

В. К. ГРАБКОВ, Ю. А. ПАВЛОВ

**НОВЕЙШИЕ ДВИЖЕНИЯ И ИЗОСТАТИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ
ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ***(Представлено академиком Ю. А. Косыгиным 17 II 1971)*

В качестве новейших движений авторами рассматриваются вертикальные движения земной коры, происходившие с позднего плиоцена по голоцен включительно и являющиеся наиболее значительными для формирования современной морфоструктуры дуги. Здесь выделяются Мало- и Большекурильская морфоструктуры, различающиеся по времени заложения, интенсивности и направленности новейших движений.

На Малой дуге отдельные черты палеоморфоструктурной обстановки можно восстановить уже с позднего мела по вулканогенно-терригенным образованиям матакотанской и малокурильской свит, отлагавшимся на глубинах, не превышающих 200 м. В палеогене Малая дуга испытывает интенсивное поднятие, а с неогена характеризуется стабильным положением, способствующим выравниванию рельефа и выработке педиментных поверхностей.

В палеогене происходило формирование геоантиклинальной морфоструктуры Большой дуги, и до позднего плиоцена шло накопление морских и прибрежно-морских существенно вулканогенных толщ ⁽¹⁾. Морфоструктура Большой дуги приобрела свой современный облик к концу позднего плиоцена. Одновременно происходило значительное углубление проливов между островами Большой гряды и опускание северной части Малой дуги (хр. Витязя). Об изменениях размаха восходящих движений по простиранию дуги можно судить по современной высоте древних поверхностей выравнивания под плейстоценовыми вулканами, а также по максимальной высоте главных водоразделов, лишенных послеплиоценовых вулканитов; при этом необходимо учитывать мощность свит, уничтоженных денудацией, и составляющую плейстоценового поднятия. Такие исследования показали, что максимальные поднятия южного и северного звеньев Курильских островов в конце плиоцена составили около 1 км, в то время как на центральных островах (Симушир и др.) эти поднятия не превысили первых сотен метров ⁽²⁾.

Суммарную величину плейстоценовых поднятий можно оценить по спектру морских террас *, считая, что он образуется в плейстоцене главным образом за счет восходящих движений земной коры, а не за счет абсолютного понижения уровня Мирового океана из-за углубления его дна ⁽³⁾. Гляциоэвстатические трансгрессии лишь способствовали формированию отложений и поверхностей террас. Об этом свидетельствует отсутствие морских террас и морских отложений плейстоцена на большей части материкового побережья Охотского и Японского морей, в долине Амура ⁽⁴⁻⁶⁾, в долинах крупных рек и заливов тихоокеанского побережья Северной Америки ⁽⁷⁾ и приуроченность спектров террас к определенным структурным элементам земной коры ⁽²⁾.

В пределах Большой Курильской гряды выделяется спектр, состоящий из семи террасовых уровней, выдержанных на всех наиболее крупных островах. На Малой гряде морские террасы выше 40—60 м отсутствуют. Стратиграфические и геоморфологические данные свидетельствуют о том, что возраст террасового уровня увеличивается с его высотой в спектре.

* Под спектром морских террас мы понимаем вертикальный ряд, состоящий из разновозрастных террасовых уровней (древних береговых линий).

Каждый уровень рассматривается как близкая к абсолютной отметка древней береговой линии, сформировавшейся одной из гляциоэвстатических трансгрессий Мирового океана и поднятой в дальнейшем вертикальными движениями земной коры.

Сопоставление спектров древних береговых линий стабильного в тектоническом отношении района г. Нома на Аляске, островов Прибылова

(⁸, ⁹) и поднятых террасовых уровней Большой Курильской гряды позволяет определить скорости подъема островов в четвертичном периоде (табл. 1). Средняя скорость поднятия островов для четвертичного периода в целом вычислена по средней высоте тылового шва самой высокой древней террасы (250 м). В зависимости от принятой продолжительности четвертичного периода 1 млн или 500 тыс. лет средняя скорость воздымания определяется 2,5 или 5 см в столетие. Сопостав-

Таблица 1

Продолжительность поднятия		Ср. велич. поднятия за время между трансгрессиями, м	Ср. скорость поднятия, см за 100 лет
относит. время	абс. время, тыс. лет		
$Q_{IV}^1 - Q_{IV}^2$	6	3	5
$Q_{III}^2 - Q_{IV}^1$	30	41	3,6
$Q_{III}^1 - Q_{III}^3$	60	40	1,7
$Q_{II} - Q_{III}^1$	80	18	2,2
$Q_I^2 - Q_{II}$	230	58	2,5
$Q_I^1 - Q_I^2$	600	86	1,4

ление этих скоростей поднятия за период в целом со скоростями между трансгрессиями (см. табл. 1) указывает на устойчивую тенденцию к воздыманию.

Отсутствие спектра морских террас на Малой гряде затрудняет определение верхней возрастной границы 40—60-метровой морской террасы о. Шикотан. Можно только предположить, что этот остров в плейстоцене также испытывал общее поднятие, которое было в несколько раз меньше, чем поднятие островов Большой Курильской дуги. В голоцене последние поднялись относительно Малой дуги, на что указывает повсеместное распространение на Большой гряде, в отличие от островов Малой гряды 5—7- и 2—3-метровых морских террас.

Представление о современных вертикальных движениях земной коры в районе Курильской островной дуги дает анализ сейсмодислокаций, выполненный В. Н. Аверьяновой (¹⁰). Большая Курильская гряда характеризуется взбросо-сдвиговыми, а Малая гряда — сбросо-сдвиговыми дислокациями. Для большей части Большой гряды устанавливается плотность мощности сейсмической энергии от 10^{16} до 10^{17} эрг на 1 км^3 в год, а в окрестностях о. Симушир и в пределах Малой гряды от $5 \cdot 10^{17}$ до 10^{18} эрг. Таким образом, по сейсмологическим данным, земная кора в районе Большой гряды продолжает подниматься, а в районе Малой гряды — преимущественно погружаться. Можно полагать, что наиболее интенсивные движения происходят в районе Малой гряды и в центральной части Большой гряды, в районе о. Симушир.

Современные движения тесно связаны с изостатической уравниваемостью отдельных блоков земной коры Курильской островной дуги, что отчетливо отражается в аномалиях Фая и в изостатических (¹¹, ¹²). Курильская островная дуга характеризуется положительными аномалиями, что свидетельствует об избытке масс повышенной плотности. При этом аномалии над Малой грядой значительно больше, чем над Большой, в южной и северной частях которой они более интенсивны, чем в центре. Исходя из того, что нарушение изостазии обуславливается в основном несоответствием мощности земной коры той мощности, которая необходима для уравнивания топографических масс, мы вычислили разность между теоретической мощностью, отвечающей принятым условиям равновесия, и истинной мощностью коры, используя эту величину для количественных сопоставлений с размахом новейших движений. При

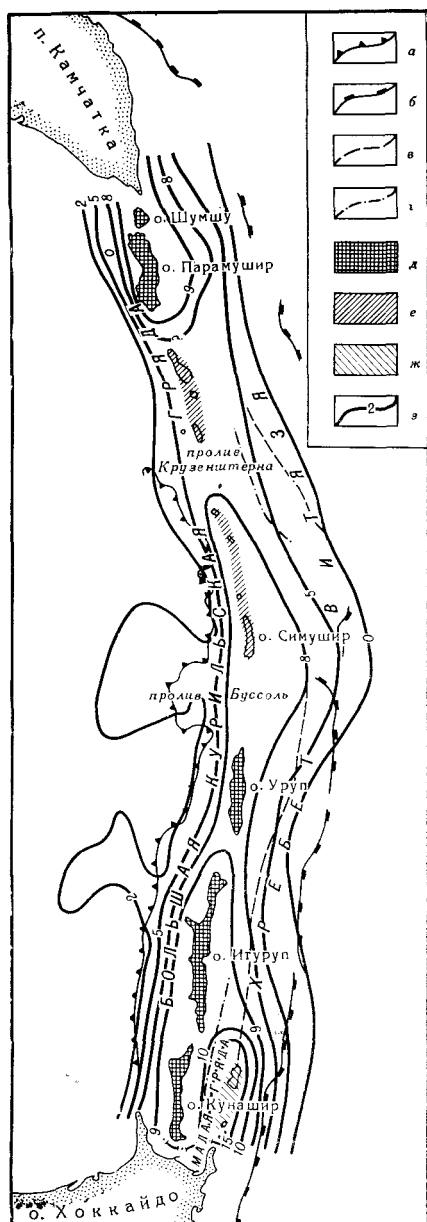


Рис. 1. Соотношение новейших движений и изостатическое состояние земной коры Курильской островной дуги. а — г — элементы подводного рельефа Курильской островной дуги (¹⁴): а — подножие Курильского горного сооружения, б — подножие уступа, рассматриваемое как основание хр. Витязь, в — ось подводного хр. Витязь, г — ось Срединно-Курильской депрессии д — ж — районы с различным тектоническим режимом в конце позднего плиоцена. д — районы поднятия с максимальной амплитудой около 1000 м, е — то же с максимальной амплитудой 100—140 м, ж — стабильный район; з — изолинии разностей теоретической мощности, отвечающей принятым условиям равновесия, и истинной мощности земной коры

вычислениях использовалась постоянная разность плотностей земной коры и верхней мантии под всей дугой, так как из данных ГСЗ о скоростях сейсмических волн на границе Мохоравичича (¹³) следует, что различие эффективной плотности под отдельными участками островной дуги не внесет в результаты расчетов существенных искажений.

Расчеты показали (рис. 1), что Курильская островная дуга характеризуется недостатком мощности земной коры. Наибольший дефицит ее, достигающий 15 км, устанавливается под Малой грядой. Под южной и северной частями Большой гряды недостаток мощности коры составляет 9—10, а под средней частью гряды 5—8 км.

По-видимому, новейшие и современные движения земной коры взаимосвязаны с ее изостатическим состоянием следующим образом. Формирование современной морфоструктуры Курильской островной дуги, начавшееся в палеогене с воздымания Малой гряды, а затем, в конце позд-

него плиоцена, выразившееся в воздымании Большой гряды, обусловлено поднятием всего слоя земной коры, что вызвало соответствующее нарушение ее равновесия. Восстановление равновесия может произойти за счет увеличения мощности коры, обратного ее погружения или за счет обоих этих факторов одновременно. Увеличение мощности коры, необходимое для восстановления равновесия последней без погружения, отстает от воздымания настолько, что нарушение изостазии в районе Малой гряды, происшедшее в основном в палеогене, при последующей относительной стабильности морфоструктуры не скомпенсировалось за счет увеличения мощности коры до настоящего времени. Вместе с тем то, что морфоструктура Малой гряды не опускалась под действием изостатических сил для восстановления равновесия, является, видимо, следствием непрекращающегося воздействия воздымающих тектонических сил; иными словами, можно полагать, что с неогена эти силы находились преимущественно в

равновесии. При этом не исключается иногда временное преобладание одной из рассматриваемых противоположных сил. В частности, временным преобладанием тектонических анизостатических сил можно объяснить возникновение в плейстоцене 40—60-метровой террасы на о. Шикотан; анализ сейсмодислокации, указывающий на сбросовый характер их в районе Малой гряды, позволяет считать, что на современном этапе здесь преобладают силы, стремящиеся восстановить равновесие земной коры за счет ее погружения.

Иная картина наблюдается в районе Большой гряды. Позднее начавшееся ее поднятие в меньшей степени нарушило равновесие земной коры, вследствие чего с позднего плиоцена по настоящее время воздымающие тектонические силы преобладают над противодействующими им изостатическими.

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт
Дальневосточного научного центра
Академии наук СССР
п. Новоалександровск

Поступило
15 II 1971

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

¹ Г. И. Худяков, Проблемы геоморфологии Сибири и Дальнего Востока, Новосибирск, 1968. ² В. К. Грабков, Палеогеографические аспекты изменения природных условий Сибири и Дальнего Востока, Новосибирск, 1969. ³ К. К. Марков, А. А. Величко, Четвертичный период, 3, М., 1967. ⁴ Н. В. Ерошенко, А. Н. Александрова, Проблемы изучения четвертичного периода, Хабаровск, 1968. ⁵ А. П. Кулаков, Вопросы геологии и океанологии советского сектора тихоокеанского подвижного пояса, Владивосток, 1968. ⁶ А. П. Кулаков и др., Проблемы изучения четвертичного периода, Хабаровск, 1968. ⁷ Четвертичный период США, 1, М., 1968. ⁸ Д. М. Гопкинс, Тр. н.-и. инст. геол. Арктики, 143 (1965). ⁹ Б. А. Зубаков, Изв. АН СССР, сер. географ., № 3 (1965). ¹⁰ М. С. Марков и др., Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона, «Наука», 1967. ¹¹ Ю. А. Павлов и др., Земная кора островных дуг и дальневосточных морей, «Наука», 1970. ¹² А. Г. Гайнанов и др., Земная кора островных дуг и дальневосточных морей, «Наука», 1970. ¹³ Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану, «Наука», 1964. ¹⁴ Л. К. Затонский, В. Ф. Канаев, Г. Б. Удинцев, Океанологические исследования, Изд. АН СССР, № 3, 1961.