с горизонтами и линзами базальтов, спилитов, яшм, кремней и кремнисто-карбонатных пород. Мощность свиты около 2000—2200 м. Смагинская свита постепенно сменяется пикежской, нижняя часть которой сложена толщей плохо слоистых туфов и кремнистых туфов с линзами кремней, песчаников и вулканомиктовых гравелитов. Венчается разрез свиты пачкой неотчетливо слоистых мелкозернистых хорошо сортированных песчаников, отличительной чертой которых является присутствие в них биотита. Мощность свиты 1200—1600 м. По данным палинологического анализа, возраст африканской серии принимается верхнемеловым.

Отложения столбовской серии (Борзунова и др., 1969) занимают северную часть полуострова и залегают на меловых породах с размывом и угловым несогласием. Серия снизу вверх разделяется на тарховскую, верещагинскую, рифовскую и баклановскую свиты; все свиты связаны между собой постепенными переходами.

Тарховская свита представлена вулканогенно-кремнистыми породами, в основании которых находятся базальные конгломераты. Часто разрез свиты начинается непосредственно с эффузивов, содержащих глыбы меловых пород. Вверх по разрезу монотонно переслаивающиеся потоки шаровых базальтов и спилитов с линзами туфов и вулканомиктовых песчаников сменяются толщей горизонтальнослоистых зеленых туфов, кремней и туфогенных кремнистых аргиллитов. Мощность свиты 1300—1600 м. Возраст условно считается палеоценовым.

Верещагинская свита сложена ритмично переслаивающимися терригенными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже гравелитами и конгломератами, а также тефроидами различной размерности. В нижней части разреза отмечено незначительное количество кремнистых туфов. Мощность свиты в отдельных разрезах превышает 4000 м. Г. П. Борзунова, на основании сборов остатков фауны и микрофауны из верхней части свиты, определяет ее возраст как палеоцен-эоценовый.

Рифовская свита представлена аргиллитами, алевролитами, песчаниками, реже мергелями, туфами и туффитами. В основании свиты залегает пачка конгломератов, достигающая на севере полуострова мощности 320 м. Мощность свиты 2000—3000 м; возраст, на основании остатков фауны, — позднеэоценовый или раннеолигоценовый.

Баклановская свита сложена переслаивающимися грубообломочными и тонкообломочными вулканомиктовыми породами с существенной примесью карбонатного материала. Преобладают песчаники и гравелиты. Мощность свиты 3000 м, возраст олигоценовый.

Разрезы верещагинской, рифовской и баклановской свит на севере и северо-востоке п-ова Камчатского Мыса имеют большую мощность и сложены более грубыми разностями вулканомиктовых пород, чем в более южных обнажениях. Северо-западная или субширотная фациальная зональность палеогеновых отложений полуострова подчеркивается также тем, что в северных разрезах верещагинской и баклановской свит появляются потоки шаровых базальтов, которые довольно быстро выклиниваются к югу.

Миоценовые отложения п-ова Камчатского Мыса в целом не отличаются от своих возрастных аналогов, развитых в Тюшевском синклинории. Однако их разрезы на п-ове Камчатского Мыса менее полны и характеризуются частыми перерывами с угловыми несогласиями в основании отдельных свит.

С угловым несогласием на породах мела, палеогена и миоцена залегают рыхлые, слабо дислоцированные осадки плиоцена и плейстоцена.

Крайне показательны и отличия в магматизме между этими двумя зонами. На п-ове Камчатского Мыса магматические породы распространены весьма широко. Здесь выделяется верхнемеловой интрузивный габбро-гипербазитовый комплекс, представленный серпентинитами, энстатитовыми дунитами, габбро и соответствующими дайковыми сериями. В северной части полуострова известен палеогеновый интрузивный комплекс, состоящий из небольших гипабиссальных интрузий и даек габбро, габбро-порфиров и диабазов (Долматов, Хотин, 1969). Ультраосновные породы образуют здесь единичные мелкие протрузии. В зоне хр. Кумроч интрузивные породы редки и представлены преимущественно дайками основного состава, возраст которых, по всей вероятности, миоценовый.

Вместе с тем сравнение разрезов стратифицированных образований мела, палеогена и миоцена хр. Хумроч и п-ова Камчатского мыса показывает, что в них развиты отложения, близкие по составу (вулканические толщи основного и среднего состава, кремнистые образования, вулканомиктовые граувакки). Это обстоятельство свидетельствует, по видимому, о том, что обе рассматриваемые зоны представляют собой генетически близкие структуры, хотя разновозрастность разрезов, различная последовательность близких по составу толщ и, наконец, существенные различия в проявлениях магматизма, говорят об их известной самостоятельности. Еще большие отличия в строении зоны хр. Кумроч и п-ова Камчатского Мыса выявляются при рассмотрении их тектоники.

ТЕКТОНИКА ХРЕБТА КУМРОЧ И ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКОГО МЫСА. ЗОНА ХРЕБТА КУМРОЧ

Кумрочский антиклинорий на западе ограничен Центрально-Камчатской депрессией. А. М. Садреев в 1966 г. установил, что вдоль большей части этой границы по западному фасу хр. Кумроч отмечается существование разломов, секущих в районе г. Шиш четвертичные отложения (Шанцер, Тихонов, 1967). Существование этих разломов подтверждается и анализом данных аэромагнитных съемок (Ривощ, 1963). От расположенного восточнее Тюшевского синклинория Кумрочский антиклинорий также отделен разломами, описание которых дано ниже.

Строение Кумрочского антиклинория сложно и в то же время очень однообразно. Здесь широко распространены отдельные чешуи, разделенные крутыми надвигами, плоскости которых падают на запад и северо-запад под углами 50—70°. В пределах отдельных чешуй, судя по данным М. Ю. Хотина и А. М. Садреева, распространены сжатые изоклинальные складки. Оси их параллельны надвигам, а осевые плоскости также наклонены на запад. Ширина таких складок колеблется от первых десятков до первых сотен метров при длине несколько километров.

Для примера рассмотрим строение антиклинория на широте верховьев р. Асхавы (рис. 1). Здесь он состоит из двух крупных чешуй. Восточная сложена породами ветловской свиты, смятыми в антиклинальную складку (Асхавская антиклиналь), отчетливо прослеживающуюся на юг до р. Камчатки. Южнее ее шарнир, видимо, погружается, и антиклиналь распадается на серию более мелких складок. Осевые поверхности всех складок наклонены на запад. Ядро Асхавской антиклинали, сложенное

эффузивно-кремнистыми породами ветловской свиты, осложнено многочисленными мелкими надвигами. Углы падения слоев в крыльях достигают 60—90°. Западнее антиклинали расположена Верхне-Асхавская синклиналь.

В пределах восточной чешуи наблюдаются поперечные разломы запад—северо-западного простирания. Они, скорее всего, являются сбросо-сдвигами, смещающими оси складок на расстояния до 2—3 км и закручивающими в западном направлении.

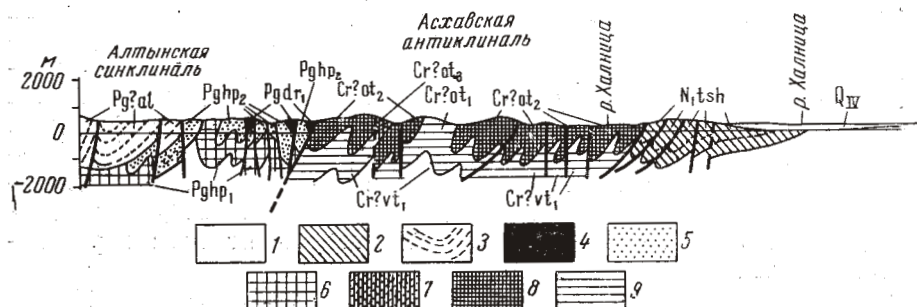


Рис. 1. Разрез через Кумроцкий антиклинорий и Тюшевский синклиний в северной части района

1 — четвертичные отложения (QIV); 2 — отложения тюшевской серии (миоцен) (N1tsh); 3 — отложения алтынской свиты (Pg? al); 4 — отложения нижней части дроздовской свиты (Pg dr1); 5 — отложения верхней части хапицкой свиты (Pg hr2); 6 — отложения нижней части хапицкой свиты (Pg hr1); 7 — отложения верхней части ветловской свиты (Cr? vt2); 8 — отложения средней части ветловской свиты (Cr? vt1); 9 — отложения нижней части ветловской свиты (Cr? vt1).

С запада эта чешуя ограничена надвигом, который отчетливо виден в долинах рек Правой илевой Ветловых. Азимут падения его плоскости 295—305°, углы падения 45—60°. Породы вдоль плоскости сместителя перетерты до состояния тектонической глинки, мощность которой колеблется от 2 до 3 м. Внутри глинки сохраняются отдельные угловатые обломки пород лежащего и висячего боков. В породах на расстоянии 40—50 м от плоскости сместителя наблюдается интенсивное смещение, расщепление и повышенная трещиноватость.

Западная чешуя сложена породами хапицкой и дроздовской свит. Эти образования смяты здесь в сложно построенную Алтынскую синклиналь, ядро которой сложено толщей лироксеновых туфов и эффузивов алтынской свиты, с резким угловым несогласием залегающих на подстилающих образованиях. В отличие от восточной чешуи, здесь отсутствуют поперечные сбросо-сдвиги, но значительно больше распространены продольные надвиги и взбросы.

Аналогичное (в виде двух чешуй) строение Кумроцкого антиклинория наблюдается, судя по данным А. М. Садреева и Б. В. Ковалева, и южнее долины р. Камчатки. Следует отметить, что против п-ова Камчатского Мыса структура антиклинория наиболее сжата. Кроме того, на фоне выдержанных северо-восточных простираний разломов и складок здесь наблюдается некоторый их поворот в меридиональном, а затем вновь в северо-восточном направлении. К этой же зоне коленообразного изгиба структур приурочено и поднятие шарниров складок, развитых в пределах антиклинория.

Тюшевский синклиний сложен миоценовыми отложениями. От Кумроцкого антиклинория он отделен зоной разломов, издавна известной на Камчатке под названием надвига Гречишкина. В изученном районе зона дробления вдоль плоскости этого надвига была вскрыта в долине р. Угольной. Здесь она представлена синими и зелеными глинками трения с обломками миоценовых и меловых (?) пород. Мощность глины трения около 3 м. Азимут падения плоскости надвига 220—190°, угол

падения от 40 до 60°. На расстоянии 10—15 м от этой зоны прослеживается полоса пород, перетертых до мелкой щебенки. Сходная картина наблюдалась и в ряде других мест (р. Широкая, мыс Красный), куда прослеживается по простиранию этот надвиг.

Миоценовые отложения, слагающие Тюшевский синклиниорий, смяты в сравнительно широкие и пологие синклинальные и антиклинальные складки с углами падения на крыльях от 10 до 30° и размахом до 1,5—2,0 км. Лишь с приближением к надвику Гречишкина углы падения слоев становятся более крутыми, а местами слои даже опрокинуты на восток.

Таким образом, отчетливо видно, что Кумрочский антиклинорий представляет собой сильно сжатую структуру чешуйчатого строения. Судя по простиранию отдельных чешуй, осей складок, надвигов и взбросов, можно предполагать, что формирование структуры антиклинория произошло за счет сжатия слоев в северо-запад — юго-восточном направлении. Присутствие аналогичных структур в миоценовых отложениях Тюшевского синклинория в Кроноцком районе свидетельствует о том, что эти движения были, по-видимому, после среднего миоцена.

ТЕКТНИКА ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКОГО МЫСА

Структура п-ова Камчатского Мыса резко отличается от строения рассмотренной выше зоны хр. Кумроч. В пределах полуострова распространены разрывные и складчатые структуры преимущественно северо-западного простирания. В целом полуостров представляет собой сложно построенный горст-антиклинорий, наиболее приподнятая южная часть которого сложена породами верхнего мела, интрузиями гипербазитов и габбро и протягивается вдоль его юго-западного побережья. Южное крыло антиклинория опущено под воды Камчатского залива, но, судя по аэромагнитным данным, его строение здесь существенно не меняется. Северо-восточное крыло горст-антиклинория сложено палеогеновыми образованиями и отделено от ядра крупной Пикежской зоной разломов (Пикеж).

Центральная часть горст-антиклинория сложена вулканогенно-кремнистыми образованиями африканской серии, повсеместно прениitizedованными, катаклазированными, милонитизированными и подвергшимися интенсивным складчатым деформациям. Отчетливо выделяются складки с размахом крыльев по различным горизонтам смагинской свиты от 0,3—0,8 до 1,3—2,0 км. Крылья этих складок, углы падения которых варьируют от 45 до 70°, осложнены многочисленными антиклиналями и синклиналями более высоких порядков.

Высокая степень дислоцированности верхнемеловых пород обусловлена, с одной стороны, их близостью к Пикежской зоне разломов, а с другой — широким развитием мощных зон разновозрастных разломов, среди которых преобладают надвиги и секущие их взбросы и сбросы.

Выделяются две системы надвигов. Одна из них (ее типичным представителем является надвиг горы Смагина) прослеживается от нижнего течения р. Каменной на северо-запад до верховьев р. Быстрой. Падение плоскости сместителя, которая трассируется по зоне трещиноватости и милонитизации и иногда достигает мощности 80—100 м, восток — северо-восточное с углами от 25—30° на юге до 60—70° на севере. Фронтальная часть надвига сложенная породами смагинской свиты, смятыми в мелкие складки, перекрывает образования как мелового, так и палеогенового возраста.

Система надвигов р. Угловой характеризуется субмеридиональным простиранием и наклоном плоскостей сместителей на запад. Севернее Пикежской зоны разломов надвиги не прослеживаются. Вдоль плоскостей их сместителей наблюдаются синие глины трения, содержащие

линзы серпентинитов и ороговикованных вмещающих пород. Висячие крылья надвигов сложены верхнемеловыми породами; в лежащих, как правило, присутствуют миоценовые отложения. Последний факт, по нашему мнению, служит доказательством более позднего заложения системы надвигов р. Угловой.

Многочисленные более поздние нарушения типа сбросов и взбросов создают на поверхности сложный ветвящийся рисунок и разбивают породы ядра горст-антиклинория на узкие блоки, вытянутые в северо-западном направлении. Часть этих нарушений продолжается и в отложениях плиоцена и плейстоцена. Местами сетка разломов сгущается, образуя отдельные зоны. Одна из таких зон протягивается вдоль южного побережья полуострова в пределы развитого здесь массива габброидов. Многочисленные разрывы часто хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках и прослеживаются по выходам сероводородных источников.

Северное крыло горст-антиклинория отделено от его ядра Пикежской зоной разломов, которая прослеживается, по геологическим и геофизическим данным, от устья р. Тарховки до устья р. Пикеж. Вдоль этой зоны наблюдается полоса передробленных, сильно измененных пород, превращенных на поверхности в вязкую синюю тектоническую глину, содержащую подчас серпентинитовые включения. В устье р. Пикеж ширина этой полосы достигает 7—8 км, в бассейне ручья Незаметного 1,0—1,5 км; в среднем течении ручьев Хитрого и Обрывистого мощность зоны тектонически переработанных пород уменьшается до нескольких сотен метров. Далее на северо-запад зоне Пикежских разломов соответствуют, по данным Л. А. Ривоша и Г. П. Декина, зоны высоких градиентов гравитационного и магнитного полей.

Северное крыло горст-антиклинория Камчатского Мыса характеризуется несколько иным типом дислокаций. Здесь развиты разломы типа сдвигов и взбросо-сдвигов, причем складки и, вероятно, надвиги лишь сопутствуют им.

Северное крыло разбито двумя крупными разломами северо-западного простирания на три крупных блока. Юго-западный разлом прослеживается от верховьев ручья Керганского до с. Култул, северо-восточный — закартирован от устья р. Каменистой на севере до мыса Нос на юге. Ширина зон дробления пород вдоль выходов на дневную поверхность плоскостей этих разрывов достигает 20—30 м и более, причем местами вдоль плоскостей их сместителей наблюдаются линзочки синих тектонических глин. Описываемые разломы относятся, по-видимому, к категории взбросов с приподнятыми юго-западными крыльями. Амплитуда вертикального смещения по каждому из них превышает 1 км.

Строение блоков, ограниченных взбросами, определяется разрывными нарушениями (рис. 2). Юго-западный блок разбит рядом разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Вдоль разлома северо-западного простирания в низовьях ручья Шумного наблюдались складки волочения, указывающие на левостороннее горизонтальное перемещение вдоль его плоскости. С севера к этому разлому приключается система разломов, веерообразно расходящихся в северном направлении (структуры типа «конский хвост»). Для одного из них по характерному подвороту слоев установлено правостороннее горизонтальное смещение. Рассматриваемый блок характеризуется одной четко выраженной субширотной антиклиналью, приближающейся к брахиформной. По подошве верещагинской свиты размах ее крыльев достигает 1,5 км, протяженность 4,0 км.

Средний блок характеризуется редкой сетью разломов северо-восточного и более частой — субмеридионального и северо-северо-восточного простираний. Зоны дробления пород вдоль плоскостей этих разломов маломощны и не превышают 1,5—3,0 м. Часто они залечиваются дайками габбро и габбро-диабазов протяженностью до 12—15 км.

Разломы северо-восточного простираения смещают оси структур на 200—500 м, что наблюдается, например, в верховьях р. Беленькой. Суб-меридиональные разломы, также группирующиеся в структуры типа «конский хвост», характеризуются правосторонними горизонтальными перемещениями. Амплитуды горизонтальных смещений, как правило, не превышают 1 км. В отдельных складках внутри этого блока размах

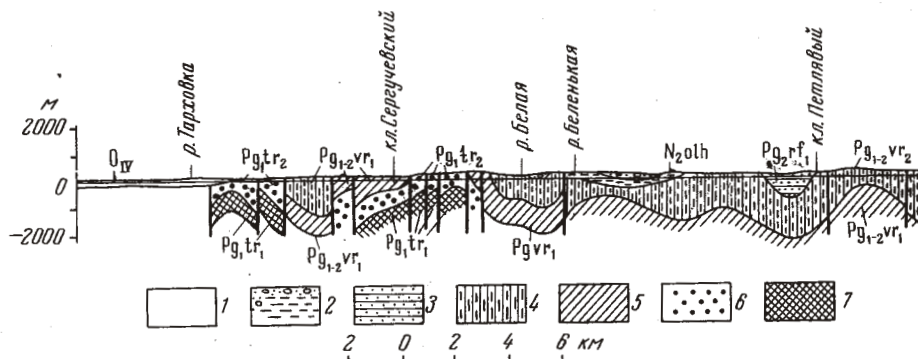


Рис. 2. Разрез через северную часть полуострова Камчатского Мыса

1—четвертичные отложения (QIV); 2—плиоценовые отложения (N2olh); 3—отложения нижней части рифовской свиты (Pg₁₋₂tr₁); 4—отложения верхней части верещагинской свиты (Pg₁₋₂vr₁); 5—отложения нижней части верещагинской свиты (Pg₁₋₂tr₂); 6—отложения верхней части тарховской свиты (Pg₁tr₁); 7—отложения нижней части тарховской свиты (Pg₁tr₂)

крыльев достигает 2—3 км, падение слоев на крыльях доходит до 60—90°, в ядрах — залегание почти горизонтальное. Размах крыльев структур здесь колеблется от 1 до 5 км, падения слоев в целом не такие крутые, как на севере, и не бывают больше 30—40°.

Видимая часть северо-восточного блока сложена почти горизонтально залегающими породами баклановской свиты. Вдоль юго-западного ограничения блока прослеживается антиклиналь с крутыми, а в массиве г. Офицерской даже запрокинутыми падениями на крыльях. Среди разрывов, пересекающих этот блок, наиболее характерны шарнирные сбросы северо-восточного простираения.

Таким образом, сдвиги присущи двум блокам из трех. Анализируя их систему, мы пришли к выводу, что и крупные разломы северо-западного простираения являются взбросо-сдвигами. К югу они затухают, преобразовываясь, по-видимому, в перпендикулярную им систему надвигов, наблюдаемую севернее долины р. 2-й Перевальной.

Возраст разломов северного крыла горст-антиклинория довольно точно устанавливается по возрасту приуроченных к их плоскостям даек (36±2 млн. лет). Впоследствии они, по-видимому неоднократно подновлялись, но общий характер движений по разломам остался неизменным.

Нетрудно видеть, что строение п-ова Камчатского Мыса отличается от тектоники других зон Восточной Камчатки преобладанием структур северо-западного простираения, широким развитием сбросо- и взбросо-сдвигов, слабым распространением сжатых изоклинальных складок. Образование почти всех дислокаций этой зоны можно объяснить, если принять вывод о существовании правосторонней сдвиговой компоненты северо-западного простираения. Исключение — развития здесь меридиональные надвиги, которые представляют собой явление, как мы полагаем, наложенное на северо-западные структуры полуострова и связанное, скорее всего, со складчатыми движениями на Восточной Камчатке.

Таким образом в рассматриваемом районе Камчатки мы наблюдаем две самостоятельные структурно-фациальные зоны, ориентированные почти перпендикулярно друг к другу и, видимо, сочленяющиеся по типу торца (рис. 3).

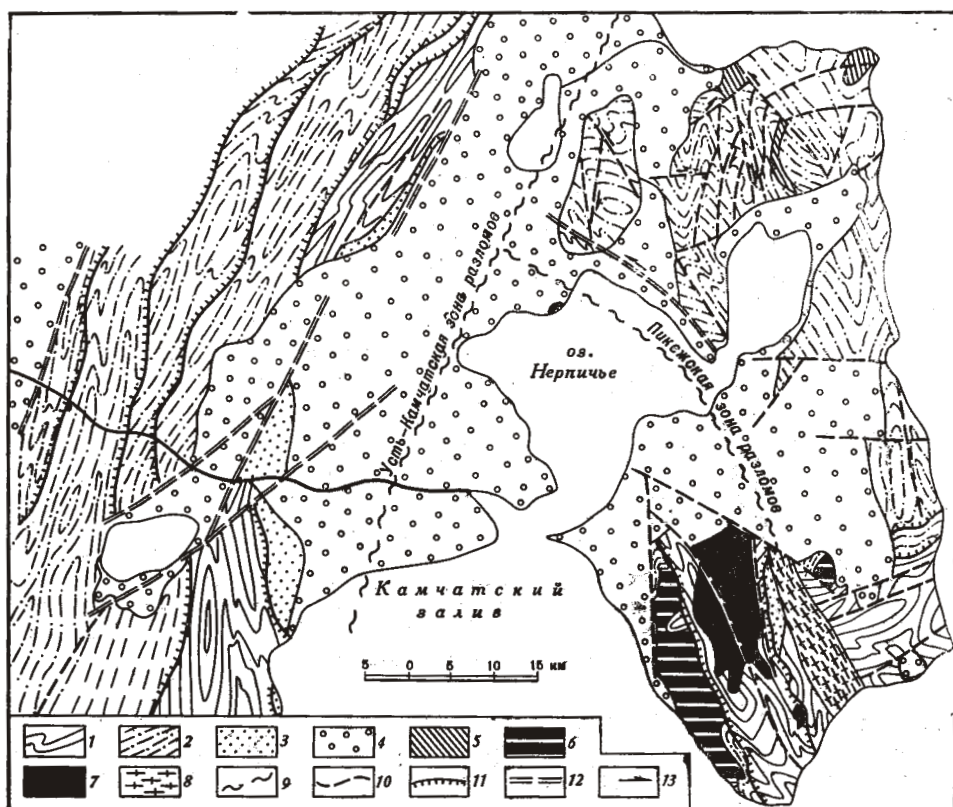


Рис. 3. Схема строения хребта Кумроч и полуострова Камчатского Мыса

1 — меловые (?) отложения; 2 — палеогеновые отложения; 3 — миоценовые отложения; 4 — плиоцен-четвертичные отложения; 5 — диабазы и габбро-диабазы; 6 — габбро и габбро-диориты; 7 — ультраосновные породы; 8 — зоны крупных разломов, установленные по геологическим данным; 9 — они же, установленные по геофизическим данным; 10 — сбросы и сбросо-сдвиги; 11 — крутые надвиги и взбросы; 12 — разломы, вдоль плоскостей которых наблюдаются современные подвижки; 13 — направление горизонтального перемещения вдоль плоскостей сместителей сдвигов

Область непосредственного сочленения этих зон, к сожалению, перекрыта плиоцен-четвертичными отложениями, выполняющими депрессию оз. Нерпичье. Лишь на основании геофизических данных (резкое возрастание напряженности гравитационного поля от 5—10 до 60 мгл, приуроченность к этой зоне линейных магнитных аномалий) можно думать, что зона сочленения этих структур представляет собой зону крупных разломов, названную нами Усть-Камчатской. Основываясь на том, что складчатые и разрывные дислокации северной части п-ова Камчатского Мыса образуют определенный парагенез структур, один из авторов статьи (В. А. Селиверстов) считает, что Усть-Камчатская зона разломов в определенные этапы своего развития являлась крупным сдвигом. Однако в настоящее время еще нет определенных доказательств этого предположения. Из всего изложенного видно, что п-ов Камчатского Мыса резко отличается по своему строению и истории развития от прилегающих к нему зон Восточной Камчатки и является, если можно так выразиться, чуждой для нее структурой. На продолжении зоны п-ова Камчатского Мыса далее на восток располагаются структуры Алеутской островной дуги. Известные на о. Беринга палеогеновые отложения (свита мыса Толстого) очень похожи на верхнюю часть палеогенового разреза полуострова (Геология СССР, т. 31, 1964). Можно найти и другие черты сходства между отложениями п-ова Камчатского Мыса и других частей Алеутской дуги. Следует, однако, отметить, что по отношению к

структурам центральных частей Алеутской дуги п-ов Камчатского Мыса значительно более приподнят, а слагающие его образования сильнее дислоцированы (Геологическое строение... 1961; Пушаровский, 1963; Геология СССР, т. 31, 1964).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенности тектоники Восточной Камчатки на широте п-ова Камчатского Мыса показывают, что здесь, по всей видимости, происходит сочленение двух близких по природе зон, характеризовавшихся накоплением кремнистых, кремнисто-вулканогенных и вулканогенных формаций, присущих геосинклинальным прогибам, располагающимся вдоль западной окраины Тихого океана (Богданов, 1969). Можно думать, что резкое сочленение этих зон, по-видимому, сказывается и в некотором воздействии их друг на друга и, в частности, в наложении на свойственные им особенности строения некоторых черт тектоники, чуждых этим зонам. Речь идет о большей сжатости Кумроцкого антиклинория против п-ова Камчатского Мыса, о поднятии его шарнира в этом районе, о поднятии западного окончания Алеутской дуги и о наложении на ее структуры надвигов, наклоненных на северо-запад.

Приведенные материалы могут оказать существенную помощь для понимания сущности геологических процессов в западной части Тихого океана, так как они свидетельствуют о том, что здесь вдоль границы континента и океана располагаются зоны с разной геологической историей, резко сочленяющиеся друг с другом. В этом отношении пример п-ова Камчатского Мыса не единичен. Аналогичные соотношения недавно были отмечены на о-ве Хоккайдо, где происходит сочленение Японской и Курильской островных дуг (Марков и др., 1967).

Изложенные данные позволяют говорить о необходимости изучения времени заложения отдельных частей зоны перехода от континента к Тихому океану. Нельзя считать эту зону связанной с единой планетарной зоной разломов, образовавшейся одновременно вдоль всей границы Тихого океана. Зона перехода от континента к океану состоит, по-видимому, из ряда сегментов, возникших в разное время и имевших различную геологическую историю.

Литература

- Берсон Г. Л., Смирнов В. Н. Особенности геологического строения полуострова Камчатский Мыс в связи с его положением на стыке Курило-Камчатской и Алеутской дуг. Тр. Всес. нефт. и-и. геол.-развед. ин-та, вып. 254, 1967.
- Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. Геотектоника, № 3, 1969.
- Борзунова Г. П., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Шапиро М. Н. Палеоген полуострова Камчатского Мыса (Восточная Камчатка). Изв. АН СССР. Сер. геол. (в печати).
- Геология СССР. Т. 31, ч. 1, Изд-во «Недра», 1964.
- Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Гостоптехиздат, 1961.
- Двали М. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки. Гостоптехиздат, 1955.
- Долматов Б. К., Хотин М. Ю. Формирование допалеогеновых интрузивных комплексов полуострова Камчатского Мыса (Восточная Камчатка). Сов. геология, № 7, 1969.
- Марков М. С., Аверьянова В. И., Карташев И. П., Соловьева И. А., Шувалов А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 168, 1967.
- Пушаровский Ю. М. Очерк строения и развития Алеутско-Алекинской тектонической зоны. Тр. Геол. ин-та, вып. 89, Изд-во АН СССР, 1963.
- Ривов Л. А. О тектонике Камчатского п-ва и прилегающих к нему морских районов. Геология и геофизика, № 6, 1963.
- Шанцер А. Е., Тихонов В. И. Тектоника южной части хребта Кумроч. Геотектоника, № 3, 1967.