

и вулканических брекчий основного состава, а в хр. Тумрок и ультраосновного состава ⁽⁵⁾ в низах видимого разреза верхнемеловых — палеогеновых образований Восточного горст-антиклинория. В палеогеновое — раннемиоценовое время по зоне разлома поднимались основные лавы, обусловившие интенсивные положительные аномалии ΔT_a у юго-восточного борта Центральной Камчатской низменности. Интенсивные движения в зоне разлома продолжались вплоть до новейшего времени. Так, по материалам Б. В. Ковалева, разница отметок подошвы четвертичных базальтов хр. Кумроч и в долине р. Большой Хапицы составляет около 1400 м. Интенсивное воздымание хр. Кумроч по этому разлому продолжается и в настоящее время ⁽⁶⁾.

Зона разлома разграничивает две области с различным характером изменения региональной составляющей Δg и, тем самым, вероятно, с различным строением земной коры. При этом восточная область характеризуется более высоким гипсометрическим положением глубинных границ раздела, довольно круто воздымающихся в сторону Тихого океана. По данным аэромагнитной съемки, рассматриваемый разлом простирается на 800 км ⁽⁴⁾. А. В. Горячев предполагает, что вместе с аналогичным разломом вдоль северо-западной границы Центрального грабен-синклинория он разделяет две принципиально различные по тектонической подвижности области — Западную и Восточную Камчатку ⁽²⁾.

Зона крупного, по всей вероятности глубинного разлома разграничивает также Восточный горст-антиклинорий с одноименным грабен-синклинорием. Для большей части территории, закрытой мощным чехлом четвертичных вулканогенных образований, она может быть намечена как граница между положительными остаточными аномалиями Δg над выходами существенно вулканогенных пород позднемелового-палеогенового возраста в Восточно-Камчатском хребте и отрицательными аномалиями Δg , обусловленными мощной толщей преимущественно осадочных отложений в Восточном грабен-синклинории. Граница эта проходит примерно от вулкана Шиш к оз. Кроноцкому и практически на всем своем протяжении является исключительно прямолинейной, а это, на наш взгляд, дает основание предполагать, что она соответствует разлому земной коры. Это предположение существенно подкрепляется и следующими доводами: 1) примерно по той же линии (вулкан Шиш — юго-восточный угол оз. Кроноцкого) граничат области с различным характером изменения региональной составляющей Δg ; 2) в непосредственной близости (до 15—20 км) к указанной линии располагается продольный ряд вулканов (сопки Конечная — Пальцевая, вулканы Высокий — Комарова — Гамчен — Кроноцкий — Крашенинникова — Кихпиньч), а подобные цепи вулканов обычно рассматриваются как один из типов проявления в рельефе зон глубинных разломов ⁽⁷⁻¹⁰⁾. С учетом последнего обстоятельства ширина зоны разлома на границе Восточных горст-антиклинория и грабен-синклинория составляет 15—20 км. В подобном виде этот разлом прослеживается на север, по крайней мере до хр. Кумроч, а еще далее к северу он выражен менее отчетливо.

Граница Восточного грабен-синклинория и Кроноцкого горст-антиклинория проходит по Кроноцкому перешейку. Широкая (более 10 км) зона весьма интенсивных градиентов силы тяжести, приуроченная к этой границе, резко различный характер гравитационного и геомагнитного полей в грабен-синклинории и горст-антиклинории, противоположная направленность тектонических движений в их пределах на протяжении по крайней мере неогенового времени, различный характер фаций палеогеновых отложений, — все это позволяет считать, что Восточный грабен-синклинорий граничит с Кроноцким горст-антиклинорием по глубинному разлому ⁽¹¹⁾.

Крупный продольный разлом, точнее зона двух сближенных разломов (в отличие от ранее рассмотренных разломов северо-восточного направления, она имеет субмеридиональное простираение) прослеживается по

интенсивным, более 1000 γ , линейным положительным аномалиям ΔT_a от восточной оконечности Кроноцкого полуострова в пределах акватории Камчатского залива до перешейка Камчатского мыса, где ему соответствует интенсивная гравитационная ступень (3).

Субширотные разломы предположительно сбросо-сдвигового типа уже рассматривались нами (12, 13) *. Весьма вероятно, что до побережья Тихого океана прослеживается не только Толбачикско-Адриановский разлом (12), но и два более южных. В зоне предполагаемого продолжения Щапинско-Чажминского сбросо-сдвига встречаются многочисленные термальные источники, а в истоках р. Малой Чажмы довольно широко распространены субширотные дайки четвертичных базальтов. В пределах акватории Камчатского залива выражены зоны разлома, вероятно, служит субширотная же каньонообразная долина, прослеживающаяся на 25 км от берега до глубины более 1000 м (14). Если высказанные соображения справедливы, то общая протяженность Щапинско-Чажминского сбросо-сдвига около 200 км.

По-видимому, до побережья Тихого океана прослеживается и Мильковско-Кроноцкий субширотный разлом. К числу доводов при этом относятся: 1) наличие широтного минимума Δq в южной части Кроноцкого полуострова на продолжении зоны разлома; 2) существенно различный характер геомагнитного поля ΔT_a к северу и к югу от вероятного продолжения зоны разлома, особенно в западной части п-о. Кроноцкого, где это различие становится резким; 3) распространение в предполагаемой зоне разлома узлокалечиванных интенсивных аномалий ΔZ преимущественно широтного простирания. К зоне этого разлома оказываются приуроченными Большие Тюшевские горячие ключи.

Практически полное отсутствие поверхностных проявлений субширотных разломов в пределах Восточного грабен-антиклинория обусловлено, на наш взгляд, тем, что наиболее интенсивные движения в зонах этих разломов происходили в домиоценовое время, до начала накопления мощных толщ терригенных осадков, выполняющих преимущественно Восточный грабен-синклинорий, и возобновились в алеутскую фазу складчатости, на границе средне- и позднемиоценового времени (16). Здесь зоны разломов намечаются исключительно по геофизическим данным.

Можно утверждать, что эти субширотные разломы играют важную роль в распределении вулканов Центральной и Восточной Камчатки. Нами уже отмечалось (12), что зона Толбачикско-Адриановского разлома является южным ограничением блока земной коры, к которому приурочены вулканы Ключевской группы, тогда как все вулканы Восточной вулканической зоны, за исключением вулкана Шиц, располагаются к югу от этого разлома. Высокой концентрацией действующих и потухших вулканов (Кизимен, Конради, Пийпа и др.) характеризуется зона Щапинско-Чажминского разлома.

Вместе с тем, между Щапинско-Чажминским и Толбачикско-Адриановским сбросо-сдвигами располагается лишь проблематичный вулкан Тумрок в Восточном хребте и вулкан Кунчекла в пределах Центральной низменности (1). Таким образом, зона Щапинско-Чажминского разлома является северной границей массового распространения четвертичных вулканов в пределах Восточного вулканического пояса. По-видимому, Щапинско-Чажминский и Мильковско-Кроноцкий разломы оказали существенное влияние и на вулканизм позднемиоценового — плиоценового времени: вблизи них располагаются участки максимальных мощностей вулканогенных образований указанного возраста **.

Еще один поперечный разлом — глубинный разлом северо-западного простирания в южной части территории — выражен в рельефе суши цепью

* Мы предлагаем назвать их в направлении с севера на юг соответственно Толбачикско-Адриановским, Щапинско-Чажминским и Мильковско-Кроноцким.

** По мнению автора, выявленные зоны субширотных сбросо-сдвигов обнаруживают определенное сходство с так называемыми поперечными зонами Северо-Американских Кордильер (9).

вулканов Унана — Таушниц — Узон, а юго-восточнее, в Кроноцком заливе, ему, вероятно, соответствует крупная каньонообразная долина, прослеживающаяся до глубины более 3000 м на расстояние порядка 80—90 км (17, 18).

Существование рассмотренных систем продольных и поперечных разломов обуславливает блоковое строение Восточной Камчатки. Поскольку субширотные разломы наиболее определенно проявлены на площади Восточного горст-антиклинория, в его пределах отчетливо выделяются поперечные блоки, смещенные друг относительно друга как в вертикальном (до 3—5 км), так и горизонтальном (до 10—25 км) направлениях. С несколько меньшей определенностью поперечные блоки выделяются в Кроноцком горст-антиклинории. Напротив, в Восточном грабен-синклинории ярче проявлена продольная зональность: с северо-запада на юго-восток здесь выделяется зона изоклинальной складчатости и так называемые Богачевская и Ольгинская тектонические зоны (1, 2, 11, 13). Однако по геофизическим материалам и в грабен-синклинории можно наметить поперечные блоки, которые перемещались независимо от сопредельных блоков в горст-антиклинориях («клавишная тектоника» (19)).

В зоне глубинного разлома, трассируемого по вулканам Унана — Таушниц — Узон, Восточный грабен-синклинорий резко меняет свою морфологию. К югу от зоны глубина прогиба, судя по интенсивности аномалий Δg , значительно уменьшается, а преобладающим направлением структурных элементов становится северо-западное или близкое к нему (в отличие от северо-восточного и северных районах).

Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский
геологоразведочный институт
Ленинград

Поступило
29 V 1969

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- 1 Геология СССР, 31, Камчатка, Курильские и Командорские острова, М., 1964. 2 А. В. Горячев, Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны, «Наука», 1966. 3 О. И. Супруненко, Г. П. Декин, ДАН, 181, № 4 (1968). 4 Л. А. Ривош, Сов. геол., № 2 (1963). 5 А. Е. Шанцер, Тр. Инст. вулканол. СО АН СССР, в. 23 (1966). 6 О. А. Брайцева и др., Там же. 7 В. Е. Хаин, Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, № 3 (1963). 8 В. Е. Хаин, Э. Л. Симулова, Сборн. Жизнь Земли, № 3, М., 1965. 9 Ph. King, Canada. Inst., Mining and Metallurgy, M. Special vol., 8 (1966). 10 L. R. Sykes, Trans. Am. Geophys. Union, 47, № 1 (1966). 11 Т. А. Андиева, О. И. Супруненко, Тр. Всесоюз. нефт. и-и геол. разв. инст., в. 254 (1957). 12 О. И. Супруненко, Г. П. Декин, ДАН, 180, № 6 (1968). 13 О. И. Супруненко, Автореф. кандидатской диссертации, Л., 1968. 14 А. В. Ильин, Тр. Инст. океанол. АН СССР, 50 (1965). 15 В. Е. Хаин, Б. В. Григорьянц, В. М. Исаев, Бюлл. МОИП, отд. геол., 51, в. 2 (1966). 16 И. Б. Плешаков, Сов. геол., № 6 (1938). 17 В. Ф. Канаев, Тр. Инст. океанол., 36 (1959). 18 Г. Б. Удинцев, Тр. Инст. океанол., 12 (1955). 19 Э. П. Изох, Геология и геофизика, № 1 (1966).