

УДК 551.4.07 (265/266)

Л. П. ВОЛОКИТИНА, Д. В. БОРИСЕВИЧ, А. В. ЖИВАГО,
А. П. СЕДОВПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЯ ТИХОГО ОКЕАНА
В ПОЗДНЕМЕЛОВОЕ ВРЕМЯ

В статье кратко рассмотрены методики составления палеобатиметрических карт для двух случаев: для океанического дна моложе 60—80 млн. лет и старше 80 млн. лет. На их основе составлена палеогеоморфологическая карта Тихого океана на эпоху позднего мела. Легенда основана на аналитическом принципе, предусматривающем отражение генезиса, возраста и морфологических особенностей рельефа тремя независимыми системами обозначений. Проведен палеобатиметрический и палеогеоморфологический анализ рассматриваемого района.

В работах Г. Менарда (Menard, 1969), Д. Слейтера и др. (Sclater et al., 1971), О. Г. Сорохтина (1974), Б. Парсона и Д. Слейтера (Parsons, Sclater, 1977) показано, что глубина ложа океана находится в зависимости от возраста данного участка дна или, что то же самое, от расстояния до оси хребта и скорости спрединга. Д. Слейтером построены графики зависимости глубины дна от возраста океанической коры для быстро (>3 см/год) и медленно разрастающихся хребтов. Проверка данных, проведенная нами по глубоководным скважинам № 203, 287, 282, 319, 319-А, 320-А, В, 321, показала хорошее соответствие с графиком, № 322, 323 — удовлетворительное, № 271, 289, 317 — плохое. Несответствие, вероятно, объясняется тем, что последние скважины пробурены на подножии поднятий. О. Г. Сорохтин (1974) вывел следующую зависимость глубины океана от возраста ложа, действующую для участков дна моложе 60—80 млн. лет:

$$H_{(t)} = H_0 + k\sqrt{t} \text{ (км)}, \quad (1)$$

где $H_{(t)}$ — глубина данной точки, H_0 — средняя глубина гребня срединно-океанического хребта, k — постоянный коэффициент, равный 0,35. Для участков океанического ложа старше 20 млн. лет рельеф дна аппроксимируется с возрастом следующей экспоненциальной зависимостью (Parsons, Sclater, 1977):

$$H_{(t)} = 6,4 - 3,2 \exp(-t/62,8) \text{ (км)}, \quad (2)$$

где $t > 20$ млн. лет.

Вывявленная теоретическая зависимость, подтвержденная многочисленными материалами глубоководного бурения и свидетельствующая о последовательном опускании дна в стороны от океанического хребта, открыла возможность восстановления батиметрии океанов в прошлые геологические эпохи. В результате соответствующих расчетов составлены палеобатиметрические карты для Атлантического и Индийского океанов на разные моменты их раскрытия, а также на небольшой участок приэкваториальной зоны Тихого океана на период олигоцена и миоцена (Sclater, McKenzie, 1973; Sclater et al., 1977a, б; Van Andel et al., 1976, 1977).

Следуя Д. Слейтеру и др., можно выделить следующие участки океанического дна, рельеф которых прямо не описывается рассмотренными выше зависимостями: 1) расчлененный рельеф локального характера, 2) асейсмические хребты и поднятия типа возвышенностей Шатского и Хесса в Тихом океане; 3) регион молодой океанической коры с аномально-малыми глубинами (например, район Азорских островов или хр. Рейкьянес), 4) участки океанического дна, характеризующиеся длинноволновыми аномалиями в рельефе, которые могут быть коррелированы с длинноволновыми аномалиями гравитационного поля. Если структуры подобного типа отсутствуют, то, как правило, простираение изобат совпадает с простираением линейных магнитных аномалий.

Приведенные ранее формулы (1), (2) отражают поверхность сглаженного кристаллического фундамента, а в образовании реального рельефа участвует осадочный чехол, и его влияние необходимо учитывать при палеобатиметрических реконструкциях. По такому принципу и составлены указанные выше карты. Однако они отражают достаточно точно лишь общие закономерности развития дна океанов во времени, рельеф показан схематическими изобатами, отсутствуют важнейшие структурные элементы.

В Институте океанологии АН СССР составлена палеобатиметрическая карта всего Тихого океана и прилегающих акваторий на временной срез 76 млн. лет, отвечающий 32-й магнитной аномалии (Савостин и др., 1980). Была применена методика, несколько отличная от принятой ранее при составлении карт, в основу которой положено представление, что современные глубины любого участка океанического дна, независимо от масштаба ранее образованных на нем форм рельефа, определяются возрастом литосферной плиты. Зная закон изменения положения осредненной поверхности океанической литосферной плиты во времени, можно восстановить палеоглубину любой точки реального рельефа на любой момент времени. В качестве палинспастической основы была использована палеогеодинамическая реконструкция Л. П. Зоненшайна и Л. А. Савостиной (1980).

Общее выражение, учитывающее основные факторы изменения глубин для t млн. лет, записывается в следующей форме (Савостин и др., 1980):

$$d_{(t)} = d_p - (d_i - d_{\Delta t}) + (h_p + h_{\Delta t}) - \Delta q, \quad (3)$$

где d_p — современная реальная глубина, d_i — современная теоретическая глубина, рассчитанная по формулам для идеального сглаженного рельефа, $d_{\Delta t}$ — теоретическая глубина на время $\Delta t = t_i - t$, t_i — возраст ложа в данной точке, h_p — общая мощность осадков, накопившихся к настоящему времени, $h_{\Delta t}$ — мощность осадков, накопившихся за время t , Δq — поправка за изостазия.

Подставляя в выражение (3) формулы (1) или (2), можно рассчитать палеоглубины для двух случаев: для океанического дна моложе 60—80 млн. лет или старше 80 млн. лет. При восстановлении палеобатиметрии начальный отсчетный уровень — величина глубины хребта на большей части площади — принималась равной 2800 м; только в двух районах: в юго-западной части Тихого океана между плато Кемпбелл и Антарктидой и в Тасмановом море между Австралией и поднятием Лорд-Хау вводились соответствующие поправки, учитывающие ширину океана в каждом конкретном случае (Волокитина и др., 1978).

Расчетные значения палеоглубины контролировались тремя независимыми способами: 1) по величине погружения гийотов; 2) по составу фораминифер, 3) по составу океанических осадков. При реконструкции сначала рассчитывались глубины для каждой скважины, после увязки теоретических и эмпирических значений палеоглубин производился расчет положения палеоизобат. В результате восстановлена палеобатиметрия с сечением изобат 1000 м.

На основе полученной палеобатиметрии составлена палеогеоморфологическая карта Тихого океана на эпоху позднего мела (рис. 1) по унифицированной легенде, разработанной Д. В. Борисевичем (1966), которая может быть использована как для материков, так и для океанов. В качестве примера на карте представлена палеогеоморфология материка Австралии на эпоху позднего мела. Легенда основана на аналитическом принципе, предусматривающем отражение генезиса, возраста и морфологических особенностей рельефа тремя независимыми системами обозначений. Она позволяет дать конкретное изображение любой формы рельефа со всеми присущими ей индивидуальными особенностями. В этом ее отличие от применявшихся ранее легенд, на которых показывалось лишь площадное распространение типов рельефа, а смысловое содержание выносилось в пояснительный текст легенды. На представленной карте (рис. 1) использована лишь небольшая часть знаков легенды. На карте выделены: 1 — первичное морское дно (осадки < 100 м); 2 — участки океанического ложа, перекрытые осадками и превращенные в аккумулятивные равнины с гравитационным осаждением материала. Вариациями размеров и расположения генетических знаков показаны участки аккумулятивной равнины с различным возрастом подстилающего дна. Дополнительными значками (точками) показаны мощности осадков. Отдельными условными знаками показаны трансформные разломы, зоны субдукции. Ниже излагаются некоторые итоги палеогеоморфологического анализа, (см. вкл. рис. 1, 2).

Результаты глубоководного бурения, морфологические данные по гийотам, а также данные геомагнитных исследований позволили наиболее полно и надежно произвести восстановление рельефа в центральной части океана (рис. 1). На карте сплошными линиями очерчены достоверные изобаты, относящиеся к участкам мезозойского ложа Тихого океана, сохранившимся до настоящего времени и доступным непосредственному изучению. Прерывистыми линиями нанесены изобаты, относящиеся к областям океанического ложа, поглощенным в зонах субдукции. Эти изобаты являются чисто теоретическими, будучи рассчитанными в соответствии с той конфигурацией срединно-океанических хребтов, которая вытекает из палеодинамической реконструкции Л. П. Зоненшайна и Л. А. Савостина (1980).

Палеорекострукции обнаружили ряд побочных древних осей спрединга. В результате выявилось значительное различие в плане распределения основных структур ложа океана — котловин и срединных хребтов. Глубоководные котловины занимают значительную часть дна позднемезозойского Тихоокеанского бассейна. Вдоль западной части Тихого океана зоны поддвига находятся на значительном расстоянии от края материков Евразии и Австралии.

В пределах позднемезозойского Тихоокеанского бассейна существовало несколько глубоководных котловин, разделенных системами поднятий ложа (рис. 1, 2). Наиболее крупные из них расположены в северной и центральной части ложа океана, наиболее мелкие — в южной и восточной частях.

Система срединно-океанических хребтов является границей следующих литосферных плит: Кула, Фаралон, Чилийской, Тихоокеанской, Антарктической. Большую часть плиты Кула занимала Северная котловина. Наибольшие глубины (свыше 6000 м) расположены в северной части, где участки дна имеют юрский возраст. Южная часть котловины располагается на глубинах 4500—5000 м. В западной части Тихоокеанской плиты протягивается в субширотном направлении Центральная котловина. Ширина ее от 1500 до 4000 км. Глубины дна достигают 6000 м и более. В северо-восточной части котловины выделяется несколько крупных поднятий и отдельных подводных гор, отметки вершин которых достигают 800—900 м. Значительно меньшую площадь занимает изометри-

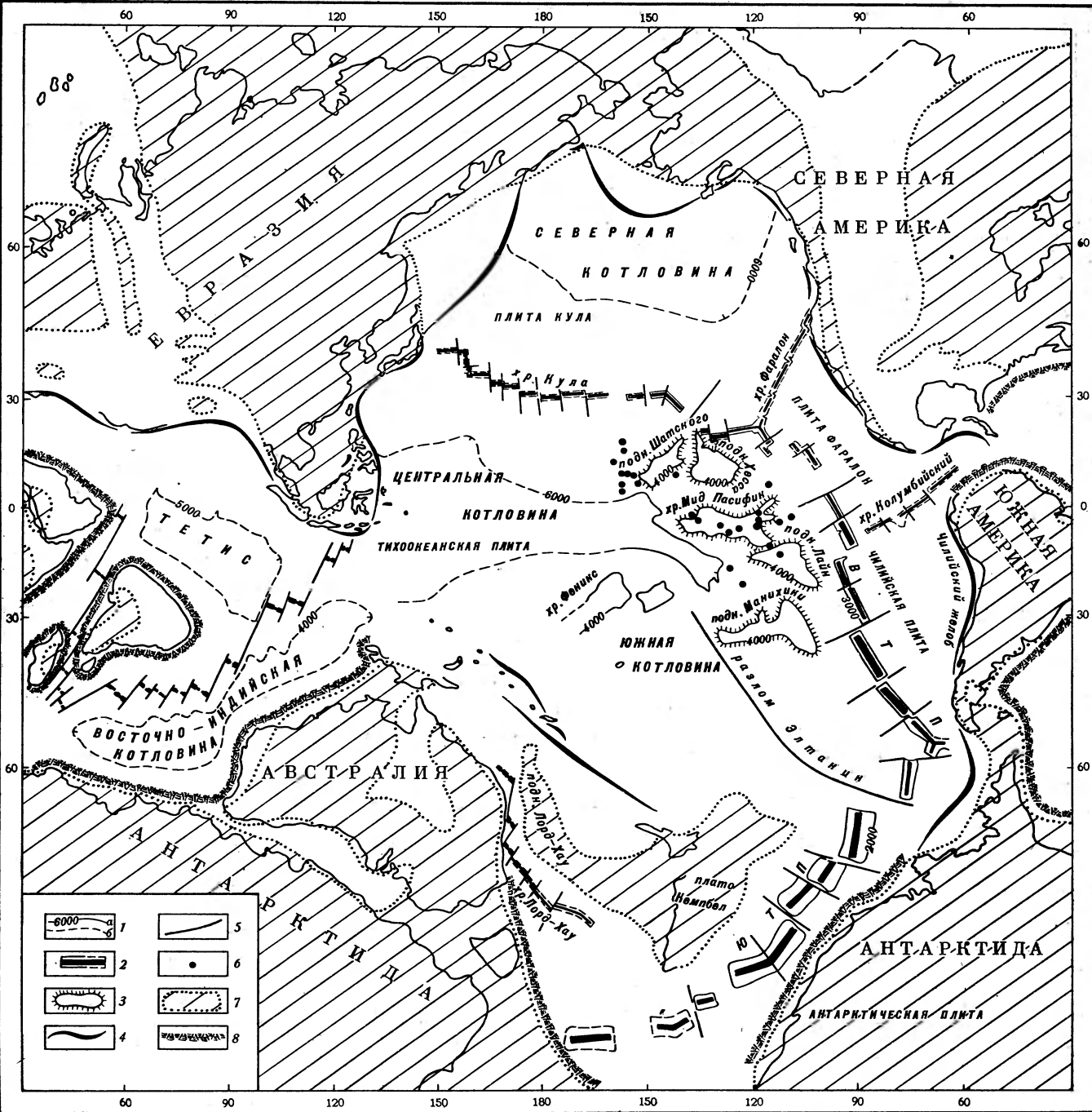


Рис. 2. Морфоструктурная схема позднемезозойского бассейна Тихого океана

1 — наиболее характерные палеоизобаты, очерчивающие подводные поднятия и котловины: а — по фактическим данным, б — предполагаемые, 2 — осевая зона срединно-океанических хребтов, 3 — поднятия, 4 — глубоководные желоба, 5 — зоны трансформных разломов, 6 — подводные горы, 7 — суша, 8 — континентальный склон

ческая Южная котловина, расположенная на более молодом (нижнемеловом) фундаменте. Дно котловины в восточной и южной частях имеет глубины 4000—5000 м, мелководные участки (до 2000—3000 м) занимают небольшие площади. Поверхность котловины осложнена разломом Элтанин северо-западного простирания, выраженным в рельефе в виде отдельных поднятий и депрессий.

Из рис. 2 видно, что глубоководные котловины расположены на различных гипсометрических уровнях. В рельефе отражена разновозрастность плит: наиболее древние участки ложа, имеющие юрский и более древний возраст, находятся на больших (свыше 6000 м) глубинах.

Как для современного, так и для палеорельефа характерна система срединно-океанических хребтов. По положению 32-й магнитной аномалии (76 млн. лет) с большой надежностью восстановлены Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП), Южно-Тихоокеанское поднятие (ЮТП) и древнее поднятие Лорд-Хау (рис. 1, 2). Остальные хребты — Кула, Фаралон, Колумбийский и др. восстановлены с меньшей надежностью.

Система срединных хребтов образует гигантское кольцо, опоясывающее Тихоокеанскую плиту, она существенно смещена относительно меридианной линии к востоку и экваториальной к северу. Отдельные ее звенья переходят из океана в океан, в северном полушарии вплотную подходят к Северо-Американскому континенту и как бы погружаются под него. Близ Евразии западное окончание хребта Кула вплотную подходит к зоне субдукции (рис. 2). Палеорекострукция положения западного окончания хребта Кула представляет значительные трудности. На рис. 2 представлен один из вариантов реконструкции. Морфологические различия отдельных звеньев системы срединных хребтов выражаются в изменении глубины и ширины хребта, интенсивности расчленения на блоки. Глубины увеличиваются по мере продвижения с юга на север от 1000 до 3000 м. Для хребта Лорд-Хау получены глубины менее 1000 м. В пределах ЮТП глубины увеличиваются до 2000 м. ВТП характеризуется глубинами около 3000 м.

Резкие изгибы мезозойских магнитных аномалий позволяют восстановить древние точки тройных сочленений, от которых отходят радиальные хребты Фаралон и Колумбийский. Спрединг осуществлялся от хребта точки тройного сочленения между плитами Тихоокеанской, Кула и Фаралон (рис. 2), которые существовали с начала позднего мезозойского геомагнитного периода (М-26, 155 млн. лет) (Hilde et al., 1976). В южной части океана, где ось ВТП делает изгиб, также расположена точка тройного сочленения плит: Чилийской, Тихоокеанской и Антарктической. Южнее срединный хребет меняет свое СЗ—ЮВ направление на ЮЗ. Границей между ВТП и ЮТП является трансформный разлом Элтанин. К востоку от ВТП радиально отходит Колумбийский хребет, прослеживающийся в магнитных аномалиях современной Колумбийской котловины. К западу от ВТП выделяется реликт бывшего срединного хребта Феникс, сформированного около 105 млн. лет назад (Winterer, 1976). В кампане глубина хребта не превышала 4000 м. Возможным продолжением его является поднятие Манихики.

Одной из характерных особенностей палеогеоморфологии дна Тихого океана является наличие целого ряда крупных подводных гор и гийотов, образующих четыре провинции: Мид-Пасифик, цепь Лайн, Музыкантов-Неккер и Японскую. 76 млн. лет назад провинция Мид-Пасифик находилась в центральной части мезозойского Тихого океана (рис. 2). В ее пределах удалось закартировать семь подводных гор, для которых установлен возраст более 76 млн. лет. Все они являются гийотами. Согласно расчетам, палеоглубины их выровненных вершин составляли в кампанское время 800—1000 м.

К востоку от гор Мид-Пасифик расположена провинция Японских подводных гор. В ней насчитывается девять подводных гор мелового воз-

раста. Палеоглубины их вершин на момент реконструкции в среднем колеблются также от 800 до 1000 м, но в отличие от гор провинции Мид-Пасифик Японские горы выше — их превышение над окружающим дном составляет 4—5 км.

К северо-востоку от гор Мид-Пасифик в южном направлении протягивается цепь подводных гор Музыкантов-Неккер, образованная горами, входящими в настоящее время в различные провинции. Наиболее значительным палеогеоморфологическим отличием этой провинции является то, что 76 млн. лет назад три горы из четырех закартированных поднимались над водой в виде островов. Расчеты палеоглубин показывают, что, например, гора Рахманинова, имеющая в настоящее время глубину вершины около 1500 м, представляла собой вулканический остров, поднимавшийся над водой на высоту до 30 м. Вершины двух других гор находились по расчетам на 1300 и 1200 м выше ур. океана.

От восточной оконечности провинции Мид-Пасифик в южном направлении протягивается цепь подводных гор Лайн. В настоящее время в этой провинции насчитывается около 250 подводных гор высотой более 1 км. Из них три имеют возраст более 76 млн. лет.

По всей периферии позднемезозойского Тихоокеанского бассейна прослеживается система глубоководных желобов (рис. 1, 2). Они соответствуют и границам плит в зонах субдукции. Их глубины близки к современным.

Естественно предположить, что достаточно сложный рельеф, свойственный сохранившимся областям Тихоокеанской плиты, был характерен также и для участков Тихого океана, расположенных по другую сторону срединных хребтов, т. е. для плит Кула, Фаралон. На карте, однако, можно показать лишь самые общие очертания их рельефа, вытекающие из теоретических определений палеоглубин.

На геоморфологической карте (рис. 1) вариациями условных обозначений была сделана попытка показать возраст океанической коры и распределение осадочного чехла для центральной части океанического бассейна, используя геофизические данные и материалы глубоководного бурения. Возраст дна, показанный на карте (рис. 1), согласно тектонике литосферных плит, отражает принцип симметричности наращивания и раздвижения океанической коры. Характерно, что области коры мелового возраста занимают значительную площадь океанического бассейна. Участки дна юрского и более древнего возраста занимают северную часть плиты Кула и западный край Тихоокеанской плиты.

В легенде принята следующая градация мощности осадков: 0—100, 100—300, более 300 м. В области мезозойской коры Тихого океана пробурено 52 скважины, достигшие верхнемеловых пород, из них 22 скважины достигли базальтового основания. Осадочный покров вблизи осевой зоны хребта отсутствует, так как возраст рельефа меловой. По направлению к внешним границам мощность его увеличивается. Можно отметить следующие особенности.

1. Участки океанического дна, приуроченные к экваториальной биогеографической зоне, выделенной Х. М. Саидовой (1980) по планктонным фораминиферам, и характеризующиеся высокими темпами накопления биогенного материала, имеют повышенные мощности осадков (до 300 м). 2. Большие мощности осадков наблюдаются на отдельных возвышенностях (в южной части поднятия Шатского около 500 м, в юго-восточной части хребта Мид-Пасифик около 400 м). 3. Отсутствует осадочный покров в северо-западной и северо-восточной частях хребта Мид-Пасифик и на участке севернее поднятия Манихики, что, возможно, связано с существованием активных тектонических зон.

Значительное увеличение мощности меловых осадков на поднятии Шатского объясняется существованием поднятия выше уровня карбонатной компенсации в течение всего мелового периода (Лисицын,

1978). Таким образом, в распределении осадочного покрова проявляются циркумконтинентальная и климатическая зональность, а также существенное влияние тектонического фактора.

Данные глубоководного бурения во многих случаях хорошо коррелируют с результатами непрерывного сейсмического профилирования. Согласно принятой акустической стратификации осадочной толщи Тихого океана (Ewing et al., 1968), опаковый (акустически непрозрачный) слой соответствует тонкослоистой толще карбонатных пород с прослоями кремней в основном позднемелового возраста. Этот слой наблюдается почти повсеместно в глубоководных котловинах и на крупных возвышенностях в западной и экваториальной частях современного Тихого океана (Непрочнов и др., 1979). Нижний акустически прозрачный слой имеет меньшее распространение и наблюдается в основном там, где мощность меловых осадков невелика и значительно уменьшается количество прослоев кремней в базальной части осадочной толщи (скв. 169). Рельеф поверхности акустического фундамента коррелируется с кровлей фундамента, который на большей части акватории сильно расчленен.

В скважинах, пробуренных на поднятии Хесса (464, 465А, 466), а также на Срединно-Тихоокеанской возвышенности (скв. 463), нижнемеловые осадки представлены серыми, зеленоватыми, реже розоватыми тонкокристаллическими или обломочными известняками, образовавшимися за счет разрушения ранее формировавшихся карбонатных осадков. Осадочные породы имеют горизонтальную, волнистую или косую слоистость, а также очень незначительную примесь пеплового и глинистого материала. Слоистые известняки накапливались в прибрежной мелководной зоне с интенсивными волнениями и течениями. Верхнемеловые осадки (65—100 млн. лет) состоят из серых или розовых наннопланктонных и фораминиферо-планктонных известняков с включением кремней. Для верхнемеловых осадков характерно большое количество переывов в их накоплении. В скв. 464, 464А были достигнуты базальты, содержащие пустоты, заполненные минералами. Особенности базальтов указывают, что они изливались в мелководном морском бассейне (Копорулин, 1979).

Можно отметить, что во многих своих частях проведенный палеобатиметрический и палеогеоморфологический анализ является гипотетическим, причем более обоснованно выявлены сложность строения дна в центральной и южной частях Тихоокеанской плиты и существование разветвленной системы срединно-океанических хребтов.

ЛИТЕРАТУРА

- Борисевич Д. В. Черно-белый вариант универсальной морфохроногенетической легенды для геоморфологических карт м-ба 1 : 25 000—1 : 2 500 000. «Географический сборник», вып. 2. М., ВИНТИ, 1966.
- Волокитина Л. П., Савостин Л. А., Зоненшайн Л. П. Зависимость глубины срединно-океанических хребтов от ширины океанов. «Докл. АН СССР», т. 243, № 4, 1978.
- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Позднемеловая реконструкция литосферных плит. «Океанология», № 3, 1980.
- Копорулин В. И. Древние острова Тихого океана. «Природа», № 7, 1979.
- Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М., «Наука», 1978.
- Непрочнов Ю. П., Мерклин Л. Р., Милановский В. Е. Мощность и строение осадочной толщи по сейсмическим данным. В кн. «Океанология. Геофизика океана», т. 1. М., «Наука», 1979.
- Савостин Л. А., Волокитина Л. П., Зоненшайн Л. П., Саидова Х. М., Седов А. П., Сорохтин О. Г. Палеобатиметрия Тихого океана в позднем мелу. «Океанология», № 4, 1980.
- Саидова Х. М. Палеогеографическая реконструкция мезокайнозоя Тихого океана по фораминиферам. «Современные проблемы морской геологии». Тез. докл. IV Всес. школы морской геологии. Институт океанологии АН СССР, 1980.
- Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974.
- Ewing J., Ewing M., Aitken T., Ludwig W. J. North Pacific sediment layers measured by seismic profiling. In «The crust and upper mantle of the Pacific area». Geophys. Monogr., 12. Amer. Geophys. Union, 1968.

- Hilde T. W., Isezaki N., Wageman J. M.* Mesozoic sea-floor spreading in the North Pacific. In «The geophysics of the Pacific basin and its margin». Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union, 1976.
- Menard H. W.* Elevation and subsidence of oceanic crust. «Earth and Planet. Sci. Lett.», v. 6, No. 2, 1969.
- Parsons B., Sclater J. G.* An analysis of the variation of ocean floor heat flow and bathymetry with age. «J. Geophys. Res.», v. 82, No. 5, 1977.
- Sclater J. G., Anderson R. N., Bell M. D.* The elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. «J. Geophys. Res.», v. 76, No. 7888, 1971.
- Sclater J. G., McKenzie D. P.* Paleobathymetry of the South Atlantic «Bull. Geol. Soc. Amer.», v. 84, No. 10, 1973.
- Sclater J. G., Abbott D., Thiede J.* Paleobathymetry and sediments of the Indian ocean. Indian Ocean Geology and Biostratigraphy. A. G. U. Washington, 1977a.
- Sclater J. G., Hellinger S., Tapscott C.* The paleobathymetry of the Atlantic ocean from the Jurassic to the present. «J. Geology», v. 85, No. 5, 1977.
- Van Andel, Heath J. R., Moore T. C.* Cenozoic history and paleoceanography of the central equatorial Pacific. «Geol. Soc. Amer. memoir.», 1976.
- Van Andel T. H., Thiede J., Sclater J. G., Hay W. W.* Depositional history of the south Atlantic ocean during the last 125 million years. «J. Geology», v. 85, No. 6, 1977.
- Winterer E. L.* Anomalies in the Tectonic Evolution of the Pacific. Marine Geology and Tectonics, 1976.

Институт океанологии
АН СССР

Поступила в редакцию
19.X.1979

PALEO-GEOMORPHOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN AT LATE CRETACEOUS

VOLOKITINA L. P., BORISEVICH D. V., ZHIVAGO A. V., SEDOV A. P.

Summary

A paleo-geomorphological map and a morphostructural scheme of the floor of the Late Mesozoic basin have been compiled using the paleo-bathymetric map of the Pacific (76 mln. y. B. P.) as the base map. Some results of the paleo-geomorphological analysis are stated. A considerable difference has been established in the spatial distribution of the main ocean floor structures (deep basins and mid-oceanic ridges) from the present one. A typical feature of the Pacific paleo-geomorphology is a series of big seamounts and guyots. The oceanic crust's age and sedimentary mantle at the central oceanic basin are shown at the map with variations of conventional signs.