

# И.А. БАСОВ В.С. ВИШНЕВСКАЯ СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО МЕЗОЗОЯ ТИХОГО ОКЕАНА

Наука

20 A

#### АКАДЕМИЯ НАУК СССР

институт литосферы

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ЦИРКУМ-ТИХООКЕАНСКИЙ СОВЕТ ПО ЭНЕРГЕТИЧЕСКИМ И МИНЕРАЛЬНЫМ РЕСУРСАМ



### И.А.БАСОВ В.С.ВИШНЕВСКАЯ

# СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО МЕЗОЗОЯ ТИХОГО ОКЕАНА

Ответственный редактор член-корреспондент АН СССР Н.А. БОГДАНОВ



МОСКВА "НАУКА" 1991 Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана / И.А. Басов, В.С. Вишневская. М.: Наука, 1991. – 200 с. ISBN 5-02-002168-7

Книга посвящена стратиграфии верхнемезозойского осадочного чехла Тихого океана. По планктонным фораминиферам и радиоляриям проведены расчленение и корреляция верхнемезозойских разрезов в пределах подводных поднятий и глубоководных впадин. Рассмотрена история осадконакопления в позднем мезозое. Приводятся изображения характерных видов планктонных фораминифер и радиолярий, а также описания новых видов последних.

Табл. 10. Ил. 30 + 24 табл. микрофото. Библиогр.: 280 назв.

Рецензенты: А.В. Ильин, В.Б. Курносов

The book is dealing with the biostratigraphy of the Pacific Upper Mesozoic sedimentary cover. Subdivision and correlation of the Upper Mesozoic deposits within under-sea rises and deepwater basins were carried out by means of planktonic foraminifers and radiolarians. The history of sedimentation in the Pacific Ocean during the Late Mesozoic is discussed. The paleontological part contains the microphotographs of both planktonic Foraminifera and Radiolaria characteristic species and new species descriptions of the latter ones.

#### Б 1804070000-065 042(02)-91 414-91 1 полугодие

© Издательство "Наука", 1991

#### введение

Глубоководное бурение, которое проводится уже два десятилетия, открыло новую страницу в изучении ложа Мирового океана. Накопленные за это время данные о возрасте, составе и строении фундамента и осадочного чехла в корне изменили взгляды геологов на происхождение и историю развития океанических бассейнов. Стало ясно, что геологическое развитие каждого из современных океанов имеет как общие черты, так и существенные различия. Наибольшей сложностью и насыщенностью событиями характеризуется геологическая история самого древнего Тихого океана.

Дно этого океанического бассейна имеет асимметричное строение, выражающееся в том, что его западная часть занята наиболее древней океанической корой позднеюрского-мелового возраста. Восточная же половина Тихого океана с протягивающимся с юга на север срединноокеаническим хребтом характеризуется корой кайнозойского возраста.

В соответствии с общей для всех океанов закономерностью возраст базальных слоев осадочного чехла удревняется при удалении от срединно-океанического хребта с одновременным их погружением, однако широкое развитие в западной части Тихого океана подводных вулканических поднятий и гор, часто сливающихся в горные цепи, вносит существенные коррективы в эту схему.

Большинство подводных сооружений формировалось в меловое время, поэтому изучение верхнемезозойского осадочного чехла западной части Тихого океана исключительно важно для понимания их природы и геологической истории. Кроме того, как показали наземные геологические исследования в пределах северо-западного континентального обрамления Тихого океана, проводящиеся в течение последнего десятилетия сотрудниками Института литосферы АН СССР, Геологического института АН СССР и Института океанологии АН СССР, а также других геологических организаций, здесь в тектонических покровах присутствуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, которые можно истолковать как фрагменты океанической коры. Учитывая, что на протяжении мезозоя и кайнозоя Тихоокеанская литосферная плита находилась в тесном геодинамическом взаимодействии с Азиатской плитой, многие события, имевшие место в Тихом океане, должны были проявиться и в пределах его континентального обрамления, что может помочь расшифровке его геологической истории.

Несмотря на то что за время осуществления Программы глубоководного бурения в Тихом океане проведено 36 рейсов бурового судна (б/с) "Гломар Челленджер", в которых пробурены скважины в общей сложности более чем в 300 точках, многие вопросы стратиграфии, строения и истории формирования его осадочного чехла остаются нерешенными. Особенно это касается его верхнемезозойской части, вскрытой бурением главным образом в западной части океана. Причиной этому являются следующие обстоятельства.

Во-первых, верхнемезозойские отложения пробурены относительно небольшим числом скважин (около 60), при этом наиболее древние, верхнеюрские слои вскрыты единичными скважинами.

Во-вторых, бурение в Тихом океане, в том числе и в его западной части, проводилось крайне неравномерно. Большинство скважин расположено в тропической субтропической области океана. В крайней северозападной части Тихого океана достаточно полные разрезы верхнемезозойских отложений пробурены лишь на поднятиях Шатского и Хесса. В пределах же обширной Северо-Западной котловины маломощные и плохо охарактеризованные палеонтологически отложения юры и мела вскрыты единичными скважинами. Аналогичная картина наблюдается и в южной высокоширотной области Тихого океана, где представительные разрезы верхнего мезозоя отсутствуют и бурением вскрыты лишь их фрагменты в море Беллинсгаузена и на плато Кэмпбелл.

И наконец, в-третьих, бурение здесь, особенно на первом этапе осуществления Программы глубоководного бурения, когда основной целью являлось достижение фундамента, проводилось с эпизодическим отбором керна. В связи с этим из поля зрения исследователей выпадали те или иные возрастные интервалы и стратиграфические границы, что чрезвычайно затрудняло детальное расчленение и корреляцию разрезов. Лишь в последних рейсах б/с "Гломар Челленджер" бурение проводилось с непрерывным отбором керна. Осложняющим фактором является также широкое развитие в разрезах верхнемезозойских отложений Тихого океана прослоев и горизонтов кремней, что обусловливает низкий процент выхода керна и, как результат, уменьшение детальности расчленения и степени надежности корреляций. Кроме того, полнота их разрезов часто нарушается наличием стратиграфических перерывов.

На детальности расчленения верхнемезозойских отложений Тихого океана сказывается также и их неравномерная палеонтологическая характеристика. Планктонные фораминиферы и наннопланктон, которые имеют высокую стратиграфическую разрешаемость, наибольшим разнообразием и хорошей сохранностью характеризуются в относительно мелководных преимущественно карбонатных отложениях, развитых в пределах подводных поднятий. Глубоководные бескарбонатные и слабокарбонатные отложения обычно лишены представительных комплексов планктонных фораминифер, но содержат радиолярии, которые позволяют проводить хотя и менее детальное, но достаточно надежное расчленение и уверенную корреляцию. Поэтому в настоящей работе мы рассматриваем таксономический состав, стратиграфическое и географическое распространение планктонных фораминифер и радиолярий. Изучены также бентосные фораминиферы, стратиграфическая роль которых невелика, но они дают ценную информацию о глубинах бассейна и условиях осадконакопления.

Материалом для работы послужили образцы верхнемезозойских отложений из скв. 165, 192, 199, 305, 310, 313, 315, 462, 463, 465, 466, 585, переданные нам Проектом глубоководного бурения, руководству которого авторы выражают искреннюю признательность. Кроме того, использованы также материалы по стратиграфическому и географическому распространению в верхнемезозойских отложениях различных групп ископаемых микроорганизмов, по составу и строению осадочного чехла, опубликованные в Первичных отчетах Проекта глубоководного бурения.

Фотографирование в электронном сканирующем микроскопе проводилось в Институте литосферы АН СССР В.В. Бернардом (радиолярии) и на кафедре минералогии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова Т.В. Посоховой (планктонные фораминиферы). Фотографии отпечатаны в фотолаборатории Института литосферы АН СССР Н.Н. Иняшкиным. Все технические и оформительские работы выполнены Т.Н. Базановой. Авторы благодарны им за содействие и помощь.

#### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИХОГО ОКЕАНА И СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ МКАЛ ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ И РАДИОЛЯРИЯМ

Мезозойские отложения в Тихом океане распространены исключительно широко. По данным геофизических исследований, кора мезозойского возраста занимает приблизительно половину акватории этого океанического бассейна (рис. 1). Основное поле развития верхнемезозойских отло-



Рис. 1. Схема возрастного расчленения базальтового фундамента Тихого океана по материалам магнитных исследований и глубоководного бурения по Б. Хизену, Д. Форнари [Heezen, Fornari, 1975] с упрощениями

1 — юра; 2 — ранний мел; 3 — поздний мел; 4 — палеоген; 5 — неоген-четвертичный возраст

жений расположено в западной части Тихоокеанской литосферной плиты. Кроме того, они распространены на относительно небольшой площади в крайней юго-восточной части океана в пределах Антарктической плиты. Эти два резко различающихся по площади поля развития вехнемезозойских отложений разделены срединно-океаническим хребтом (Восточно-Тихоокеанское поднятие) с корой кайнозойского возраста.

По возрасту рассматриваемые отложения относятся к поздней юре, раннему и позднему мелу. Площаль их распространения последовательно расширяется по мере омоложения. Наиболее превние, верхнеюрские отложения распространены в северо-западной части Тихого океана. Поле их развития на западе ограничено системой Марианского и Идзу-Бонинского глубоководных желобов. На востоке они распространены до Центрально-Тихоокеанских гор и Центрально-Тихоокеанской котловины. Северная и южная границы их распространения проходят приблизительно по соответственно 30-35° с.ш. и 5-10° с.ш. [Heezen, Fornari, 1975]. Небольшое по площали поле развития верхнеюрских отложений развито, вероятно, и в юго-западной части Тихого океана, к востоку от системы глубоководных желобов Тонга-Кермадек, где возраст коры по магнитным данным определен как позднеюрский [Cande et al., 1978]. Это косвенно поптверждается материалами глубоководного бурения, проводившегося здесь в 91-м рейсе 5/с "Гломар Челленджер" [Menard, Natland, Jordan, Orcutt et al., 1987].

Отложения нижнего мела распространены намного шире, чем верхнеюрские образования. Они развиты в западной части Тихоокеанской плиты приблизительно от 50° с.ш. до 40° ю.ш. На западе границей их распространения является западная граница плиты, а на востоке она проходит приблизительно вдоль поднятия Хесса, через Гавайский хребет и далее на юг вдоль нулевого мередиана.

Наибольшим распространением, естественно, пользуются верхнемеловые отложения. Они покрывают всю западную часть Тихоокеанской литосферной плиты, за исключением района срединно-океанического хребта на юге, и часть Антарктической плиты в пределах абиссальной котловины Беллинсгаузена. Небольшое поле их развития отмечается в восточной части Австралийской плиты (хребет Лорд-Хау), где они залегают на континентальной коре.

Верхнемезозойские отложения в Тихом океане вскрыты 59 скважинами глубоководного бурения (рис. 2); 24 из них достигли фундамента, 6 вошли в юрские, 24 в нижнемеловые и около 30 в верхнемеловые отложения (табл. 1). Наибольшим числом скважин верхнемезозойские отложения пробурены в северо-западной и центральной частях океана. В южной части бассейна отдельные фрагменты разрезов верхнемезозойских отложений вскрыты единичными скважинами. В северо-западной части Тихого океана отложения верхнего мезозоя изучались в 6-м [Fisher, Heezen et al.,1971], 19-м [Creager, Scholl et al., 1973], 20-м [Heezen, MacGregor et al., 1973], 32-м [Larson, Moberly et al., 1975], 56-м [Scientific. . . , 1980], 62-м [Thiede, Vallier et al., 1981] и 86-м [Heath, Burckle et al., 1985] рейсах б/с "Гломар Челленджер". В центральной экваториальной части океана они



Рас. 2. Схема расположения скважин глубоководного бурения, вскрывших верхнемезозойские отложения

пробурены врейсах7-м [Winterer, Riedel et al., 1971], 16-м [Van Andel, Heath et al., 1973], 17-м [Winterer, Ewing et al., 1973], 20-м [Heezen, MacGregor et al., 1973], 30-м [Andrews, Packham et al., 1975], 33-м [Schlanger, Jackson et al., 1976], 61-м [Larson et al., 1981] и 89-м [Moberly, Schlanger et al., 1986]. Здесь они изучались также в 129-м рейсе б/с "ДЖОИДЕС Резольюшн". В юго-западной части Тихого океана верхнемезозойские отложения вскрыты бурением в 21-м [Burns, Andrews et al., 1973], 29-м [Kennett, Houtz et al., 1975] и 91-м [Menard, Natland, Jordan, Orcutt et al., 1987] рейсах. И наконец, в приантарктической части океана они изучены лишь в одном, 35-м рейсе б/с "Гломар Челленджер" [Hollister, Craddock et al., 1976].

Номер рейса	Номер скважи- ны	Координ	аты	Глубина воды, м	Глубина забоя, м	Возраст самых древних вскры- тых осадков
	2	3		4	5	6
				I	I	
6	45	24°15,9´с.ш.	178°30,5′з.д.	5508	105	Альб-сеноман
	46	27°53,0′с.ш.	17 <b>1°26,3</b> ′в.д.	5769	9	Мел
	47	32 26,9	157 42,7	2689	129	Маастрихт
	48	32 24,5	158 01,3	2619	84	
	49	32 24,1	156 36,0	4282	20	Титон-валанжин
	50	32 24,2	156 34,3	4487	45	Титон или валан-
						жин
	51	33 28,5	153 24,3	5961	132	Поздний мел
	52	27 46,3	147 07,8	5744	69	Мел
	59	11 46,8	147 34,9	5554	135	Кампан
7	61	12 05,8	147 03,9	5562	96	Сантон-кампан(?)
	66	2°23,63´с.ш.	166°07,28'з.д.	5293	193	Сеноман-турон
16	1 <b>63</b>	11 14,66	150 17,52	5320	294	Кампан
17	164	13 12,14	161 30,98	5499	274	Баррем-апт
	165	08 10,7	164 51,6	5053	490	Кампан
	166	3 45,7	175 04,8	4962	310	Неоком
	167	7 04,1	176 49,5	3176	1185	Титон-берриас
	169	10 40,2	173 33,0	5407	246	Поздний альб
	170	11 48,0	177 <b>37,0</b>	5792	196	То же
	171	19 07,9	169 27,6	2290	479	Сеноман
19	192	53°00,57′с.ш.	164°42,81 ъ.д.	3014	1057	Маастрихт
20	1 <b>94</b>	33 58,7	148 48,6	5744	256	Ранний мел
	195	32 46,4	146 58,7	5958	392	Валанжин-готе-
						рив
20	196	30 07,0	148 34,5	6184	623	Поздняя юра
	198	25 49,5	154 35,0	5848	258	Валанжин-готерив
	199	13 30,8	156 10,3	6090	565,5	Поздний кампан —
						ранний маастрихт
21	204	24°57,27 ю.ш.	174°06,69 ъ.д.	5354	160	Кампан
	207	36 57,75	165 <b>26,06</b>	3196	513	Маастрихт
	208	26 06,61	161 13,27	1545	594	*
29	275	50 26,34	176 18,99	2800	62	Кампан
30	288	5 58,35	161 49,53	3000	989	Апт
	289	00 29,92	158 30,69	2206	1271	*
32	303	40°48,50 °с.ш.	154°27,07 ъ.д.	5609	293	Готерив-баррем
	304	39 20,27	155 04,19	5630	347	Валанжин-готерин
	305	32 00,13	157 51,00	2903	<b>640,</b> 5	Титон

#### Таблица 1. Положение и основные характеристики скважин, вскрывших верхнемезозойские отложения в Тихом океане

1	2	3		4	5	6
	306	31 52,02	157 28.71	3399	475	Берриас
	307	28 35,26	161 00.28	5696	316.5	Берриас-валанжин
	310	36 52,11	176 54.09	3516	352.5	Ранний сеноман
	313	20°10,52 с.ш.	170°57,15 з.п.	3484	606	Кампан
33	315	4 10,26	158 31,54	4152	1034	Сантон
	316	00 05,44	157 07,71	4451	837	Кампан
	317	11°00,09 to.m.	162°15,78 э.д.	2598	944	Баррем-апт
35	323	63 40,84	97 59,69	5004	731	Маастрихт
56	436	39°55,96 с.ш.	145°33.47 ъ.д.	5240	397.5	Альб-сеноман
57	439	40 37,61	143 18,63	1656	1157.5	Поздний мел
59	452	17 40,19	148 37,43	5858	47	Сантон(?)-кампан
61	462	7 14,25	165 01,83	5181	617	Сеноман
62	463	21 21.01	174 40,07	2525	822,5	Баррем
62	464	39 51.64	173 53.33	4637	308.5	Ранний альб
	465	33 49.23	178 55,14	2161	476	Поздний альб
	466	34 11.46	179 15.34	2665	312	Тоже
86	576	32 21,37	164 16,52	6217	74,8	Кампан-маастрихт
	577	32 26,53	157 43,39	2675	123,4	- Маастрихт
	578	33 55.56	151 37.74	6010	176,8	Кампан
89	585	13 29.00	156 48.91	6109	763,7	Поздний алт
	462A	7 14.50	165 01.90	5177	1209	Готерив
91	595	23 49,35	165 31,85	5615	124	Древнее позднего
	596	23 51,20	165 39,27	<b>570</b> 1	76	Тоже
129	801	18 38,52	156 21,58	5682	503	Келловей
	802	12 05,71	156 12,62	5969	560	Апт

Таблица 1 (окончание)

Литологически верхнемезозойские отложения представлены различными фациями. В пределах поднятий их разрезы сложены, как правило, биогенными пелагическими (карбонатными и кремнистыми), реже мелководными осадками. В глубоководных котловинах широко развиты бескарбонатные пелагические глинистые или глинисто-кремнистые отложения. Нередко существенную роль в формировании разрезов верхнемезозойских отложений на разных уровнях играют турбидиты и вулканогенно-осадочные образования. Относительно мелководные отложения верхнего мезозоя содержат обычно представительные комплексы карбонатных (фораминиферы, наннопланктон) и кремниевых (радиолярии) микроорганизмов, которые позволяют проводить их детальное расчленение, часто на зональной основе. Палеонтологическая характеристика глубоководных осадков значительно хуже. Содержащиеся здесь, как правило обедненные и плохой сохранности, ассоциации радиолярий (и реже наннопланктона) обычно позволяют выделять лишь ярусные единицы, нередко с условно проводимыми границами.

В связи с таким полифациальным составом осадочного чехла при стратиграфических исследованиях в Тихом океане наиболее продуктивным является комплексное изучение планктонных микроорганизмов с известковым и кремниевым скелетом. В настоящей работе расчленение верхнемезозойских отложений проводится с использованием планктонных фораминифер и радиолярий.

Наибольшую детальность расчленения верхнемезозойских отложений в области их преобладающего распространения в Тихом океане обеспечивают планктонные фораминиферы. Представители этой группы фауны появляются в разрезе осадочного чехла Тихого океана лишь в аптском интервале и уже в альбе становятся настолько разнообразными, что позволяют проводить расчленение отложений на зональной основе.

Для расчленения меловых отложений океанов и континентов по планктонным фораминиферам используются различные зональные шкалы (табл. 2, 3). История создания зональных стратиграфических шкал мела по планктонным фараминиферам и их отличительные особенности детально рассмотрены M.Карон [Caron, 1985], поэтому здесь мы ограничимся лишь их краткой характеристикой.

Первая детальная зональная схема, охватывающая альб-маастрихтский интервал и включающая в себя 16 зон, была предложена в 1966 г. швейцарским ученым Х.Болли [Bolli, 1966]. Появившиеся впоследствии другие зональные шкалы [Pessagno, 1967; Postuma, 1971; Van Hinte, 1971, 1976; Sigal, 1977; Wonders, 1980] принципиально мало чем отличаются от этой первой схемы, хотя их детальность, объем тех или иных зон и их стратиграфическое положение не всегда совпадают. Наиболее часто при изучении меловых отложений в океанах и на континентах в последние годы используется биостратиграфическая шкала, разработанная по планктонным фораминиферам Дж. Ван-Хинте [Van Hinte, 1976]. Она охватывает почти весь меловой период, начиная с готерива, и состоит из 12 зон в нижнемеловом интервале и 17 зон в верхнемеловом. Последней в ряду фораминиферовых шкал является шкала М.Карон [Caron, 1985], которая учитывает все предшествовавшие шкалы и во многом близка к шкале Дж. Ван-Хинте, хотя в некоторых интервалах (например, в альбе и маастрихте) существенно отличается от последней.

Биостратиграфическая схема М.Карон, используемая нами в настоящей работе для расчленения меловых отложений Тихого океана, состоит из 28 зональных подразделений, границы между которыми проведены по эволюционному появлению или исчезновению видов-индексов (табл. 4). Путем корреляции зональных единиц с аммонитовыми зонами они надежно сопоставлены с международной ярусной шкалой. Достоинством данной биостратиграфической схемы является также то, что для обоснования зональных границ используется не только стратиграфическое распространение индекс-видов, но и более крупные события в эволюции планктонных фораминифер, отражающиеся в кардинальном изменении морфологии их раковин, такие, как появление дополнительных

Возраст	Bolli, 1966	Postuma, 1971	Van Hinte, 1976	Sigal, 1977	Wonders, 1980	Caron, 1985
		buxtorfi	appenninica - buxtorfi		appenninica - buxtorfi	
	appenninica		ticinensis - buxtorfi	appenninica - buxtorfi	ticinensis - buxtorfi	appenninica
		breggiensis			praebuxtorfi	
			breggiensis		ticinensis	ticinensis
Альб	ticinensis	Postuma, 1971Van Hinte, 1976Sigal, 1977Wonders, 1980Cbuxtorfiappenninica - buxtorfiappenninica - buxtorfiappenninica - buxtorfiappenninica - buxtorfibreggiensisbreggiensisbreggiensisticinensis - buxtorfiappenninica - buxtorfibreggiensisbreggiensisbreggiensissubticinensisappenninica - buxtorfibreggiensisbreggiensisbreggiensissubticinensissubticinensissubticinensisprimula - bejaouensisrischi - primulaprirobertibejaouensisplanispirabe bejaouensisferreolensis - bejaouensisbejaouensissejaouensisferreolensis - bejaouensiscabricabricabricabricabricabrisigalisigalisigalisi si sigalihoterivica"pymna bauterivicabo 	subticinensis			
						breggiensis
		subticinensis	primula - bejaouensis	rischi - primula		primula
	roberti	roberti	heisouensis	planispira		
			ferreolensis -	bejaouensis		bejaouensis
			ferreolensis	trocoidea	crocoidea	
			algeriana	algeriana	Ī	algeriana
Апт			cabri	ferreolensis		cabri
			blovi	cabri blowi - maridalensis gottisi -	bri ovi – <u>Fidalensis</u> tijaj –	
Баррем			sigali	dubolsi similis		sigali
	1	ł	hoterivica	rpyma byta	!	hoterivica
Готерив				DAULETIVICA		медкие планктон. форфаминиферы
	•	<b>1</b>	4		<b></b>	

Таблица 2. Корреляция зональных шкал нижнего мела по планктонным фораминиферам [Caron, 1985]

Таблица 3. Корреляция зональных шкал верхнего мела по планктонным фораминиферам [Caron, 1985]

Возраст	Bolli, 1966	Pess	agno, 1967	Postuma, 1971	Van Hinte, 1976	Sigal, 1977	Wonders, 1980	Caron, 1985	
	mayaroensis		mayaroensis	mayaroensis	mayarcensis	mayaroensis	mayarcensis	mayaroensis	
		8		gansseri	contusa		contusa		
Мааселихе	gansseri		gansseri		stuarti	gansseri		gansseri	
Muuciphxi		8			gansseri		gansseri		
	lapparenti		subcircum-		scutilla	stuarti -	"tricarinata"	aegyptiaca	
	tricarinata	<b>.</b>	nodifer	stuartiformis		falsostuarti		havanensis	
	calcarata		calcaratá	celcarata	calcarata	calcarata	calcarata	calcarata	
Кампан		l i i i		elevata	subspinosa	elevata -	ventricore	ventricose	
	stuarti s.l.		elevata		stuartiformis	etuertiformie			
		4 H	blowi		elevata	Stuartitoriats	elevata	elevata	
	fornicata	1 1 1	fornicata	carinata	elevata -	concevata - carinata	carinata	asymetrica	
Сантон	concavata	de l	concavata	concavata	concavata		concavata		
16			•		concavata-sigali	concavata	orimitive	concavata	
конбяк	schneegansi		renzi	scuneegausi	sigali -	sigali -	P	primitiva	
		N e	tacea		renzi	schneegansi	sigali	sigali	
Турон	helvetica	E F	sigali	helvética	helvetica	helvetica	helvetica	helvetica	
	gigantea				lehmani		archaeocretacea	archaeocretacea	
	cushmani	2	cushmani - greenhornensi	cushmani	cushmani	cushmani	cushmani	cushmani	
Сеноман	reicheli			greenhornensis	reicheli -	globotrunca-	elobotrunca-	reicheli	
		3.	evoluta	appenninica	gandolfi -	noides -	noides		
	Drotzeni	2		buxtorfi	greenhornensis	brotzení	appenninica s.1.	brotzeni	
		-			the second se				

Возраст	Форанениферовые зоны	Датырово уровн (вид	чные Н )	Датыровочные (род)	уровни		
	[CRLOB' 1222']	поядление	исчезновеная	появление	исчезновение		
	Abathomphalus mayaroensis						
Маастриост	Gansserina gansseri			_ Absthomphalus			
	Globortuncana segyptisca	Asymptisce					
	Clobotruncanella havanensi	8					
	Globotruncanite celcarete			Buset Dincapa			
Кампан	Globotruncana ventricosa						
	Globotruncanita elevata	- ventricosa		- Rugoglobigerina	Dicarinella _		
Сантон	Dicarinells asymetrics	-elevata 4	symetrica -	- Globotruncanita Globotruncana	Marginotruncana		
	Dicarinella concevata						
Коньяк	Dicarinelle primitive			Archaegelabicaria			
	Marginotruncana sigali	-primitive	h - 1	ALCHERON TOOL MELTE	Bassisharmuss *		
Турон	Helvetoglobotr. helvetics		HETAGEJCE -		.restroncingers		
	Whiteinells archaeocretace	Theivetica La		- MEISINGCIUNCENS	Boralissos -		
Турон Се коман	Rotalipora cushmani	archaeocret	reicheli -	Dicarinella Whiteinella	wratthers -		
	Rotalipora reicheli	reicheli		1			
	Rotelipore brotzeni				Plenomeline -		
	Rotalipora appenninica	Appenninica		- President uncana	Ticinella -		
	Rotalipora ticinensis	ticinensis	-		-		
Альб	Rotalipora subticinensis	aubricinan	11.	- Poralizora			
Се номан Альб	Biticinells breggiensis	brenziensi	<del>-</del>				
	Ticinelle primule			1			
L	Ticinella bejaquensis	Primie .		Ticinelle			
·	Hedbergella gorbachikae	] Dejãouensis	algerient-				
Ant	Globigerinelloides algeria	fos					
	Schackoina cabri	algeriana	C#911 -				
	Globigerinelloides blovi	blari		Globiestinallaida	1.		
Баррем	Hedbergella sigali			- Hadhaman 1			
	Globuligerina hoterivica	Laterivie-		accourgelia			
Готерив	Меляоне планостонные						

#### Таблица 4. Стратиграфическая схема по планктонным фораминиферам и обоснование зональных границ

устьев, возникновение и постепенное усложнение периферических килей и других скульптурных элементов, появление портиков и тегилл и др.

Если создание зональной схемы мела по планктонным фораминиферам можно считать состоявшимся фактом, то биостратиграфическая шкала по радиоляриям еще находится в стадии разработки.

В настоящее время изучение радиолярий с применением последних достижений науки и техники, а именно новой технологии морского бурения, методики химического выделения скелетов радиолярий из плотных кремнистых пород и последующего изучения объемных форм в сканирующем электронном микроскопе, вывело их в ранг ведущих микроорганизмов, используемых для зональной стратиграфии и межрегиональных корреляций.

Радиолярии обладают практически всеми необходимыми чертами руководящих ископаемых, так как они встречаются повсеместно, в том числе нередко и в осадках, не содержащих другой фауны или флоры, имеют специфические, легко узнаваемые морфологические признаки, характеризуются широким географическим и относительно ограниченным вертикальным распространением.

Так, в процессе глубоководного бурения в 20-м рейсе б/с "Гломар Челленджер" в северо-западной части Тихого океана в основании осадочного разреза (скв. 196) был встречен мощный пласт очень плотных кремней, в которых какая-либо фауна, за исключением радиолярий, отсутствовала. Тем не менее изучение комплекса радиолярий. проведенное Х.Формен [Foreman, 1973], позволило датировать этот кремнистый горизонт как позднеюрский-неокомский, а аналогичный пласт в средней части разреза (скв. 195, 196) как кампанский. При бурении в 7-м рейсе в центральной части Тихого океана сеноман-туронский возраст цеолитовых глин, зелегающих непосредственно на базальтах (скв. 66), сантон-раннекампанский и кампанский возраст кремней и порцеланитов в основании разреза скв. 61 определен также благодаря присутствию радиолярий [Foreman, 1971; Empson-Morin, 1981]. На основе радиоляриевого анализа определен самый древний возраст осадков чехла Тихого океана, отвечающий границе бата-келловея. Это стало возможным благодаря находкам радиолярий, относящихся к зоне Tricolocapsa conexa в скв. 801, пробуренной в центральной части Восточно-Марианской впадины. Приведенные примеры свидетельствуют о том, что радиолярии приобретают особо важное значение при проведении биостратиграфических исследований кремнистых частей разреза, лишенных какой-либо другой фауны.

Исключительно важна роль мезозойских радиолярий из океанских отложений в становлении зональной стратиграфии. Результаты изучения радиолярий позднего мезозоя по материалам глубоководного бурения опубликованы в Первичных отчетах Проекта глубоководного бурения по 26 рейсам б/с "Гломар Челленджер" и нескольким рейсам "ДЖОИДЕС Резольющи" (табл. 5). В них рассматривается таксономический состав радиолярий и их стратиграфическое распространение во всех скважинах, вскрывших верхнемезозойские отложения в Атлантическом. Индийском и Тихом океанах (табл. 6). С.Клинг [Kling, 1971] дал краткое описание позднеюрско-меловых радиолярий поднятия Шатского в Тихом океане. Х.Формен [Foreman, 1971] по материалам 7-го рейса (центральная часть Тихого океана) охарактеризовала сеноман-туронский и сантон-раннекампанский радиоляриевые комплексы. Изучение радиолярий по материалам 17-го рейса, проходившего в центральной части Тихого океана, позволило Т.Муру [Moore, 1973] провести расчленение отложений в интервале с титона по маастрихт. Х.Формен [Foreman, 1973] для Западной Пацифики (20-й рейс) выделила три возрастных радиоляриевых комплекса в поздней юре – раннем мелу и дала описание радиолярий кампана. Мааст-

Номер тома	Автор, год	Коли ны	чество описан- х видов	В том числе новых видов
1	l Pessagno 1969	7	l	ــــــــــــــــــــــــــــــــــــ
4	Riedel, Sanfilinno, 1970	8		-
6	Kling, 1971	6		-
7	Foreman, 1971	13		-
10	Foreman, 1970	11		-
13	Dumitrica, 1973	8		2
14	Petrushevskava, Kozlova, 1972	80		-
17	Moore, 1973	66		-
20	Foreman, 1973	50		27
21	Dumitrica, 1973	6		1
25	Sanfilippo, Riedel, 1974	-		-
26	Riedel, Sanfilippo, 1974	60		7
27	Renz, 1974	80		15
29	Pessagno, 1975	19		7
32	Foreman, 1975	85		13
40	Foreman, 1975	14		3
41	Foreman, 1978	70		6
56	Sakaj, 1980	9.	(без описани:	я) —
60	Kling, 1982			
61	De Wever, 1981	19	(без описания	i) —
62	Schaaf, 1981	138		20
67	Westberg, Riedel, 1982	4	(без описания	a) —
76	Baumgartner, 1983	80	(без описания	a) —
89	Schaaf, 1986	-		-
96	Morley, Kohl. 1987	-		-
103	Thurow, 1988	177		-

## Таблица 5. Изученность мезозойских радиолярий по материалам глубоководного бурения

рихт-датские радиолярии обнаружил П.Думитрика [Dumitrica, 1973] в 21-м рейсе б/с "Гломар Челленджер" (Тасманово море, Тихий океан). Э.Пессаньо [Pessagno, 1975] описал радиолярии позднего кампана (29-й рейс) из района плато Кэмпбелл в юго-западной части Тихого океана. У.Ридель и А.Санфилиппо [Riedel, Sanfilippo, 1974], изучая радиолярии юры-мела с 24-го по 27-й рейс в Индийском океане, рассмотрели все имеющиеся опубликованные материалы по радиолярийсодержащим разрезам океанов и континентов, в результате чего предложили семь радиоляриевых зон в интервале титон- маастрихт. Х.Формен [Foremen, 1975] при изучении радиолярий юры-мела Центральной Пацифики (32-й рейс) предложила шесть радиоляриевых зон в интервале берриас-сантон, а включая материалы Атлантики – еще две радиоляриевые зоны в интервале кампан-маастрихт.

	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·				
Возраст	Зона	ł	омера скваж	ин	
Маастрихт	Theocapsomme comys	137, 140, 144, 167, 208, 275, 369	196,198, 249,303, 307,310, 313,452, 460,461	28,45, 50,52, 118, 173, 174	46, 49, 167, 196
Кампан	Amphipyndex enesseffi	24,59,61, 95,137,138, 164,170, 195,196, 198,256, 275,363, 369,452, 460,461	462,494, 614,615, 622	259, 260, 261, 262, 263, 364, 415	
Сантон		95, 163,			
Конъяк	Artostrobium urna	167,170, 171,195, 196,256, 257,258, 310			
Турон		66,97,136, 137,138, 164,166,			
Сеноман	Dictyomitra somphedia	167,170, 195,196, 257,258, 310,363, 436,464, 465,466,			
Альб		585	5,194, 195,196,		
Алт	Acaeniotyle umbilicata	463,464	249,250, 255,303, 304,305		
Баррем	Eucyrtis	167,305, 361,363, 367,462	306,307		
Готерив	cenuts .	463,534,			
Валанжин	Sethocapsa trachyostraca	306,367, 534			
Берриас	Sphaerostylus	<b>306, 367,</b>			
Титон	lânceola	334,402			
Кимеридж	Zone C	367,534			
Оксфорд	Zone B	367,534			
Келловей	Zone A	534,801			

Таблица б. Встречаемость мезозойских радиолярий в скважинах глубоководного бурения

В 56-м рейсе в Северо-Западной Пацифике меловые радиолярии были отмечены в скв.436 [Sakaj, 1980]. В Марианском желобе (Тихий океан) из скв. 452, 460, 461 60-го рейса С.Клинг [Kling, 1982] определил очень представительный комплекс кампанских радиолярий, проиллюстрированный фототаблицами. В Западной Пацифике в 61-м рейсе в скв. 462 Де Вевер [De Wever, 1981] описал богатый комплекс сенонских, а в скв. 462А – баррем-аптских радиолярий. А.Шааф [Schaaf, 1981] по материалам 62-го рейса (центральная часть Тихого океана) предложил новые радиоляриевые зоны для расчленения отложений мела. На основе изучения радиолярий скв. 463-466 он выделил пять радиоляриевых зон. В 67-м рейсе (Северо-Американский желоб, Тихий океан) в основании эоцена (скв. 494, интервалы 494А-28-1, 494А-29-2были встречены меловые радиолярии (Amphipyndax stocki, Alievium superbum, Dictyomitra Koslovae, Eucyrtis micropora) совместно с редкими радиоляриями эоцена [Westberg, Riedel, 1982]. Наиболее древние для океанического дна радиолярии описал П.Баумгартнер в 76-м рейсе в Атлантике (скв. 534) [Baumgartner, 1984]. Он выделил шесть радиоляриевых зон в интервале с келловея по готерив включительно. Проводя корреляцию с другими скважинами, П.Баумгартнер проследил две из названных зон (Б – оксфорд-кимеридж и С – кимеридж-титон) в скв. 367 41-го рейса (Атлантика), а зону А (келловей) в 129-м рейсе "ДЖОИДЕС Резольюшн" (Северо-Западная Пацифика) в скв. 801.

А.Шааф [Schaaf, 1986], изучая материалы 89-го рейса б/с "Гломар Челленджер", проходившего в центральной части Тихого океана, выделил новую зону А. cortinaensis в среднем мелу. Здесь же он проследил все восемь радиоляриевых зон в интервале с сеномана по маастрихт включительно. А.Шааф предложил схему биохронологических событий по скв. 462А, пробуренной в 61-м рейсе, удревнив возраст основания разреза до позднего титона включительно.

Таким образом, присутствие радиолярий во всей толще мезозойских осапков, их ходошая сохранность и достаточная представительность как в количественном, так и в качественном отношении позволили разработать зональные шкалы мезозойских отложений Атлантического, Индийского и Тихого океанов. В настоящее время наиболее общепринятыми считаются шкалы Х.Формен [Foreman, 1977], У.Риделя и А.Санфилиппо [Riedel, Sanfilippo, 1974] и А.Шаафа [Schaaf, 1986]. Все предложенные по ралиоляриям зональные шкалы мезозоя различаются по степени детальности (табл. 7, см. вкл.). Наиболее дробно разработана шкала для титонмаастрихтских отложений Тихого океана, в чем заслуга М.Мура, Х.Формен, А.Шаафа. В ней выделено девять радиоляриевых зон, причем более дробно подразделен баррем-альб, в котором установлено пять или шесть зон. Сеноман-маастрихтские отложения расчленены менее детально. В 1974 г. У.Ридель и А.Санфилиппо [Riedel, Sanfilippo, 1974] по результатам изучения ралиолярий из мезозойских отложений Индийского океана предложили в качестве предварительной шкалу для титон-маастрихтского интервала. Она включала семь зон, из которых четыре охватывали альб-маастрихтский возрастной интервал. Доработанная позднее этими же авторами [Sanfilippo, Riedel, 1985] сводная (с учетом опубликованных материалов) шкала содержит девять зон и хорошо сопоставляется с тихоокеанской и атлантической радиоляриевыми схемами. Зональная схема, предложенная Х.Формен [Foreman, 1975] для расчленения мезозойских отложений Атлантического океана, охватывает наибольший возрастной диапазон (келловей-кампан). Ее доработал П.Баумгартнер Ваumgartner, 1984] в позднеюрско-раннемеловой части на основе изучения единых радиоляриевых ассоциаций Атлантики и Тетиса.

Рассмотренные зональные схемы расчленения мезозойских отложений океанов по радиоляриям в своей детальности значительно уступают схе-

мам, созданным для этих же отложений по фораминиферам и наннопланктону, что обусловлено, как уже отмечалось, спорадичностью распределения радиолярий на площади и в разрезе и их недостаточной изученностью. В то же время шкалы по радиоляриям применимы и к тем интервалам разреза, где другие группы фауны отсутствуют. Именно на примере таких разрезов ощущается необходимость создания единой зональной шкалы по радиоляриям. Такая шкала для расчленения средне-позднемеловых осадков Тихого океана была предложена А.Шаафом [Schaaf, 1986] при расчленении осадков скв. 585. Она включает восемь зон. Все зоны выпелены на основе появления или исчезновения в разрезе видов-индексов. Шкала для большинства подразделений скоррелирована со шкалами по фораминиферам и наннопланктону [Schaaf, 1985]. Одновременно A.Шааф пал свопную схему биохрон для расчленения отложений титона-маастрихта Тихого океана, включающую десять единых радиоляриевых ассоциаций, охватывающих 21 зону (см. табл. 7). Но данная зональная шкала разработана им на принципе синтеза радиоляриевых зон по Тихому, Индийскому, Атлантическому океанам и континентальному обрамлению (Япония и Ломбардия).

На основе анализа радиоляриевых зон, предложенных А.Шаафом по материалам 62-го и 89-го рейсов б/с "Гломар Челленджер" (Центральная и Северо-Западная Пацифика) с учетом всех опубликованных материалов по предыдущим и последующим рейсам, проходившим в Тихом океане, а также на основе собственных исследований мы составили сводную схему для расчленения мезозойских осадков Тихого океана по радиоляриям. Она включает 24 зоны в интервале с келловея по маастрихт: Tricolocapsa conexa (келловей), Acanthocircus dicranacanthos (титон), Pseudodictyomitra cosmoconica (берриас), Alievium helenae (ранний валанжин), Sethocapsa trachvostraca (поздний валанжин), Cecrops septemporatus (ранний готерив), Mirifusus chenodes (средний готерив), Dibolachras tytthopora (поздний готерив - ранний баррем), Crolanium pythiae (поздний баррем), Stichocapsa euganea emend. (ранний апт), Archicapsa similis (ранний апт), Archaeospongoprunum cortinaensis (поздний апт), Acaeniotyle umbilicata (поздний апт), Spongocapsula zamoraensis (ранний альб), Holocryptocanium barbui (средний альб), Mita gracilis (средний альб), Pseudodictyomitra pseudomacrocephala (поздний альб), Thanarla veneta (поздний альб), Obesacapsula somphedia (ранний сеноман), Rhopalosvringium majuroensis (поздний сеноман), Alievium superbum (турон-коньяк), Theocampe urna (коньяк – ранний сеноман), Amphipyndax pseudoconulus (= A. enesseffi) (поздний сантон – кампан), Amphipyndax tylotus (кампан–маастрихт).

Для расчленения мезозойских морских отложений, вскрытых на континентах, различные авторы в разное время предложили несколько зональных стратиграфических схем по радиоляриям. Наиболее известной считается калифорнийская стратиграфическая шкала Э.Пессаньо [Pessagno, 1977], которая является самой дробной из всех схем, предложенных для расчленения отложений мезозоя по радиоляриям (см. табл. 7).

В титоне Э.Пессаньо выделил три радиоляриевые зоны; берриас-валанжинская зона подразделена на три подзоны. По две зоны установлено в альбе и сеномане, причем зона в позднем сеномане подразделена еще на две подзоны. Только в верхнемеловых отложениях установлено восемь радиоляриевых зон. Несмотря на свою детальность, шкала Э.Пессаньо имеет ряд погрешностей и в настоящее время пересматривается самим автором [Pessagno et al., 1984; Pessagno, 1990]. Отчасти это связано с тем, что многие ее зональне единицы были выделены по разрезам францисканского комплекса, которые впоследствии были переосмыслены и переопределены в отношении возраста.

Калифорнийская зональная радиоляриевая шкала применима также и в Средиземноморье для расчленения и корреляции мезозойских отложений Альпийской зоны палео-Тетиса. В настоящее время для этого региона создается новая шкала. Так, П.Баумгартнер [Baumgartner, 1984], изучая радиолярии из верхнеюрских-нижнемеловых отложений Греции, Сицилии, Италии, Швейцарии, Румынии, а также Индийского и Атлантического океанов, в интервале келловей – нижний готерив выделил 12 возрастных ассоциаций и шесть зон (см. табл. 7).

Зональные шкалы по радиоляриям, предложенные для расчленения мезозойских отложений Японии, наиболее многочисленны Nakaseko et al. Taketani, 1982; Matsuoka, Yao, 1985; Iwata, Tajika, 1986; Yao, 1986; 1979: Aita, 1987: и др.], но все они также имеют местный характер и не сбиваются между собой. Шкала К.Накасеко и А.Нисимуры построена главным образом по принципу зональных схем У.Риделя, А.Санфилиппо [Riedel. Sanfilippo, 1974] и Х.Формен [Foreman, 1977], предложенных для расчленения отложений мезозоя океанов; шкала Ю.Такетани отличается от первой большей дробностью и составлена главным образом на основе шкал Э.Пессаньо и П.Думитрики [Pessagno, 1977; Dumitrica, 1975], предложенных для расчленения меловых отложений Калифорнии и Румынии. Поэтому шкала К.Накасеко и А.Нисимуры [Nakaseko et al., 1979] хорошо коррелируется с океанской, а шкала Ю.Такетани [Taketani, 1982] - с калифорнийской, если сопоставить комплексы радиолярий в пределах зон. В отличие от океанской шкалы обе эти схемы, как и многие другие шкалы, разработанные для расчленения мезозойских толщ Японии [Iwata, Tajika, 1986; Yao, 1986; и др.], узкопровинциальные.

Зональные схемы, предложенные для расчленения меловых отложений территории СССР, между собой также не всегда сбиваются. Так, для одних и тех же меловых отложений Западно-Сибирской низменности предложены две различные схемы – Р.Х. Липман [1962] и Г.Э. Козловой, А.Н. Горбовец [1966]. Различаются и зональные схемы расчленения по радиоляриям верхнемеловых отложений восточного склона Урала, предложенные А.И. Григорьевой [1975], Г.Э. Козловой [1977] и Э.О. Амоном [Атоп, 1988].

Зональные схемы по радиоляриям советских радиоляристов для расчленения меловых отложений Дальнего Востока (см. табл. 7) менее детальны и имеют распространение главным образом в Беринговоморском регионе СССР.

Существенные различия в перечисленных радиоляриевых шкалах мезозоя океанов и континентов вызывают необходимость их скорейшей

корреляции. Даже предварительное сравнение показывает, что океанская шкала уже существует и что она достаточно хорошо коррелирует мезозойские отложения Атлантического, Тихого и Индийского океанов, в то время как радиоляриевая шкала мезозойских отложений континентов разработана еще недостаточно, несмотря на то что радиолярии здесь изучаются с 70-х годов прошлого столетия. По этой причине корреляция океанских и континентальных радиоляриевых схем сталкивается с большими трудностями.

Первая попытка скоррелировать осадки мезозоя океанов и континентов на основе шкалы Э.Пессаньо [Pessagno, 1977] была сделана в конце 70-х годов Х.Формен [Foreman, 1978]. При этом наиболее достоверной оказалась корреляция только в пределах зоны Artostrobium urna (коньяксантон), которой по калифорнийской шкале соответствуют две зоны – Alievium gallowayi и Alievium praegallowayi. Г.Э. Козлова [1977] предприняла попытку скоррелировать отложения маастрихта океанов и континентов. Для бореальной области она предложила зону Diacanthocapsa foveata и показала, что в океанской шкале эта зона соответствует зоне Theocapsomma comys.

Ю.Аита [Aita, Okada, 1986; Aita, 1987], проводя корреляцию радиоляриевых зон, предложенных им для Японии и Тетиса в интервале келловей – готерив, попытался сопоставить их с океанскими шкалами У.Риделя, А.Санфилиппо [Riedel, Sanfilippo, 1974] и Х.Формен [Foreman, 1975, 1977]. В его понимании океанской зоне Sphaerostulus lanceola, скорее всего, отвечает зона Ditrabs sansalvadorensis, выделенная в позднем титоне – валанжине Тетиса и Японии, а зона Sphaerostulus septemporatus шкалы У.Риделя и А.Санфилиппо хорошо коррелируется с одноименной зоной Тетиса.

Как уже отмечалось выше, осадки из основания скв. 801 предлагается отнести по радиоляриям к зоне Tricolocapsa conexa, выделенной в пограничных слоях бата- келловея Японии [Yao, 1986].

Так же далека от совершенства корреляция океанских радиоляриевых зональных схем и шкал, предложенных для юго-западной [Казинцова, 1983; Тихомирова, 1983, 1984; Вишневская, Казинцова, 1987; Vishnevskaya, 1988] и восточной [Казинцова, 1987; Тихомирова, 1987; Вишневская, 1988] частей СССР. Это обусловлено как объективными причинами, так и субъективными (Л.И. Казинцова и Л.Б. Тихомирова изучали радиолярии только в шлифах и не имели возможности познакомиться с фактическим материалом скважин глубоководного бурения). Поэтому мы, сопоставляя шкалы Тихого океана и его обрамления, делаем это на основе собственных материалов, но, естественно, с учетом всех опубликованных данных.

В меловых отложениях Дальнего Востока СССР [Вишневская и др., 1983; Вишневская, 1988] отчетливо прослеживается зона Amphipyndax tylotus (поздний кампан – маастрихт), выделяемая в объеме маастрихта или кампана- маастрихта океанской шкалы, и зона Amphipyndax enesseffi, установленная в ее кампанском интервале. Обе эти зоны присутствуют в тихоокеанской шкале. Правда, в последнем варианте радиоляриевой шкалы А.Шааф [Schaaf, 1986] вместо зоны Amphipyndax enesseffi предложил зону Amphipyndax pseudoconulus (поздний сантон – кампан). Как и в шкале А.Шаафа, на Дальнем Востоке уверенно устанавливаются зона Pseudodictyomitra pseudomacrocephala – Holocryptocanium barbui (альбсеноман), зона Crolanium pythiae (баррем-апт) и зона Sethocapsa trachyostraca (валанжин), но в отличие от тихоокеанской шкалы здесь они имеют больший возрастной диапазон (см. табл. 7). В остальных интервалах еще предстоит продолжить исследования.

Перейдем теперь к детальному обзору региональной стратиграфии верхнемезозойских отложений Тихого океана.

#### РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИХОГО ОКЕАНА

Описание разрезов верхнего мезозоя в пределах различных структур дна Тихого океана приводится в данном разделе с севера на юг. При этом вначале рассматривается стратиграфия верхнемезозойских отложений северной и центральной частей Тихого океана, затем Австрало-Новозеландского и Приантарктического регионов.

#### СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ КОТЛОВИНА

Северо-Западная котловина является одной из крупнейших морфологических структур дна Тихого океана. Она представляет собой обширную всхолмленную равнину, ограниченную с запада и северо-запада системой глубоководных желобов, с востока – системой Императорского и Гавайского хребтов и с юга – системой хребта Маркус и Центрально-Тихоокеанских гор (рис. 3). В пределах большей части котловины преобладают глубины 5 тыс. м и более. В ее южной части они нередко достигают 6–7 тыс. м. Вдоль западной и северо-западной окраин котловины вблизи глубоководных желобов ее рельеф заметно повышается, образуя узкие, вытянутые на многие сотни километров валы (сводовые поднятия). Наиболее крупными из них являются Идзу-Бонинский, Японский и Зенкевича.

В центральной части котловины расположено крупное, вытянутое с юго-востока на северо-запад поднятие Шатского с глубинами в вершинной области около 2 тыс. м.

Верхнемезозойские отложения в Северо-Западной котловине вскрыты глубоководным бурением как в пределах абиссальной равнины, так и на поднятии Шатского. В связи с тем что скважины в этих районах вскрыли разные типы разрезов, глубоководный и относительно мелководный, описание их дается раздельно.

В абиссальной части котловины верхнемезозойские отложения пробурены между поднятием Шатского и Курило-Камчатским желобом (скв. 303, 304), между Идзу-Бонинским желобом и поднятием Шатского (скв. 51, 52, 194–196, 578), южнее и юго-восточнее последнего (скв. 45, 198, 307, 576) (см. рис. 2). Кроме того, две скважины пробурены в пределах



Рис. 3. Основные морфологические элементы дна Тихого океана

Японского краевого вала (скв. 436) и на внутреннем склоне Японского желоба (скв. 439).

Скв. 303, 304, пробуренные на глубинах соответственно 5609 м и 5630 м, вскрыли близкие по составу и сокращенные по мощности (около 100 м) разрезы нижнемеловых отложений (рис. 4). В связи с низким выходом керна о характере строения осадочного разреза можно говорить лишь с большой долей условности. В обеих скважинах на толеитодых базальтах фундамента залегают переслаивающиеся наннопланктонный ил, иногда со значительной примесью глинистого материала, и кремни. Мощность около 10–20 м [Larson, Moberly et al., 1975]. Эти отложения лишены планктонных видов фораминифер, но содержат разнообразную ассоциа-



Рис. 4. Состав, расчленение и корреляция верхнемезозойских отложений Северо-Западной котловины

Условные обозначения к рис. 4-15

1,2 — ил: 1 — наннопланктонный, 2 — фораминиферово-наннопланктонный; 3,4 писчий мел: 3 — наннопланктонный, 4 — фораминиферово-наннопланктонный; 5 известняк; 6 — калькаренит; 7 — микритовый известняк; 8 — окремненный известняк; 9 — мергель; 10 — радиоляриевый ил; 11 — кремни (а) и порцелланит (б); 12 — пелагическая глина; 13 — глина; 14 — глинистый сланец; 15 — алеврит / алевролит; 16 — песок / песчаник; 17 — доломит; 18 — вулканическая глина; 19 — туф; 20, 21 — вулканомиктовые : 20 — песчаник, 21 — конгломерат; 22 — вулканобрекчия; 23 — вулканический пепел; 24 — базальт; 25 — трахит; 26 — пирит; 27 — цеолит; 28 перерыв в осадконакоплении

цию их бентосных форм. Особенно богатое сообщество бентосных фораминифер встречено в скв. 304. Здесь оно включает Dorothia hauteriviana, D. praeoxycona, D. cf. zedlerae, D. kummi, Haplophragmoides concavus, Lenticulina crassata, L. subulata, Astacolus calliopsis, A. dilectus, A. planiusculus, A. vetustus, Marginulinopsis parkeri, Vaginulina biochei, Dentalina communis, D. linearis, D. serrata и др. Многие из этих видов присутствуют также и в скв. 303. Такой состав, по заключению Х.Лютербахера [Luterbacher, 1975], указывает на готерив-барремский возраст отложений (интервал с Dorothia hauteriviana). Радиолярии в основании скв. 303 (керны 6А-8А и основание керна 5А), представленные формами Acaeniotyle diaphorogona, A. umbilicata, Triactoma hubum, Sphaerostylus lanceola group, Acanthocircus trizonalis, Eucyrtis micropora, E. tenuis, Podobursa tricola, Zhamoidellum? ornatum. Dictyomitra? carpatica, позволили Х.Формен [Foreman, 1975] провести их корреляцию с готерив-барремской радиоляриевой зоной Ецсугtis tenuis (нижняя часть). На более древний возраст (валанжин-готерив) указывает ассоциация наннопланктона, встреченная в глинистых нанноилах в скв. 304 [Bukry, 1975а]. Радиолярии из скв. 304 (интервалы 9-1, 8-1, 7-1) Acaeniotyle diaphorogona, A. umbilicata, Sphaerostylus lanceola gr., Staurosphaera septemporata, Triactoma echiodes, T. hubum, Acanthocircus dicranacanthos, A. trizonalis, Dictyomitra alievi, D.? carpatica, Eucyrtis micropora, E. tenuis, Dibolachras tytthopora, Podobursa triacantha, P. tricola, Sethocapsa (?) orca, S. trachyostraca, Zhamoidellum ornatum дают возможность уверенно их коррелировать с фауной готерив-барремской зоны Eucyrtis tenuis [Foreman, 1975], а присутствие в керне 9-1 видов A. dicranacanthos. D. triacantha и S. trachvostraca позволяет проводить корреляцию с самыми верхами валанжин-готеривской зоны Sethocapsa trachyostraca.

Выше по разрезу в обеих скважинах залегает толща мощностью около 50 м в скв. 303 и около 75 м в скв. 304, сложенная коричневыми пелагическими цеолитовыми глинами с конкрециями и/или, возможно, прослоями темно- и светло-коричневых кремней. Эти отложения лишены фораминифер и наннопланктона и содержат лишь обедненную ассоциацию радиолярий, которая тем не менее помогает проводить их расчленение. В обеих скважинах выделяются следующие стратиграфические интервалы [Foreman, 1975]:

баррем – средний(?) альб (верхняя часть зоны Eucyrtis tenuis и зона Acaeniotyle umbilicata), где обычны Dicroa periosa, Acaeniotyle diaphorogona, A. helicta, A. umbilicata, Dictyomitra carpatica(?), Diacanthocapsa communis, E. tenuis, Acanthocircus trizonalis;

поздний альб – сеноман и, возможно, турон (зона Obesacapsula somphedia) с видами Spongosaturnalis hueyi, S. (?) preclarus, Dictyomitra pseudomacrocephala, O. somphedia, Platycryphalus aff. hirsuta, Holocryptocanium barbui. В целом радиоляриевые комплексы скв. 303 и 304 имеют субтропический облик.

Взаимоотношение меловых отложений с вышележащими миоценовыми осадками ни в одной из скважин не наблюдалось. Однако, судя по относительно небольшому разделяющему их интервалу (около 20 м), между ними существует значительный перерыв.

Этот перерыв, вероятно, имеет региональный характер, будучи отмеченным в той или иной форме в ряде других скважин северо-западной части Тихого океана.

В скв. 436, пробуренной на глубине 5240 м на внешнем склоне Японского желоба, в основании разреза (интервал 378,5–397,5 м ниже дна) залегают коричневые цеолитовые пелагические глины с прослоями пестроцветных кремней и порцелланитов [Scientific ..., 1980]. В них встречены довольно многочисленные плохой сохранности радиолярии, включая виды Spongosaturnalis hueyi gr., Hemicryptocapsa prepolyhedra, Dictyomitra pseudomacrocephała, D. cf. tekschaensis, Holocryptocanium barbui, Cryptamphorella conara, Artostrobium cf. urna, Thanarla elegantissima, Lithomelissa(?) petila, Protunuma sp. Ассоциация дает возможность коррелировать эти отложения с отложениями позднеальбской- сеноманской зоны Obesacapsula somphedia [Sakaj, 1980]. В непосредственно перекрывающих эти породы аналогичных, но лишенных кремней и порцелланитов пелагических глинах радиолярии и другие микроорганизмы отсутствуют, но по ихтиолитам их можно уверенно датировать эоценом [Doyle, Riedel, 1980]. Таким образом, стратиграфический перерыв в данной скважине охватывает практически весь поздний мел и палеоцен.

На противоположном, внутреннем склоне Японского желоба в его верхней части скв. 439 (глубина 1656 м) вошла в самую кровлю верхнемезозойского разреза. Здесь в интервале глубин 1145,5–1157,5 м ниже поверхности дна залегает пачка темно-серых до почти черных окремненных аргиллитов и глинистых алевролитов с тонкими прослойками карбонатных алевролитов турбидитного строения. По всему разрезу наблюдаются оползневые текстуры, некоторые прослои имеют горизонтальную слоистость. Отложения содержат лишь плохой сохранности агглютинирующие бентосные виды фораминифер – Haplophragmoides cf. formosus, Ammodiscus hashimotoi, A. cretacea, Ammobaculites sp., Bathysiphon sp., Lenticulina sp., которые позволяют датировать их поздним мелом и указывают на абиссальные глубины накопления осадков [Keller, 1980].

Глины верхнего мела со стратиграфическим несогласием перекрываются кайнозойскими отложениями, в основании которых залегает почти 50-метровая толща конгломератов и брекчий с преобладанием в обломочной части средних и кислых эффузивных пород, аргиллитов и алевролитов. Эти грубообломочные отложения лишены стратиграфически значимых палеонтологических остатков, но по аргоновым датировкам облом-ков вулканических пород (21,  $2\pm0.7$ ;  $22.7\pm1.4$  млн лет [Yanagisawa et al., 1980]) их возраст определен как самый конец олигоцена – начало миоцена [Barron et al., 1980], т.е. перерыв охватывает, вероятно, конец позднего мела и практически весь палеоген.

В юго-западной части котловины, в районе между поднятием Шатского и Идзу-Бонинским желобом, глубоководным бурением также вскрыты главным образом нижнемеловые отложения. К сожалению, их разрез здесь в связи с эпизодическим отбором керна и исключительно низким процентом его выхода имеет фрагментарный характер, что позволяет получить лишь общее представление о составе отложений. Во всех пробуренных в этом районе скважинах (52, 194–196, 578) верхнемезозойские отложения представлены преимущественно глинистыми или кремнистыми образованиями с подчиненным количеством других пород. Ни одна из этих скважин не достигла акустического фундамента.

Скв. 194, пробуренная на глубине 5744 м, в интервале 227,5–248 м ниже дна океана вскрыла толщу кремней от желтоватого до темно-коричневого цвета, в основании которой залегает прослой алевритовых глин с примесью вулканического пепла. Эти отложения лишены известковых микроорганизмов и содержат лишь радиолярии Staurosphaera amplissima, Acaeniotyle tribulosa, Triactoma cellulosa, Dictyomitra leptoconica, Eucyrtis zhamoidai, которые дают возможность датировать их ранним мелом [Foreman, 1973]. Морфологический облик комплекса указывает на тепловодный характер палеобассейна.

Нижнемеловые кремнистые отложения и перекрывающие их алевролитовые глины позднего миоцена разделены 75-метровым неопробованным интервалом [Heezen, MacGregor et al., 1973], однако, учитывая довольно высокие скорости накопления последних, необходимо допустить существование крупного перерыва между ними.

Скв. 195 (глубина 5958 м), пробуренная примерно в 200 км юго-западнее скв. 194, вскрыла меловые отложения мощностью почти 200 м, которые сложены переслаивающимися серыми, коричневыми, черными кремнями, светло-серым мергелем и писчим мелом с преобладанием кремнистых пород [Heezen, MacGregor et al., 1973] (см. рис. 4). В отсутствие фораминифер эти отложения датируются на основании обедненных ассоциаций наннопланктона и радиолярий Sphaerostylus lanceola gr., Dictyomitra leptoconica, Podobursa triacantha, P. tricola, Sethocapsa trachyostraca, Syringoсарsa agolarium, S. limatum валанжином – ранним готеривом [Bukry, 1973; Foreman, 1973].

Несколько иной, готерив-барремский возраст определяют содержащиеся в этих отложениях бентосные фораминиферы – ассоциация из видов Dorothia praeoxycona, D. zedlerae, D. ouachensis, D. aff. hauteriviana, Lenticulina kugleri, L. muensteri, L. subulata, Frondicularia hastata, Lingulina praelonga, Spirillina neocomiana, сопровождаемых другими редкими представителями лагенид [Krasheninnikov, 1973]. Эта ассоциация свидетельствует об абиссальных глубинах обитания. По составу она близка к одновозрастной ассоциации бентосных фораминифер, встреченной в скв. 303 и 304.

В кровле этой толщи (обр. 195-3, СС) Х. Формен [Foreman, 1973] установила переотложенный комплекс радиолярий, возраст которого на основе видов Spongosaturnalis? aculeatus, Alievium sp., A. cf. praegallowayi, Thanarla veneta, Obesacapsula somphedia, Dictyomitra(?) sp., Lithostrobus rostovzevi определен как возможно сеноманский. Находки Pseudodictyomitra pseudomacrocephala и Holocryptocanium barbui в этом керне подтверждают предположение Х.Формен о сеноманском или возможно позднеальбском- сеноманском возрасте этого радиоляриевого комплекса. Его морфологический облик свидетельствует, скорее всего, о батиальных глубинах осадконакопления и, вероятно, о низких приэкваториальных широтах обитания этой популяции радиолярий.

Как и в скв. 194, взаимоотношение меловых отложений с вышележащими средне-верхнемиоценовыми осадками неизвестно в связи с тем, что они разделены более чем 50-метровым неопробованным интервалом. Скорее всего, здесь, как и в других скважинах западной части котловины, имеет место значительный стратиграфический перерыв.

В скв. 196, пробуренной приблизительно в 350 км юго-восточнее скв. 195 на глубине 6184 м, верхнемезозойские отложения представлены в нижней части разреза переслаиванием кремнистых известняков, радиолярийсодержащих алевролитов, кремней и писчего мела (см. рис. 4). В основании разреза залегает слой тонкослоистых темноцветных аргиллитов с темно-серыми и черными кремнями. Мощность этих отложений не менее 200 м [Heezen, MacGregor et al., 1973].

Их эпизодическая опробованность и плохая палеонтологическая характеристика не допускают проведения зонального расчленения и точной возрастной привязки. Радиолярии Triactoma tithonianum, Emiluvia chica, E. pessagnoi, Dictyomitra cosmoconica, Podobursa tetracola, Sethocapsa cetia, по заключению Х.Формен [Foreman, 1973], датируют базальные слои (керн 5) позднеюрским(?)-раннемеловым возрастом (сообщество Sethocapsa cetia), a Acaeniotyle diaphorogona, A. umbilicata, Sphaerostylus lanceola, Staurosphaera semptemporata, Triactoma echiodes, Podobursa triacantha, Sethocapsa trachyostraca, Syringocapsa agolarium, S. limatum – основную часть разреза (керны 3,4) валанжином – ранним готеривом (сообщество Sethoсарsa trachyostraca). Аналогичный, валанжин-раннеготеривский возраст для интервала кернов 3, 4. определяется также по наннопланктону [Hekel, 1973].

Выше по разрезу (керн 2) после 90-метрового неопробованного интервала залегают коричневые цеолитовые глины с повышенным содержанием марганцевых микронодулей и окислов железа и сантиметровым прослойком измененного вулканического пепла. Вскрытая мощность около 10 м. Плохой сохранности радиолярии (Dictyomitra torquata, Rhopalosyringiumsp.) датируют эти отложения кампаном [Foreman, 1973].

В глинах встречена также довольно разнообразная ассоциация агглютинированных фораминифер, принадлежащих родам Ammodiscus, Glomospira, Praecystammina, Plectorecurvoides, Bolivinopsis, Pseudobolivina, Haplophragmoides, Labrospira, Paratrochamminoides. Большинство видов описаны В.А. Крашенинниковым [Krasheninnikov, 1973] как новые, и, по его мнению, эта ассоциация свидетельствует об абиссальных глубинах бассейна в позднемеловое время.

Еще более плохая палеонтологическая характеристика свойственна меловым отложениям скв. 52, пробуренной на глубине 5744 м приблизительно в 300 км юго-западнее скв. 196 и вскрывшей 70-метровую толщу бурых пелагических глин с примесью вулканического пепла и с цеолитами и кремнями в базальной части. Лишь в нижнем 10-метровом интервале содержатся вторично силицифицированные ядра радиолярий и отолиты. Среди радиолярий идентифицированы Stichocapsa spp., Saturnalis sp., Dictyomitra cf. multicostata. Последний вид свидетельствует о меловом возрасте отложений [Kling, 1971]. Такие же пелагические глины с вулканическим пеплом, но без кремней, выше по разрезу лишены каких-либо органических остатков. Лишь в самой верхней части разреза (интервал 0-27 м) встречены редкие экземпляры радиолярий Eucyrtidium calvertense и Druppatractus acquilonius, интервал стратиграфического распространения которых от верхнего миоцена до среднего плейстоцена [Kling, 1971].

Небольшой фрагмент мелового разреза в этом районе вскрыт также скв. 578. Здесь в интервале 176-177 м ниже дна океана пробурены бурые пелагические глины с тонкими прослоями кремней и в отдельных прослоях с заметной примесью окремненных раковин фораминифер, среди которых определены Globotruncana tricarinata, G. lapparenti, G. arca, Rosita fornicata, Globotruncanita stuartiformis, Heterohelix striata, Globigerinelloides asperus, G. prairiehillensis, Rugoglobigerina rugosa [D'Agostino, 1985]. Ассоциация фораминифер позволяет датировать отложения, скорее всего, кампаном.

В залегающих непосредственно выше таких же пелагических глинах присутствуют ихтиолиты позднепалеоценового возраста [Doyle, Riedel, 1985]. Таким образом, меловые и кайнозойские осадки здесь разделены стратиграфическим перерывом, который, вероятно, охватывает маастрихт и ранний палеоцен.

В пределах абиссальной равнины к югу и юго-востоку от поднятия Шатского верхнемезозойские отложения вскрыты скв. 45, 198, 307 и 576 (см. рис. 2).

Наиболее полный их разрез здесь наблюдается в скв. 307, пробуренной на глубине 5696 м. Это одна из немногих скважин в Северо-Западной котловине, которая достигла океанического фундамента (см. рис. 4). Здесь на глубине 300 м ниже дна океана залегают сильно измененные толеитовые базальты и гиалокластиты с горизонтами брекчий из обломков базальтов и вулканического стекла, сцементированных кальцитом и селадонитом [Larson, Moberly et al., 1975].

Базальтовый фундамент перекрыт довольно мощной (около 250 м) толщей верхнемезозойских отложений. К сожалению, в связи с эпизодическим отбором керна в данной скважине можно в общих чертах говорить лишь об основных литологических разностях, слагающих разрез, но не о характере его строения. В нижней части верхнемезозойского разреза мощностью около 200 м преимущественное развитие получают переслаивающиеся наннопланктонный писчий мел, коричневые и красноватокоричневые кремни с прожилками халцедона и пятнами кремнистокарбонатного состава, изестковистые порцелланиты. В кровле толщи присутствует горизонт измененного вулканического пепла с примесью радиолярий. Непосредственно на базальтовом фундаменте залегает слой красновато-коричневых сильно уплотненных пелагических глин, в которых встречена обедненная ассоциация наннопланктона переходного юрскогораннемелового возраста [Bukry, 1975а].

Расчленение отложений этой толщи при отсутствии в них планктонных фораминифер проводилось главным образом на основе комплексов радиолярий, которые позволили выделить здесь следующие стратиграфические интервалы [Foreman, 1975]:

берриас-валанжин (зона Sphaerostylus lanceola) с индекс-видом, Acanthocircus dicranacanthos, A. trizonalis, Triactoma tithonianum, Emiluvia chica, Mirifusus mediodilatatus, Padobursa 'triacantha, Archaeodictyomitra apiara, Dictyomitra cosmoconica, Sethocapsa cetia;

валанжин-готерив (зона Sethocapsa trachyostraca – нижняя часть зоны Eucyrtis tenuis), где обычны индекс-виды, Sphaerostylus ex gr. lanceola, Staurosphaera septemporata, Acaeniotyle diaphorogona, A. umbilicata, Triactoma echiodes, Acanthocircus dicranacanthos, A. trizonalis, Emiluvia chica, Xitus alievi, Eucyrtis micropora; баррем-апт (верхняя часть зоны Eucyrtis tenuis), где наряду с большинством видов из подстилающих отложений часто встречаются также Dictyomitra carpatica, D.(?) lacrimula, Sethocapsa (?) orca, Zhamoidellum ornatum (?), Dibolachras tytthopora и др. В целом этот комплекс обнаруживает большое сходство с одновозрастным из Корякского нагорья [Вишневская, 1988].

Верхняя часть толщи сложена переслаивающимися желтовато-коричневыми цеолитсодержащими пелагическими глинами, кремнями и порцелланитами. Ассоциация радиолярий Trochodiscus exaspina, Diacanthocapsa communis, Holocryptocanium barbui, встречающихся в этих отложениях, позволяет коррелировать их с нижним-средним альбом (зона Acaeniotyle umbilicata), а Spongosaturnalis hueyi, Lithomelissa(?) petila, Holocryptocanium barbui – с верхним альбом (нижняя часть зоны Obesacapsula somphedia) [Foreman, 1975]. Все комплексы имеют тепловодный облик.

Две другие скважины, пробуренные в данном районе, вскрыли лишь небольшие фрагменты разреза верхнемезозойских отложений.

Из зобоя скв. 198А, достигшей глубины 258 м ниже дна океана, в примазках на долоте бурового снаряда (мелкая дресва из пестроцветных кремней, радиолярийсодержащих алевролитов и литифицированного вулканического пепла) Х.Формен [Foreman, 1973] определила радиолярии Stichocapsa(?) rotunda, Dictyomitra leptoconica, Syringocapsa agolarium, возможно, валанжин-раннеготеривского возраста (комплекс Sethocapsa thachyostraca).

Выше, после 125-метрового неопробованного интервала, залегает толща очень плотных цеолитовых алевролитовых глин от светло- до темнокоричневого цвета с горизонтом желтовато-коричневых и коричневых кремней. Вскрытая мощность этих отложений составляет 45 м (интервал 90,5-134,5 м). Нижняя половина толщи (керны 4, 5), содержащая радиолярии Spongosaturnalis(?) multidentatus, S. sp. cf. Saturnalis euganeus, Pseudoaulophacus pargueraensis, Dictyomitra torquata, Amphipyndax enesseffi, Artostrobium urna, Cryptamphorella sphaerica, Theocampe salillum, датируется, вероятно, ранним кампаном [Foreman, 1973]. Ассоциация глубоководных агглютинированых бентосных видов, встреченная в перекрывающих отложениях и по составу сходная с ассоциацией из скв. 196, определяет их возраст в рамках позднего мела и указывает на абиссальные глубины обитания [Krasheninnikov, 1973]. Возраст верхней части на основании очень редких и плохой сохранности радиолярий определен лишь как позднемеловой [Foreman, 1973].

Позднее К.Эмпсон-Морин [Empson-Morin, 1984] провела дополнительные исследования керна 4 из скв. 198А (обр. 4-4, 132-134 см и обр. 4-5, 100-102 см). Кроме форм, приведенных Х.Формен, она определила виды Pseudoaulophacus spp. aff. P. floresensis, P. lenticulatus, Alievium gallowayi, A. zartum, Crucella spp. aff. C. espartoensis, Acaeniotyle aff. diaphorogona, A. spp. aff. A. umbilicata, Cryptamphorella conara, C. macropora, Solenotryma? costata, Podocapsa? titthia, Theocampe apicata, T. vielecka, Artostrobium tina, Cornutella? cretacea, Afens liriodes, Dictyomitra formosa, D. multicostata, D. sagitafera, Foremanina schona, Xitus? asymbatos, Amphipyndax pseudoconulus, что позволило ей подтвердить кампанский возраст слоев, а также сделать предположение об абиссальных глубинах захоронения данного радиоляриевого сообщества – коэффициент разнообразия по Фишеру 7,5 (3500 экз./г осадка).

Взаимоотношение верхнемеловых отложений с более молодыми осадками неизвестно, так как выше (интервал 90 м) скважина не опробовалась.

Скв. 576 (глубина 6217 м) вошла лишь в самую кровлю разреза верхнемезозойских отложений [Heath, Burckle et al., 1985]. Здесь в интервале глубин 46-75 м ниже дна океана встречен необычный для Северо-Западной котловины разрез меловых отложений, сложенный преимущественно светло-коричневым наннопланктонным писчим мелом с прослоями темно-коричневых пелагических глин мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков сантиметров. По всему разрезу наблюдается градационная слоистость.

В кровле этой толщи писчий мел полностью замещается глинами. Базальные слои содержат желтовато-коричневые кремни.

В слоях писчего мела обнаружены довольно разнообразные ассоциации планктонных фораминифер и наннопланктона. Из планктонных фораминифер определены Globotruncana bulloides, G. lapparenti, G. angusticarinata, Globigerinelloides asperus, G. prairiehillensis, G. volutus, G. multispinatus, Hastigerina watersi, Heterohelix striata, H. navarroensis, которые указывают на кампанский-раннемаастрихтский возраст осадков [D Agostino, 1985]. Наннопланктон также позволяет датировать эти отложения кампаном – ранним маастрихтом и дает возможность производить их расчленение на зональной основе [Monechi, 1985].

Отложения кампана перекрываются здесь толщей пелагических бурых глин, в основании которой встречены позднепалеоценовые ихтиолиты [Doyle, Riedel, 1985], т.е. перерыв на рубеже мела и палеогена здесь отвечает маастрихту – раннему палеоцену.

Карбонатные отложения вскрыты также скв. 45 (глубина 5508 м) в самой юго-восточной части котловины, между Центрально-Тихооканскими горами и Гавайским хребтом [Fisher, Heezen et al., 1971]. Здесь в интервале 83-95 м ниже дна вскрыты зеленовато-серые прочные микритовые известняки с примесью туфогенного материала и кремни. Присутствуют, вероятно, также менее литифицированные карбонатные прослои, из которых выделены планктонные фораминиферы Rotalipora evoluta, R. greenhornensis, R. cushmani, Praeglobotruncana delrioensis, Planomalina buxtorfi, Hadbergella portsdownensis, H. delrioensis, H. amabilis, H. planispira, Globigerinelloides caseyi, Heterohelix washitensis, Schackoina cenomana, Ticinella sp. Эта ассоциация, по заключению Р.Дугласа [Douglas, 1971], дает возможность коррелировать отложения со средним сеноманом. По нашему мнению, присутствие в ней позднеальбского вида Planomalina buxtorfi и позднесеноманских видов Rotalipora cushmani, R. greenhornensis позволяет датировать отложения поздним альбом – сеноманом.

Взаимоотношение сеноманских отложений с залегающим выше горизонтом вулканического пепла позднезоценового возраста неизвестно, так как они разделены 30-метровым неопробованным интервалом, однако наличие здесь стратиграфического перерыва вполне вероятно.

Верхнемезозойские отложения в Северо-Западной котловине изучались также по материалам драгирования в геолого-геофизических рейсах научно-исследовательских судов ДВНЦ АН СССР в крайней юго-западной части котловины. Так, в 1984 г. в рейсе НИС "Академик Александр Несмеянов" на внутреннем склоне желоба Волкано были драгированы кремни и известняки мелового возраста. На основании изучения в них радиолядий С.В. Точилина [Васильев и др., 1987] здесь выделила:

слои с Sethocapsa trachyostraca – Staurosphaera septemporata (валанжин-готерив), которые содержат Сесторs septemporatus, Sethocapsa? aff. orca, Dictyomitra aff. carpatica, D. aff. cosmoconica, Gongylothorax oblongus, Ultranapora sp.;

слои с Acaeniotyle umbilicata – Eucyrtis tenuis (апт), характеризующиеся присутствием A. umbilicata, A. diaphorogona, Holocryptocanium japonicum, Dictyomitra albiensis, D. formosa, D. producta, Pseudodictyomitra carpatica, Tripilidium(?) dendrocanthos;

слои с Holocryptocanium geysersensis альб-коньякского возраста, в которых, кроме индекс-вида, встречены Dictyomitra sp., Cryptamphorella sp.;

слои с Holocryptocanium barbui (кампан-маастрихт), где обнаружены индекс-вид, Acantosphaera sp., Dictyomitra veneta, Gongylothorax sp., Lithocampe sp.

Последняя ассоциация, как нам представляется, имеет, скорее всего, сеноман-туронский возраст. Не исключено, что она могла быть переотложена в более молодые осадки, тем более что случаи переотложения радиолярий в этом регионе неоднократно отмечали многие авторы [Foremas, 1971; Kling, 1971, 1982; Schaaf, 1981].

Драгирование, проводившееся в 1986 г. в рейсе НИС "Академик Виноградов" на плато Огасавара, расположенном в этом же регионе, принесло обломки известняков и писчего мела, содержащие наряду с остатками макрофауны (гастроподы, грифеи, рудисты) планктонные и бентосные фораминиферы [Аблаев и др., 1987]. Ассоциация планктонных фораминифер в образцах, драгированных в интервале глубин 4000–5300 м, имеет смешанный состав, включая Archaeoglobigerina bosquensis, A. blowi, Rotalipora greenhornensis, Dicarinella canaliculata, Globigerinelloides sp., Marginotruncana cf. marginata, Heterohelix reussi, и позволяет датировать их сеноманом- сантоном.

Сравнение разрезов верхнемезозойских отложений в Северо-Западной котловине показывает, что, несмотря на их фрагментарность и недостаточную палеонтологическую характеристику, в них можно отметить ряд общих черт. К таким общим особенностям относятся их практически повсеместная глубоководность, которая находит отражение в бескарбонатном составе пелагических осадков, и наличие крупного стратиграфического перерыва на рубеже мела и палеогена, который наблюдается здесь практически во всех скважинах, достигших меловых отложений.

Возраст	Sanfilippo, Riedel, 1985 (Сводная)	Мооге, 1973 (Тихий океан)	Riedel, Sanfilippo, 1974 (СВОДНАЯ)	Thurov, 1988 (Атлантичес- кий океан)	Baum- gart- ner, 1984 (Тетис)	Vishnevskaya, 1988 (Kaвказ)	Foreman, 1975, 1977 (Атланти- ческий и Тихий океаны)	Реззадно, 1976, 1977 (Калифорния)	Schaaf, 1985 (Сводная)	Schaaf, 1986 (Тихий Океан)	<b>Taketani,</b> 1982 (Япония)	Vishnevskaya, 1988 (Тихоокеан- ское обрамление СССР)
Маастрихт	A. tylotus	ZRK7	T. comys	A. pseudo-		A. enesseffi -	A. tylotus	0. renillae- formis		A. tylotus		B. sanjoaqui- nensis D. diceros -
Кампан	A. pseudoco- nulus	ZRK6	A. enesseffi	conulus		A. tylotus	A. enessef- fi	P. dickinsoni C. espartoen-				A. tylotus A. enesseffi
Сантон						A. gallowavi		A. gallowayi	A. pseudoconulus	A. pseudoconulus	S. hokkaidoensis	P. floresensis
	T. urna	7. RK 5	A. urna			D. torquata	A. Urna		A. urna	A. urna	0. quadrata	A. bipartitum -
Коньяк								A. praegal - lowayi	A guperhum	A. superbum	A. triplum A. fossilis	A. superbum
Турон				C. cachensis		A. superbum -	_	A. superbum	A. superbulk		D. formosa	
	0. somphedia			R majuro-		1. Veneta	0. somphe-	P. besei	P maiumanaia	R. majuroensis	E. spinosum	
Сеноман		ZRK4		ensis		P. pseudomacro-		A. tehamaensis	0. somphedia			1
				T. veneta		Cephala - H. barbui		P foremeneo	T. veneta			P. nseudomac-
Альб А. шан			1	P. pseudomac.			A. umbili-		P. pseudomacrocephala	P pseudomacrocep-	T. elegantis- sima H	rocephala -
	A. umbilicata		D. veneta	M. gracilia		C authias -		K. zingulai	M. gracilia	hala		H. barbui
									H. barbui			4
				H. barbui		C. pythiae -	cata	w. singutat	S. zamoraensis	S. zamoraensis		
									A. umbilicata	A. umbilicata		
		ZRK3		T. coronatus				?		A. cortinaensis	H. barbui -	
Апт	S. euganes	•		A. umbilicata					A. cortinaensis	A. similis	T. conica	C. pythiae
				S. euganea		E. tenuis -			S. euganea			
Баррем	C. pythiae		E. tenuis	C. pythiae		A. 811671	E. tenuis	Parvicingula/ T. conica	C. pythiae	C. pythiae		
			, i						D. tytthopora		]	
Готерив						C. septemporatus -			M. chenodes			
	D. tytthopora			D. tytthopora	<sup>Z E</sup> 2	S. uterculus			C. septemporatus	D. Cycchopora		M. chenodes -
		ZRK 2						?	S. trachvostraca			S. trachyost-
Валанжин	C. septempo- ratus		C. septem- poratus	C. septem- poratus	Z E <sub>1</sub>		S. trachy- ostraca	0 rotunda	A. helenae	C. septemporatus		Tata
Берриас				S. trachy- ostraca	ZD	P. polylophia - P. cosmoconica			P. cosmoconica			P. khabakovi -
Титон			S. lanceola		zc	T. tithonianum - P. altissima	S. lanceola	R. altissima	A. dicranacanthos			M. baileyi
Кимеридж-		ZRKI	[			1	1	+++		]		
оксфорд					<u> </u>	•	Į		4			P. vera
Келловей			1		1 7 A	1 2	1	1 3 4 5 6			1	

Таблица 7. Корреляция зональных шкал мела по радиоляриям

Примечание. J - M. guadalupensis-M. fragilis; 2 - H. maxwelli-C. carpatica; 3 - T. ordinaria-P. hsui; 4 - E. hopsoni; 5 - P. s.s.-E. hopsoni; 6 - E. ptyctum - P. s.s.

#### поднятие матского

Поднятие Шатского, расположенное в центральной части Северо-Западной котловины, представляет собой крупную, вытянутую с юго-запада на северо-восток положительную морфологическую структуру длиной более 1,5 тыс. км и шириной около 500 км. Максимальное превышение над дном котловины составляет 3500- 4000 м.

По данным сейсмических исследований, поднятие Шатского состоит из трех массивов – южного, центрального и северного, которые, несмотря на некоторые различия, характеризуются схожестью морфологических характеристик рельефа фундамента и строения осадочного чехла, что свидетельствует о единой истории геологического развития этой структуры начиная с юрского, а возможно, и с более древнего времени [Строение..., 1984].

Бурение на поднятии Шатского проводилось лишь в пределах его южного, наиболее крупного массива. Этот массив длиной около 700 км и средней шириной 250-300 м вытянут по направлению простирания поднятия.

Мощность мезозойских-кайнозойских осадков, почти сплошным чехлом покрывающих фундамент массива, в среднем составляет 600-700 м; максимальные значения мощности достигают 1 км.

Осадочный чехол подстилается океанической корой юрского возраста. По данным глубоководного бурения [Fisher, Heezen et al., 1971; Larson, Moberly et al., 1975] и драгировок [Кашинцев, Сузюмов, 1981], кровля фундамента сложена сильно измененными толеитовыми базальтами.

Всего в данном районе было пробурено семь скважин, которые все достигли мезозойских отложений. Лишь одна из них (скв. 50) вошла в базальтовый фундамент. Этой же скважиной и расположенной рядом скв. 49 пробурены наиболее древние в пределах поднятия верхнемезозойские осадочные образования. В обеих скважинах вскрыты небольшие по мощности фрагменты их разреза, представленные наннопланктонным писчим мелом с обломками кремней и цеолитовыми пелагическими глинами. Содержащийся в этих отложениях наннопланктон позволяет датировать их титоном или валанжином [Bukry, 1971].

Анализ палеонтологических таблиц, приведенных С.Клингом [Kling, 1971], позволяет на основе радиолярий, определимых до рода (Parvicingula sp., Podobursa sp.) и до вида (Stichocapsa cetia gr.) в обр. 0-2 СС из скв. 49, предположить для них титон-валанжинский возраст (у С.Клинга был просто мезозой), а по морфологическому облику переопределенных нами родов Dictyomitra? sp., Thanarla sp. и Pantanellium sp. из обр. 0-2 СС скв. 50 считать более вероятным ранне-средне(?)меловой возраст. Вскрытая мощность составляет около 15 м. И в той и в другой скважине они перекрыты маломощным чехлом плейстоценовых осадков.

Наиболее полный разрез верхнемезозойских (меловых) отложений в пределах поднятия Шатского мощностью 510 м вскрыт скв. 305, пробуренной в его южной части на глубине 2903 м [Larson, Moberly et al., 1975]. Нижняя часть разреза мощностью 340 м (керны 33-68) сложена преимущественно переслаиванием кремней и фораминиферово-наннопланктон-



Рис. 5. Состав, расчленение и корреляция верхнемезозойских отложений поднятия Шатского

Условные обозначения см. на рис. 4

ного писчего мела, местами переходящего в известняки (рис. 5). В основании разреза присутствуют прослои литифицированных пелагических глин (аргиллитов) с кремнями и порцелланитами, обогащенных органическим веществом. Содержание  $C_{\rm opr}$  в них достигает 9,3% [Воde, 1975]. Соотношение карбонатных и кремнистых прослоев неизвестно из-за низкого выхода керна.

Кремнисто-карбонатные отложения охарактеризованы планктонными и бентосными фораминиферами, наннопланктоном и радиоляриями. Их встречаемость, сохранность и стратиграфическая разрешаемость на разных уровнях различны.

В нижних слоях толщи (керны 60-68) ассоциация фораминифер практически лишена планктонных видов и представлена лишь бентосными фораминиферами. Наиболее часты здесь Dorothia gradata,

D. zedlerae, D. praeoxycona, D. oxycona, Tritaxia pyramidata, Gaudryina dividens, Dentalina communis, Vaginulinopsis schloenbachii, Astacolus planiusculus, Lenticulina ex gr. muensteri, Gavelinella aff. barremiana, Gyroidinoides primitiva. По заключению Х.Лутербахера [Luterbacher, 1975], эта ассоциация дает возможность датировать отложения барремом-аптом. Эта датировка подтверждается находками радиолярий, ассоциация которых в кернах 60-66 включает Acaeniotyle diaphorogona, A. helicta, A. umbilicata, Sphaerostylus lanceola, Triactoma echiodes, T. hubum, Dictyomitra alievi, D. carpatica(?), D.(?) lacrimula, Eucyrtis micropora, E. tenuis, Podobursa triacantha, P. tricola, Sethocapsa(?) огса, и позволяет коррелировать слои с верхней частью готерив-барремской зоны Eucyrtis tenuis и нижней частью баррем-альбской зоны Acaeniotyle umbilicata [Foreman, 1975]. Несколько иной, готерив-барремский возраст этих отложений определяет наннопланктон [Bukry, 1975].

Еще более ранние датировки показало дополнительное изучение радиолярий. Так, при исследовании из основания скв. 305 кремней (обр. 305-68 CC) и обломков кремней в интервале 305-32 CC с помощью плавиковой кислоты удалось выделить "субтетический" комплекс радиолярий, включающий Chitonastrum tricuspidatum, Paronaella pristidentata, P. cf.
pessagnoi, Triactoma ex gr. blakei, Syringocapsa pacifica, Spongocapsula palmerae, Obesacapsula? sp., Parvicingula sp. и обилие видов рода Hsuum, среди которых определены H. maxwelli, H. cf. robustum. Остальные виды, вероятно, являются новыми. Наличие родов Hsuum, Syringocapsa, Parvicingula позволяет однозначно говорить о позднеюрском возрасте данного комплекса. Данную точку зрения разделяют П.Баумгартнер и А.Санфилиппо. По присутствию этих видов возраст кремней может быть датирован титоном, причем важно отметить, что род Hsuum составляет более 30% общей численности раковин радиолярий.

К настоящему времени результаты изучения мезозойских радиолярий по материалам глубоководного бурения опубликованы по данным многих рейсов (1, 4, 6, 7, 10, 13, 14, 17, 20, 21, 25–27, 29, 32, 40, 41, 47, 56, 60, – 62, 67, 76, 89, 96 и 103-го). Но только в одной из 75 скважин, вскрывших мезозойские осадки, были описаны радиолярии семейства Hsuidae. Это скв. 534A, где в кернах 122 и 125, отнесенных соответственно к келловею и оксфорду, были описаны Hsuum maxwelli и H. brevicostatum [Baumgartner, 1984].

Э.Пессаньо и П.Вален [Pessagno, Whalen, 1982], которые выделили семейство Hsuidae на основе типового рода Hsuum, считали, что временной диапазон семейства – ранняя юра – валанжин. Верхний возрастной предел определялся согласно распространению типового вида Hsuum cuestaense. Но позднее Э.Пессаньо с соавторами [Pessagno et al., 1986], проводя ревизию юрских насселлярий, понизили верхний предел распространения типового вида до титона. Возможно, практически полное отсутствие представителей семейства Hsuidae в описаниях радиолярий по данным глубоководного бурения объясняется небольшим пока числом местонахождений в океане юрских отложений. Так, в северной и центральной частях Тихого океана позднеюрские осадки были вскрыты только в нескольких скважинах (167, 196, 306, 462, 801).

Обнаружение рациолярий семейства Hsuidae в осадках дна Тихого океана имеет принципиальное значение. Как известно, представители этого семейства очень широко распространены в кремнистых толщах обрамления Пацифики - Калифорнии [Pessagno, Whalen, 1982], Северо-Востока и Пальнего Востока СССР [Вишневская, 1988], Японии [Sashida et al., 1982; Yao, 1982]. В то же время выдвигалась точка зрения, согласно которой преобладание или высокий процент представителей этого семейства в осадке является показателем принадлежности всего комплекса радиолярий к бореальной провинции. В тетической же провинции это семейство должно играть резко подчиненную роль. Ранее в литературе из Средиземноморья действительно были описаны только три вида этого семейства: Hsuum maxwelli, H. brevicostatum и H. directipora [Baumgartner, 1984; Ozvoldova, 1979; De Wever, Miconnet, 1985; Dumitrica, Mello, 1985]. В последнее время появились новые данные не только о представителях рода Hsuum (виды H. cuestaensis, H. obispoensis, H. rosebudense, H. aff. mclaughlini, H. cf. lupheri), но и о многочисленных видах родов Lupherium и Parahsuum в Средиземноморье [Gorican, 1987; Vishnevskaya, 1988].

Следовательно, семейство Hsuidae было широко распространено как

в юре Тетиса, так и в поздней юре Центральной Пацифики. Возможно, только резкое преобладание отдельных видов этого семейства в комплексе (а не высокий процент вообще) может служить индикатором бореальности, как это было установлено для семейства Parvicingulidae. Таким образом, кремни из основания скв. 305 должны быть датированы не моложе чем титон. Сходный комплекс радиолярий был встречен нами ранее в блоках яшм Корякского нагорья (северо-западное обрамление Пацифики) [Филатова, Дворянкин, 1991], которые, вероятно, являются "осколками" океанской плиты.

Выше по разрезу отложения постоянно содержат планктонные фораминиферы, ассоциация которых, характеризуясь относительно невысоким видовым разнообразием, позволяет проводить их расчленение на ярусной основе с выделением в ряде случаев более дробных единиц (интервалов с зональными видами). По планктонным фораминиферам в составе толщи установлены следующие стратиграфические подразделения [Luterbacher, 1975]:

апт. (интервал с Globigerinelloides ferreolensis; керны 57-59), где обычны индекс-вид, Hedbergella aptica, H. aff. occulta, H. globigerinelloides, H. aff. similis, H. gorbachikae, Globigerinelloides barri, G. macrocameratus;

нижний-средний альб (интервал с Ticinella primula; керны 47-52) с индекс-видом, Hedbergella trocoidea, H. planispira, H. delrioensis;

верхний альб (интервал с Rotalipora appenninica; керны 42-46), где обычны индекс-вид, R. evoluta, Hedbergella delrioensis, H. infracretacea, H. brittonensis, H. planispira, H. portsdownensis, H. trocoidea, Globigerinelloides bentonensis, G. eaglefordensis, Biticinella aff. breggiensis;

нижний сеноман (интервал с Rotalipora brotzeni, R. greenhornensis и R. gandolfi; керны 37-41), в котором наравне с индекс-видами присутствуют также R. evoluta, R. appenninica, Hadbergella amabilis, H. delrioensis, H. brittonensis, H. planispira, H. portsdownensis, Globigerinelloides bentonensis, G. eaglefordensis.

В кровле данной толщи (керны 33-36) в обр. 305-35 СС встречены Hedbergella holmdelensis, Dicarinella imbricata, D. primitiva, Marginotruncana schneegansi, M. angusticarinata, M. pseudolinneiana, Helvetoglobotruncana helvetica [Caron, 1975]. Большинство видов свидетельствует о коньякском возрасте вмещающих отложений (скорее всего, нижнеконьякская зона Dicarinella primitiva). Вместе с тем вид Н. helvetica однозначно указывает на их туронский возраст, являясь индекс-видом туронской зоны Helvetoglobotruncana helvetica. Такое смешение разновозрастных видов может быть связано либо с переотложением Н. helvetica, либо с его неправильным определением. К сожалению, проведенное нами повторное изучение кремней из этого интервала не дало никаких результатов, поскольку при их травлении кислотой не удалось выделить фораминиферы.

Взаимоотношение коньякских и нижележащих нижнесеноманских отложений, разделенных 10-метровым неопробованным интервалом, неизвестно.

Радиолярии в апт-коньякских отложениях редки, позволяют датиро-

вать лишь отдельные уровни: керны 58, 59 – аптом по присутствию Acaeniotyle diaphorogona, A. umbilicata, Dicroa periosa, Diacanthocapsa communis, Platycryphalus aff. hirsuta; керны 50–52 – альбом на основании находок Diacanthocapsa communis, Platycryphalus aff. hirsuta при отсутствии представителей рода Acaeniotyle; керн 46 – поздним альбом или ранним сеноманом по присутствию Dictyomitra pseudomacrocephala, Obesacapsula somphedia, Platycryphalus aff. hirsuta [Foreman, 1975]. Возрастные определения по наннопланктону в целом не противоречат датировкам по планктонным фораминиферам и радиоляриям [Bukry, 1975а].

Апт-сеноманские отложения содержат довольно разнообразную ассоциацию бентосных фораминифер. При этом в апт-среднеальбском интервале наиболее часты Tritaxia pyramidata, Dorothia gradata, Ramulina sp., Dentalina sp., Vaginulinopsis schloenbachii, Lenticulina ex gr. muensteri, Valvulineria sp. Gyroidinoides primitivus, Osangularia aff. insigna, O. californica. Выше, в верхнеальбских-нижнесеноманских отложениях, их комплекс более разнообразен и включает Spiroplectammina ex gr. baudouiana, Pseudoclavulina gaultina, Dorothia oxycona, D. praeoxycona, D. subtrocha, D. gradata, Lenticulina gradata, Astacolus calliopsis, A. crepidularis, A. dilectus, A. scitulus, Vaginulinopsis schloenbachii, Nodosaria sceptrum, Dentalina sp., Pleurostomella reussi, P. obtusa, Praebulimina sp., Osangularia californica, Gyroidinoides nitidus, G. subconicus, G. subglobosus, Valvulineria gracillima, V. loetterlei, Gavelinella ex gr. intermedia, G. aff. frankei [Luterbracher, 1975].

Выше по разрезу (керны 15-32) залегает толща фораминиферово-наннопланктонного писчего мела, постепенно переходящего в ил, с конкрециями и прослоями кремней. Количество последних здесь значительно меньше, чем в подстилающих отложениях. Мощность 170 м.

Отложения охарактеризованы фауной планктонных фораминифер, видовое разнообразие которых возрастает вверх по разрезу. Их детально изучали М.Карон [Caron, 1975] и мы в дополнительных образцах. В базальных слоях толши (керны 29–32) обычны Dicarinella primitiva. D. concavata. D. angusticarinata, Rosita fornicata, Globotruncana rosetta, Marginotruncana pseudolinneiana, Heterohelix reussi и появляются G. arca и Globotruncanita stuartiformis, H. globulosa. Эта ассоциация дает возможность отложения с сантоном (зоны Dicarinella concavata и коррелировать Dicarinella asymmetrica). Пля кремней из основания разреза (керны 31, 32) по радиоляриям определен сантон-кампанский возраст [Foreman. 1975]. Выше (керны 23-28) постоянно присутствуют Globotruncana arca, G. linneiana, G. rosetta, G. bulloides, G. tricarinata, Globotruncanita subspinosa, G. stuartiformis, G. elevata, Rosita fornicata, Marginotruncana coronata, Heterohelix globulosa, H. striata, совместное нахождение которых позволяет датировать вмещающие отложения ранним-средним кампаном (нерасулененный интервал зон Clobotruncanita elevata – Globotruncana ventricosa). Позднекампанская зона Globotruncanita calcarata в разрезе скв. 305 устанавливается уверенно по присутствию в интервале кернов 21-23 зонального вида в ассоциации с видами, встречающимися в подстилающих кампанских отложениях.

В маастрихтских осадках (керны 15-20) фауна планктонных форами-

нифер характеризуется наибольшим видовым разнообразием. Здесь наряду с вышеперечисленными видами встречены и многие другие, в том числе и руководящие виды, которые своим появлением фиксируют границы маастрихтских фораминиферовых зон.

В отложениях базальной маастрихтской зоны Globotruncanella havanensis (керны 19, 20) впервые встречены индекс-вид, Rugotruncana subcircumnodifer, Rugoglobigerina rugosa, R. hexacamerata. Зона Globotruncana aegyptiaca (керн 18) характеризуется появлением зонального вида. Находки Gansserina gansseri, Rosita contusa, Abathomphalus intermedius, Racemiguembelina fruticosa совместно с другими видами в образцах керна 17 свидетельствуют о принадлежности вмещающих отложений к зоне Gansserina gansseri. Самая верхняя зона маастрихта Abathomphalus mayaroensis (керны 15, 16) выделяется по появлению в разрезе зонального вида.

Богатый в видовом отношении наннопланктон полностью подтверждает датировки и расчленение сантон-маастрихтских отложений по планктонным фораминиферам [Bukry, 1975а].

Состав бентосных фораминифер в сантон-маастрихтском интервале заметно меняется по сравнению с их ассоциацией в подстилающих отложениях. Наибольшее развитие здесь получают виды, свидетельствующие о нижнебатиальных условиях обитания, – Gaudryina levigata, Aragonia onezzanensis, A. velascoensis, Osangularia lens, O. corderiana, Gyroidinoides bollii, Conorbina marginata, Praebulimina beaumontii, P. reussi, Bandyella greatvalleyensis, Ellipsoidella austiniana, E. solida, Pleurostomella obtusa, Reussela subtuberosa, R. szajnochae и др.

Отложения маастрихтской зоны Abathomphalus mayaroensis в скв. 305 со стратиграфическим несогласием перекрываются отложениями позднего палеоцена (зона Globorotalia pusilla).

Скв. 306, пробуренной в 37 км юго-западнее скв. 305 на глубине 3416 м, вскрыт мощный (около 470 м) разрез нижнемеловых отложений, сложенный преимущественно карбонатно-кремнистыми породами. В связи с низким процентом выхода керна о строении разреза можно говорить лишь в общих чертах. В целом в его составе выделяются три толщи, которые различаются преобладанием тех или иных литологических разностей (см. рис. 5).

1. Нижняя часть разреза (керны 16-42) сложена чередующимися наннопланктонным писчим мелом светло-серого и зеленовато-серого цвета со следами биотурбации и темно-серыми до черных кремнями. Базальные слои писчего мела обогащены селадонитом и доломитом. Мощность отложений этой толщи около 225 м.

Отложения толщи по всему разрезу лищены планктонных фораминифер. По радиоляриям их расчленение выглядит следующим образом [Foreman, 1975].

Керны 40-42 на основании ассоциации Acaeniotyle diaphorogona, A. umbilicata, Sphaerostylus lanceola gr., Triactoma tithonianum, Acanthocircus dicranacanthos, A. trizonalis, Paronaella(?) diamphidia, Archaeodictyomitra apiara, Parvicingula boesii, Dictyomitra carpatica(?), D. cosmoconica, Mirifusus mediodilatatus, Stichocapsa(?) rotunda, Podobursa tetracola, P. triacantha, Родосарѕа атрінтерtera, Sethocapsa cetia, S. leiostraca, Syringocapsa limatum, очень близких к позднеюрско?-неокомскому комплексу керна 5 из скв. 196, здесь отнесены к зоне Sphaerostylus lanceola (берриас-валанжин). Причем, как подчеркивает сама Х.Формен, возраст зоны установлен по данным наннопланктона. Нам представляется, что наличие видов Т. tithonianum, D. cosmoconica, P. amphitreptera, как это показали А.Санфилиппо, У.Ридель [Sanfilippo, Riedel, 1985] и А.Шааф [Schaaf, 1985], свидетельствует о более древнем возрасте кернов 40-42. Скорее всего, он может быть определен как поздний титон? – ранний берриас, но не моложе.

Керн 21 благодаря присутствию видов Acaeniotyle diaphorogona, A. umbilicata, Paronaella? hipposidericus, Eucyrtis micropora, Podobursa(?) polylophia, P. triacantha, Sethocapsa? leiostraca, S.(?) orca, S. trachyostraca, Syringocapsa limatum может быть скоррелирован с зоной Sethocapsa trachyostraca (валанжин-готерив).

Керны 16-19 по комплексу Acaeniotyle diaphorogona, A. umbilicata, Sphaerostylus lanceola gr., Xitus alievi, Dictyomitra carpatica, D.(?) lacrimula, Eucyrtis micropora, E. tenuis, Dibolachras tytthopora, Sethocapsa(?) orca отнесены к зоне Eucyrtis tenuis (готерив-баррем).

По наннопланктону в составе толщи устанавливается непрерывная последовательность отложений от берриаса до готерива (зоны Nannoconus colomi, Watznaueria britannica, Tubodiscus jurapelagicus) [Bukry, 1975a]. В составе бентосных фораминифер, содержащихся в этих отложениях, различаются три ассоциации [Luterbacher, 1975]. Первая из них, состоящая главным образом из Lenticulina ex gr. muensteri, L. crassata, L. subulata, Dentalina sp., D. communis, D. legumen, D. linearis, указывает лишь на раннемеловой возраст. Вторая, которая характерна для интервала кернов 22-26 и в которой доминируют Lenticulina ex gr. meunsteri, L. subulata, L. turgidula, Astacolus calliopsis, A. crepidularis, A. dilectus, A. incurvatus, A. vetustus, Vaginulina biochei, Dentalina communis, D. cylindroides, D. gracilis, Pseudonodosaria humilis, Globulina prisca, Ramulina sp., Ammodiscus sp., Dorothia hauteriviana, D. aff. kummi, D. ouachensis, D. praeoxycona, позволяет патировать вмещающие слои готеривом-барремом (интервал с Dorothia hauteriviana по Х.Лютербахеру). Третья ассоциация, для которой характерны главным образом Lenticulina ex gr. muensteri, L. roemeri, L. secans, Astacolus calliopsis, Vaginulinopsis schloenbachii, Dentalina communis, D. gracilis, Pseudonodosaria humilis, Globulina prisca, Eggerella aff. mariae, Dorothia zedlerae. дает возможность коррелировать отложения с барремом (интервал с Dorothia zedlerae).

2. Средняя часть разреза (керны 5–15) сложена переслаиванием радиолярий- и наннопланктонсодержащих порцелланитов и кремней. В нижней части толщи (керн 13) присутствует тонкий прослой глинистых сланцев, обогащенных органическим веществом, пиритом и сидеритом.

Возраст этих отложений по наннопланктону баррем-раннеальбский [Bukry, 1975a]. В кровле толщи встречены планктонные фораминиферы Hedbergella planispira, H. delrioensis, H. trocoidea, Globigerinelloides bentonensis, которые датируют их ранним альбом [Luterbacher, 1975]. Керн 14 содержит комплекс радиолярий Acaeniotyle diaphorogona, A. umbilicata, Sphaerostylus lanceola gr., Triactoma echiodes, T. hubum, Acanthocircus carinatus, A. trizonalis, Emiluvia chica, Archaeodictyomitra apiara, Eucyrtis micropora, E. tenuis, Dibolachras tytthopora, Podobursa triacantha, P. tricola, Sethocapsa(?) orca, S. trachyostraca, Zhamoidellum ornatum(?), благодаря которому он был уверенно отнесен к верхам зоны Eucyrtis tenuis, a его возраст определен как барремский.

Интервал кернов 5–12 по радиоляриям Acaeniotyle helicta, A. diaphorogona, A. umbilicata, Spongosaturnalis horridus, Paronaella(?) diamphidia, Emiluvia chica, Dictyomitra carpatica(?), Platycryphalus spp. aff. P. hursuta, Holocryptocanium barbui скоррелирован с зоной Acaeniotyle umbilicata (баррем – средний? альб). Позднее [Foreman, 1977; Sanfilippo, Riedel, 1985] возраст этой зоны был пересмотрен. Предлагалось за основание зоны считать последнее появление вида Sphaerostylus lanceola (середина апта), а верхний предел обозначить первым появлением вида-индекса следующей зоны – Obesacapsula somphedia (непосредственно у границы альба и сеномана). Таким образом, возраст зоны А. umbilicata был принят как апт-альбский.

Нам представляется более правильным для данной скважины, основываясь на приведенном комплексе радиолярий, сохранить первоначальную возрастную датировку баррем – средний альб, предложенную Х.Формен. Обилие пантанеллид и бугорчатых аценьотилов, а также высокое разнообразие паронелл возволяют говорить о тепловодной тетической провинции [Pessagno et al., 1986] или о приэкваториальной глубоководной обстановке осадконакопления.

3. Разрез мела венчается толщей (керны 2–5) переслаивающихся кремней и наннопланктонного писчего мела с примесью радиолярий и с преобладанием последнего. Ассоциация планктонных фораминифер здесь становится несколько разнообразнее и включает, кроме перечисленных выше, виды Hedbergella amabilis, H. brittonensis, H. portsdownensis, Globigerinelloides eaglefordensis, Ticinella primula, T. aff. raynaudi, Rotalipora appenninica, Schackoina cenomana, позволяя коррелировать нижнюю часть толщи со средним альбом, а верхнюю часть с поздним альбом [Luterbacher, 1975]. Данные по наннопланктону подтверждают эти возрастные датировки [Bukry, 1975а].

По радиоляриям керны 2-4 на основе наличия видов Diacanthocapsa communis, Dictyomitra pseudomacrocephala, Obesacapsula somphedia, Holocryptocanium barbui отнесены к зоне Obesacapsula somphedia (поздний альб – ранний? турон). Позднее Х.Формен [Foreman, 1975], а также А.Санфилиппо и У.Ридель [Sanfilippo, Riedel, 1985] изменили возраст этой зоны на сеноман-туронский. А.Шааф [Schaaf, 1985] считает возраст зоны О. somphedia раннесеноманским. По нашему мнению, одновременное присутствие видов D. pseudomacrocephala, О. somphedia, Н. barbui и D. communis в кернах 2-4 скв. 306 позволяет определить их возраст в интервале поздний альб – ранний сеноман, как мы предлагали для керна 46 скв. 305.

Отложения нижнего мела в районе скв. 306 перекрыты маломощным (менее 10 м) чехлом четвертичных фораминиферово-наннопланктонных

илов. Нередко они обнажены и доступны для изучения океанологическими приборами. В одном из таких обнажений в 29-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" были драгированы пестрые конкрециевидные кремни, из которых определен позднеальбский комплекс радиолярий, включающий Alievium antiquum, Pseudodictyomitra pseudomacrocephala, Stichomitra arca, Holocryptocanium barbui. Совместно с радиоляриями из кремней были отмыты планктонные и бентосные фораминиферы, среди которых удалось определить Ticinella aff. breggiensis, Hedbergella cf. trocoidea, также указывающих на альбский возраст кремней.

В пределах сводовой части южного массива поднятия Шатского меловые отложения пробурены также еще тремя скважинами (47, 48 и 577). Все они вскрыли лишь кровлю верхнемезозойского разреза, сложенного наннопланктонными илами, иногда с прослями кремней, и содержащего довольно разнообразную ассоциацию планктонных фораминифер. В скв. 47 и 577 она состоит из Abathomphalus mayaroensis, A. intermedius, Globotruncanella havanensis, Globotruncana aegyptiaca, Globotruncanita stuarti, Rosita contusa, Rugoglobigerina hexacamerata, R. rugosa, Rugotruncana subcircumnodifer, Pseudoguembelina excolata, P. palpebra, Pseudotextularia elegans. Racemiguembelina fruticosa и свидетельствует о принадлежности осадков к верхнемаастрихтской зоне Abathomphalus mayaroensis. В этих скважинах отложения маастрихта согласно перекрываются осадками нижнепалеоценовой зоны Globigerina eugubina ([Blow, 1971; Heath, Burckle et al., 1985; наши определения). В скв. 48 ассоциация планктонных фораминифер имеет аналогичный состав, но отсутствие Abathomphalus mavaroensis указывает, скорее всего, на среднемаастрихтский возраст (зона Gansserina gansseri). Здесь на верхнемеловых отложениях несогласно залегают позднемиоценовые осадки [Blow, 1971].

Состав и строение разрезов верхнемезозойских отложений на поднятии Шатского показывают, что на протяжении этого и более позднего времени осадконакопление здесь характеризовалось двумя главными особенностями. Во-первых, в течение всей истории развития поднятия в его пределах накапливались пелагические, главным образом биогенные, карбонатные и кремнистые осадки. Во-вторых, широкое развитие здесь имели процессы донной эрозии. В большинстве пробуренных в южной части поднятия скважин присутствуют стратиграфические перерывы, разделяющие верхнемезозойские и более молопые отложения. Лишь в двух скважинах (47 и 577) меловые и палеогеновые отложения связаны постепенным переходом. При этом, несмотря на географическую близость всех скважин, перерыв имеет разную продолжительность. Если скв. 305 вскрыла непрерывный разрез меловых отложений начиная с баррема и перерыв на рубеже мезозоя и кайнозоя относительно кратковременный, что отвечает нижнему палеоцену, то в скв. 48 стратиграфический перерыв охватывает поздний маастрихт, весь палеоген и нижний-средний миоцен, в районе скв. 306 эрозией полностью уничтожены верхнемеловые и третичные осадки, а в скв. 49 и 50 перерыв характеризуется максимальной продолжительностью, охватывая практически весь меловой (начиная с готерива) и третичный периоды.

Важной особенностью разрезов верхнемезозойских отложений на поднятии Шатского является присутствие в них в барремском интервале прослоев глинистых сланцев с высоким содержанием органического углерода, накопление которых могло происходить в условиях дефицита кислорода в придонном слое.

## поднятие хесса

Поднятие Хесса, представляющее собой неправильной формы подводное сооружение, расположено к востоку от зоны сочленения Императорского и Гавайского хребтов (см. рис. 3). Морфологически оно состоит из двух частей – южной и северной. Южная часть, имеющая широтное простирание, протягивается на расстояние более 1000 км при средней ширине около 400 км. Осадочный чехол здесь имеет непостоянную мощность, колеблющуюся от 0 на выступах фундамента в сводовой части поднятия до 500–1000 м в понижениях рельефа фундамента. Северная часть поднятия субмеридионального простирания и шириной не менее 100 км протягивается приблизительно на 400 км и имеет асимметричное строение: крутой в виде уступов и террас западный склон и пологий, постепенно переходящий в абиссальную равнину восточный склон. Осадочный чехол сводовой части и восточного склона имеет мощность 300–400 м [Строение..., 1984].

В сводовой части поднятия пробурены четыре скважины глубоководного бурения: три из них (скв. 310, 465, 466) в пределах южного массива и одна (скв. 464) в пределах северного. Все они вошли в нижнемеловые отложения. Скв. 464 и 465 достигли фундамента, сложенного трахитами в первой из них и толеитовыми базальтами во второй [Larson, Moberly et al., 1975; Thiede, Vallier et al., 1981].

Скважины, пробуренные в южной части поднятия, вскрыли близкие по составу разрезы альб-маастрихтских отложений. Все они содержат фауну планктонных фораминифер, однако из-за интенсивного растворения карбонатов они позволяют производить расчленение отложений на ярусной основе лишь в отдельных случаях с выделением зональных единиц. С наибольшей детальностью видовой состав и стратиграфическое расчленение планктонных фораминифер изучены в скв. 465 [Boersma, 1981]. Дополнительно в 70 образцах из этой скважины мы изучили планктонные фораминиферы, а также их бентосные формы. Ниже приводятся литологическая характеристика разреза, состав планктонных и бентосных видов и схема стратиграфического расчленения меловых отложений (рис. 6).

В основании разреза на сильно измененных брекчированных трахитах фундамента залегает горизонт мощностью около 1 м, сложенный маломощными прослоями массивных (иногда обломочных) известняков с пропластками вулканического пепла и доломитов, обогащенными органическим веществом. В большом количестве присутствует дисперсный или в виде кристаллических агрегатов пирит. Отложения лишены какихлибо палеонтологических остатков.

Выше залегает толща зеленовато-серых тонкослоистых известняков



(иногда окремненных) с содержанием SiO<sub>2</sub> до 15% и прослоями кремней черного цвета. По всему разрезу толщи в кремнях иногда наблюдаются также прослойки, обогащенные перекристаллизованными скелетами радиолярий и органическим веществом. Содержание  $C_{opr}$  в них достигает 7–8% [Dean et al., 1981]. Мощность толщи 130 м (керны 26–39).

Известняки содержат обедненную и плохой сохранности ассоциацию планктонных фораминифер, состоящую из Hedbergella amabilis, H. delrioensis, H. planispira, Ticinella primula, Rotalipora appenninica, R. gandolfi, Praeglobotruncana delrioensis, P. stephani, Planomalina cf. buxtorfi, Globigerinelloides caseyi. На основании этой ассоциации в составе толщи можно выделить верхнеальбские (зона Rotalipora appenninica по шкале М.Карон или зона Rotalipora appenninica – Planomalina buxtorfi по шкале Дж.Ван-Хинте) и нижнесеноманские (зона Rotalipora brotzeni по шкале М.Карон или зона Rotalipora gandolfi – R. greenhornensis по стратиграфической схеме Дж.Ван-Хинте) отложения. Граница альба и сеномана проведена в основании керна 27 по появлению R. gandolfi. Данные по наннопланктону подтверждают такое расчленение. Здесь установлено присутствие позднеальбской зоны Eiffelithus turriseiffelli и раннесеноманской зоны Lithraphidites alatus [Čepek, 1981; Roth, 1981].

Радиолярии в этих отложениях практически отсутствуют. Они встречены в одном обр. 465А-29-1, 43-44 см и позволяют коррелировать отложения с позднеальбской-сеноманской зоной Obesacapsula somphedia [Schaaf, 1981]. Здесь А.Шааф определил виды Spongodiscus americanus, Histiastrum aster, Orbiculiforma chartonae, O. renillaeformis, Spongodruppa cocos, Cromyodruppa concentrica, Archaeospongoprunum cortinaensis, Spongopyle ecleptos, S. insolita, Patellula planoconvexa, Theocapsomma ancus, Theocorys antiqua, Holocryptocanium barbui, Pseudodictyomitra carpatica, P. formosa, P. lodogaensis, P. pseudomacrocephala, P. vestalensis, Mita magnifica, Dictyomitra tekschaensis, Excentropylomma cenomana, Rhopalosyringium majuroensis, Lithostrobus punctulatus. Theocampe vanderhoofi, T. cf. salillum, Obesacapsula somphedia, Spongocapsula zamoraensis, Amphipyndax mediocris. Все раковины радиолярий массивные, толстостенные. Иглы, как правило, обломаны. Повольно высокий процент составляют губчатые формы. В скв. 465А в обр. 31-1, 18-20 см мы отмыли радиолярии Holocryptocanium barbui group, Obesacapsula somphedia, Xitus spicularius, X. aff. asymbatos, а в обр. 465А-29-1, 138-140 см - многочисленные Pseudodictyomitra carpatica и Holocryptocanium barbui.

Такая избирательность в захоронении видов, а именно доминирование в осадке двух-трех родов (Pseudodictyomitra, Holocryptocanium, Xitus), которые наиболее устойчивы к растворению, переотложению или механическим воздействиям благодаря массивности стенок и компактности скелетов, а также обилие губчатых скелетов (Spongodiscus, Cromyodruppa, Spongodruppa, Orbiculiforma, Histiastrum, Spongopyle, Obesacapsula, Spongocapsula) в сочетании с тонким биогенным карбонатным составом осадка и полным отсутствием разбавляющего терригенного материала, скорее всего, указывают на очень низкие скорости осадконакопления, возможно, в условиях воздымающегося поднятия.

Известняки вверх по разрезу сменяются толщей (керны 3-25) мягких белых наннопланктонных и фораминиферово-наннопланктонных илов с кремнями серого цвета. По всему разрезу присутствует пирит, как в дисперсном состоянии, так и в виде скоплений размером до 1 см. Осадки в свежем состоянии обладают сильным запахом сероводорода. Мощность толщи илов мелового возраста составляет около 220 м.

Ассоциация планктонных фораминифер в осадках этой толщи отличается значительно бо́льшим видовым разнообразием по сравнению с подстилающими отложениями. В базальных слоях (керны 21-25) она состоит из Archaeoglobigerina blowi, A. cretacea, Dicarinella asymmetrica, D. concavata, Rosita fornicata, Globotruncana linneiana, Marginotruncana coronata, Rugotruncana rugosa, Heterohelix globulosa и датирует отложения сантоном. Хотя в составе ассоциации и присутствуют зональные виды D. concavata и D. asymmetrica, из-за сильного растворения выделение зон затруднено. Выше по разрезу со стратиграфическим перерывом залегают кампанские слои, так как уже в основании керна 20 встречены экземпляры зонального вида верхнекампанской зоны Globotruncanita calcarata. Вместе с этим видом в интервале кернов 15-20 присутствуют впервые появляющиеся в разрезе Globotruncana arca, G. tricarinata, Globotruncanita stuartiformis, G. subspinosa, Rugotruncana subcircumnodifer, Pseudoguembelina costulata, Heterohelix pulchra, H. striata, Pseudotextularia elegans, a также некоторые виды, переходящие из подстилающих отложений. Верхняя граница зоны Clobotruncanita calcarata проведена условно по кровле керна 15, где встречены последние экземпляры индекс-вида.

Керны 13 и 14 представлены лишь обломками кремней, лишенных планктонных фораминифер. Выше, в интервале кернов 3–12, содержатся виды, характерные для верхнемаастрихтских зон Gansserina gansseri и Abathomphalus mayaroensis. Таким образом, нижнемаастрихтские зоны Globotruncanella havanensis и Globotruncana aegyptiaca (в понимании М.Карона), скорее всего, приходятся на плохо опробованный интервал кернов 13, 14.

Ассоциация фораминифер зоны Gansserina gansseri (керны 4–12) включает наряду с большинством видов, встречающихся в подстилающих верхнекампанских осадках, также впервые появляющиеся Rosita contusa, Abathomphalus intermedius, Globotruncanella havanensis, G. citae, G. petaloidea, Pseudoguembelina excolata, Globotruncanita stuarti, Globotruncana aegyptiaca, Racemiguembelina fruticosa, Rugoglobigerina hexacamerata, Planoglobulina carseyi.

В отложениях зоны Abathomphalus mayaroensis (нижняя часть керна 3), венчающих разрез мела, состав фораминифер практически не меняется, за исключением того, что здесь появляется зональный вид.

Выше по разрезу согласно залегают аналогичные по составу фораминиферово-наннопланктонные илы базальной палеоценовой зоны Globigerina eugubina. Осадки непосредственно на границе маастрихта и палеоцена (около 20 м) резко обогащены пиритом. Радиолярии в сантон-маастрихтских осадках практически отсутствуют. Наннопланктон однозначно подтверждает датировки и расчленение этих отложений по планктонным фораминиферам [Čepek, 1981].

По всему разрезу толщи наннопланктонных илов спорадически встречаются в небольшом количестве раковины бентосных видов. Их ассоциация, состоящая преимущественно из Dorothia oxycona, D. trochoides, D. gradata, Pseudoclavulina gaultina, Spiroplectammina semicomplanata, Dentalina basiplanata, D. gracillima, Lenticulina muensteri, Osangularia corderiana, Gyroidinoides nitidus, Oridorsalis umbonatus, Nuttallides truempyi, Pullenia riveroi, Gavelinella whitei, Praebulimina spinata, Reussella zhajnochae, Bandyella greatvalleyensis, Orthomorphina rohri, Ellipsoidella robusta и других видов, и ее распределение по разрезу свидетельствуют о постепенном увеличении глубин в районе скв. 465 – от верхне-среднебатиальных в сантоне до нижнебатиальных в маастрихтское время.

Аналогичное строение имеет разрез меловых отложений в скв. 466, также пробуренной в сводовой части южного массива поднятия Хесса

на глубине 2665 м, приблизительно в 50 км северо-восточнее скв. 465 [Thiede, Vallier et al., 1981].

Как и в скв. 465, нижняя часть осадочного разреза (керны 29–35) здесь сложена зеленовато-серыми наннопланктонными известняками и писчим мелом с прослоями и конкрециями кремней (см. рис. 6). По всему разрезу отмечается пирит в дисперсном состоянии. Присутствуют также тонкие прослои темного цвета, обогащенные органическим углеродом, содержание которого достигает в отдельных случаях 7,5% [Dean, 1981]. Вскрытая мощность толщи (фундамент не достигнут) около 50 м.

Обнаруженные А.Борсмой [Boersma, 1981] и нами в этих отложениях планктонные фораминиферы Hadbergella amabilis. H. delrioensis, H. planispira, Praeglobotruncana delrioensis, Ticinella ravnaudi, Rotalipora appenninica. Globigerinelloides bentonensis позволяют коррелировать их с позднеальбской зоной Rotalipora appenninica. На позднеальбский возраст указывает также наннопланктон [Серек, 1981]. В основании скважины (керна 34) А.Шааф [Schaaf, 1981] определил радиолярии Histiastrum aster, Orbiculiforma cartonae, O. renillaeformis, Spongodruppa cocos, Cromyodruppa concentrica, Archaeospongoprunum cortinaensis, Spongopyle ecleptus, S. insolita, Spongosaturnalis horridus, Patellula planoconvexa, Xitus asymbatos, Pseudodictyomitra carpatica, P. formosa, P. lodogaensis, P. vestalensis, Mita magnifica. Hemicryptocapsa pseudopilula, Lithostrobus punctulatus, Theocampe cf. T. salillum, Obesacapsula somphedia, Artostrobium tina, Theocampe vanderhoofi, Spongocapsula zamoraensis, позволившие ему отнести эти слои к низам зоны Obesacapsula somphedia (поздний альб). Весьма необычным для этого комплекса является присутствие большого числа типично позднемеловых (коньяк-сантонских) видов, таких, как H. aster, C. concentrica, O. renillaeformis, P. planoconvexa, L. punctulatus, T. salillum, A. tina, T. vanderhoofi.

Непосредственно выше по разрезу (керны 29-31) А.Шааф, кроме встреченных в керне 34 видов, установил Spongodisus americanus, Theocampsomma ancus, Holocryptocanium barbui, Excentropylomma cenomana, Rhopalosyringium majuroensis, Pseudodictyomitra pseudomacrocephala, Dictyomitra teksehaensis, Ultranapora durchami. Он предложил [Schaaf, 1981] считать эти слои, как и породы керна 34, позднеальбскими, но затем, продолжая изучать радиолярии мела Тихого океана [Schaaf, 1984, 1985, 1986], подразделил зону Obesacapsula somphedia на две: на основе первого появления О. somphedia выделил зону Obesacapsula somphedia (ранний сеноман), а по первому появлению R. majuroensis – зону Rhopalosyringium majuroensis (поздний сеноман). Согласно этой схеме, осадки керна 30 (обр. 466-30-1, 35-36 см) уже должны быть отнесены к позднему сеноману, а граница между ранним и поздним сеноманом пройдет внутри керна 30.

Мы детально исследовали керн 29, не изученный А.Шаафом. В результате из слабокремнистого известняка (обр. 466-29-1, 50-52 см) с помощью 10%-ного раствора уксусной кислоты был получен представительный комплекс радиолярий, включающий виды Archaeospongoprunum tehamaensis, Orbiculiforma chartonae, Pseudoaulophacus putachensis, Patellula planoconvexa, Archaeodictyomitra vulgaris, A. simplex, Mita magnifica, Pseudodictyomitra carpatica, P. pentacolaensis, Zifondium? lassenensis, Thanarla conica, T. elegantissima, T. praeveneta, T. veneta, Obesacapsula cf. somphedia, Spongocapsula zamoraensis, Amphipyndax stocki var. A, Holocryptocanium barbui, H. japonicum, Cryptamphorella conara, Stichomitra communis, Xitus asymbatos, X. plenus, X. spicularis, X.? alievi, X. antelopensis, X. subitus, Novixitus sp.

В обр. 466-29-1, 140-142 см, кроме перечисленных видов, встречены многочисленные экземпляры Pseudodictyomitra formosa. Важной выделенного радиоляриевого сообщества является особенностью большое разнообразие многих форм, и особенно рода Xitus. В нашем материале насчитано более шести его видов. Чрезвычайно обильно представлен вид X, spicularius. А.Шааф этот вид обнаружил только в позднем барреме скв. 463. Кроме того, обращает на себя внимание тот факт, что практически все экземпляры радиолярий имеют железисто-марганцовую "рубашку", а сфероидные формы H. barbui и H. japonicum практически неотличимы от железомарганцевых микроконкреций. Очень часто такую же оболочку имеют и фораминиферы, отмытые совместно с радиоляриями. Это, с одной стороны, свидетельствует о низких скоростях осадконакопления или полном его прекращении, в результате чего скелеты радиолярий долгое время оставались на поверхности дна, а с другой стороны, объясняет сонахождение альбских (A. simplex, T. conica, U. durchami), сеноманских (O. somphedia, O. majuroensis) и, возможно, более молодых (T. salillum, T. vanderhoofi, L. punctulatus и др.) видов.

Выше толщи известняков залегают однообразные белые наннопланктонные илы с прослоями и конкрециями кремней от белого до темнокоричневого цвета, количество которых уменьшается вверх по разрезу. В нижней, большей части толщи, где выход керна был крайне низок из-за неблагоприятных для бурения особенностей разреза (чередование твердых кремнистых пород и нелитифицированных илов), ассоциация планктонных фораминифер исключительно бедна в видовом и количественном отношении и, по заключению А.Борсмы [Воегsma, 1981], позволяет выделить лишь турон-коньякский (керны 24-28) и сантонский (керны 16-21) интервалы.

Верхние слои (керны 12–15), содержащие Globotruncanita elevata, G. stuartiformis, Rugotruncana subcircumnodifer, Rosita fornicata, Rugoglobigerina rugosa, Pseudoguembelina costulata, A.Борсма отнесла к позднекампанской зоне Globotruncanita calcarata, хотя зональный вид здесь не обнаружен. По нашему мнению, находки в этих отложениях G. elevata указывают на присутствие здесь и среднекампанских слоев. Наннопланктон также свидетельствует о принадлежности этих отложений к среднекампанской зоне Tetralithus gothicus. В самой кровле толщи (керн 11), где планктонные фораминиферы отсутствуют, встречена ассоциация наннопланктона, которая указывает на принадлежность этих слоев к позднекампанскойраннемаастрихтской зоне Tetralithus trifidus [Čepek, 1981].

Бентосные фораминиферы, присутствующие в этой части толщи, представлены видами Dorothia oxycona, Spiroplectammina chicoana, Oridorsalis umbonatus, Osangularia corderiana, Gavelinella beccariiformis, G. compressa, Gyroidinoides nitidus, G. michelinianus, Quadrimorphina camerata, Nuttalides truempyi, Tristix excavata, Pyramidina rudita, Dentalina basiplanata, Dentalina gracillima, Lenticulina muensteri. Такой состав ассоциации характерен для нижнебатиальных глубин.

В аналогичных по составу отложениях непосредственно выше слоев с позднекампанским-раннемаастрихтским наннопланктоном встречены среднезоценовые виды планктонных фораминифер Globorotalia aragonensis, G. caucasica, G. marksi, Acarinina bullbrooki, A. pentacamerata, A. aspensis, A. triplex, Globigerina pseudoeocaena, G. senni [Krasheninnikov, 1981] вместе с переотложенными меловыми видами Rosita contusa, Pseudoguembelina excolata. Особенно интересной является находка здесь переотложенных экземпляров позднекампанского вида Globotruncanita calcarata, который не встречен in situ в подстилающих осадках.

Таким образом, как показало изучение распространения планктонных фораминифер по разрезу, внутри меловых отложений данной скважины присутствуют по крайней мере два довольно крупных стратиграфических перерыва. Первый из них имеет место на границе нижнего и верхнего мела и охватывает верхний сеноман и нижнюю часть турона. Второй отделяет нижнесантонские отложения от верхнекампанских слоев. Последние также со стратиграфическим перерывом перекрываются среднеэоценовыми осадками.

Близкий по составу и характеру строения разрез меловых отложений пробурен скв. 310 в южной части северного массива поднятия на глубине 3516 м.

Нижняя половина разреза (керны 6А–18А) сложена главным образом чередующимися наннопланктонным писчим мелом, кремнями и известковистым порцелланитом (см. рис. 6). Писчий мел в базальной части толщи обычно окремненный и содержит перекристаллизованный кальцит и выполненные холцедоном раковины фораминифер и радиолярий. Здесь же встречен прослой темных глинистых сланцев, обогащенных органическим веществом и с примесью сидерита и пирита. В средней части толщи количество раковин радиолярий и фораминифер, часто перекристаллизованных и замещенных халцедоном, заметно возрастает. Мощность этих отложений 140 м.

По всему разрезу толщи встречаются планктонные фораминиферы, изучение которых провела М.Карон [Сагоп, 1975]. В связи с тем что фораминиферы здесь изучались лишь в образцах, взятых из основания каждого керна, т.е. с интервалом не менее 10 м, расчленение отложений возможно на ярусной основе с выделением слоев, коррелируемых с теми или иными зонами новой биостратиграфической схемы М.Карон [Сагоп, 1985] без достоверных границ. В базальных слоях толщи (керны 17, 18 скв. 310A) встречены Hedbergella delrioensis, H. planispira, H. simplicissima, Rotalipora appenninica, R. gandolfi, R. evoluta, R. brotzeni, Praeglobotruncana aumalensis, P. paradubia, которые позволяют отнести эти отложения к раннесеноманской зоне Rotalipora brotzeni. Выше (керны 15А, 16А) планктонные фораминиферы представлены видами Whiteinella archaeocretacea, Praeglobotruncana aumalensis, P. paradubia, Helvetoglobotruncana helvetica. Присутствие последнего вида однозначно указывает на среднетуронскую зону Helvetoglobotruncana helvetica. Керны 11А-14А содержат Marginotruncana sigali, M. schneegansi, Dicarinella primitiva, D. imbticata, Globotruncana angusticarinata. Hedbergella holmdelensis. Эта ассоциация свидетельствует о коньякском возрасте отложений (зона Dicarinella primitiva). Ассоциация фораминифер, встреченная в верхних слоях толщи (керны 6А-10А) и состоящая из Whiteinella archaeocretacea, D. primitiva, D. concavata, D. imbricata, Globotruncana angusticarinata, G. bulloides, G. tricarinata, Rosita fornicata, позволяет коррелировать их с верхней частью сантонской зоны Dicarinella concavata. Этому расчленению в целом не противоречат возрастные определения по наннопланктону [Bukry, 1975а]. Обедненная по составу и плохой сохранности фауна радиолярий позволяет выделить лишь сеноман-туронский интервал (зона Obesocapsula somphedia, керны 16A-18A, c Dictyomitra duodecimcostata, Spongosaturnalis ex gr. hueyi, S.(?) eidalimus, S.(?) preclarus, S.(?) yaoi) и коньяк-сантонский интервал (зона Artostrobium urna, керны 8А-13А), в котором, кроме перечисленных выше видов, присутствуют также S.(?) ichikawai, S.(?) moorei, Crucella cachensis. Alievium gallowayi, A. praegallowayi, Pseudoaulophacus pargueraensis, Artostrobium tina, A. urna, Theocampe salillum, Dictyomitra koslovae [Foreman, 1975].

В коньякских отложениях встречены бентосные фораминиферы, представленные батиальными видами Gavelinella beccariiformis, Conorbina marginata, Tritaxia capitosa, Pyramidina triangularis, Lenticulina muensteri, Astacolus sp., Pleurostomella ruberi, Praebulimina reussi, Reussella sp.

Выше по разрезу (керны ЗА-5А, 15-21 см) залегает толща переслаивающихся наннопланктонных илов, писчего мела и кремней. Мощность этих отложений около 85 м. Они содержат довольно разнообразную ассоциацию планктонных фораминифер, которые были изучены М.Карон [Сагоп, 1975], а также нами в дополнительных образцах. Вместе с тем отсутствие или редкая встречаемость большинства зональных видов и обеднение состава фораминифер вверх по разрезу из-за интенсивного развития процессов растворения не позволяют провести здесь уверенное расчленение отложений. Нижние слои этой толщи (ЗА-5А, 15-21 см), где встречены Hedbergella holmdelensis, Rosita fornicata, Globotruncanita stuartiformis, G. subspinosa, G. elevata, Globotruncana bulloides, G. linneiana, G. arca, Hasterigerinoides subdigitata, Heterohelix globulosa, Globigerinelloides prairichillensis, вероятно, принадлежат к раннекампанской зоне Globotruncanita elevata. Здесь же в обр. 310А-5 СС встречен вид Dictyomitra torquata (сантон – ранний кампан). Выше, в интервале кернов 16–20, ассоциация фораминифер состоит практически из тех же видов, но вместе с тем здесь впервые появляются редкие экземпляры Globotruncana ventricosa (М.Карон считает их занесенными сверху), а также Rugoglobigerina rugosa, R. hexacamerata, Rugotruncana subcircumnodifer, что, по всей вероятности, позволяет коррелировать эти слои со средним кампаном (скорее всего, с зоной Globotruncana ventricosa). Д.Бакри [Bukry, 1975a] по наннопланктону датирует практически всю толщу этих отложений ранним кампаном (зона Eiffelithus eximius).

Разрез мела в скв. 310 венчается толщей наннопланктонных илов (керны 12–14) с единичными прослоями пелагических глин. Мощность около 30 м. Эти осадки практически лишены планктонных фораминифер. По наннопланктону они отнесены к позднему кампану – маастрихту [Bukry, 1975а].

Кампан-маастрихтские отложения содержат исключительно богатую в видовом отношении ассоциацию бентосных фораминифер. Наиболее часты здесь Dorothia trochoides, Aragonia velascoensis, A. onezzanensis, Spiroplectammina chicoana, Lenticulina muensteri, Gavelinella beccariiformis, Osangularia corderiana, Gyroidinoides beisseli, Conorbina marginata, Pullenia coryelli, Tritaxia capitosa, Praebulimina reussi, Pleurostomella alternans, Ellipsoidella gracillima, E. solida, E. divergens, Reussella szajnochae и др. Такой состав фораминифер указывает на батиальные глубины обитания.

Как и в предыдущей скважине, маастрихтские наннопланктонные илы несогласно перекрываются осадками эоцена, которые представлены здесь цеолитовыми глинистыми наннопланктонными илами и цеолитовыми пелагическими глинами и которые по присутствию сильно растворенных раковин Globigerina senni, G. pseudoeocaena, G. higginsi, Acarinina pseudotopilensis, A. aff. bullbrooki датируются концом раннего – началом среднего эоцена [Krasheninnikov, 1981].

Несколько иной тип разреза меловых отложений пробурен скв. 464 на северном окончании поднятия Хесса на глубине 4637 м [Thiede, Vallier et al., 1981].

Здесь на базальтах фундамента залегает мощная (около 220 м) толща, сложенная преимущественно красновато-коричневыми кремнями с прожилками и корками порцелланита и окремненного писчего мела (керны 11-34). Судя по незначительному выходу керна и отдельным фрагментам других осадочных образований, кремни переслаиваются в нижней части разреза с темно-красными и коричневыми известняками, мергелями и известковистыми аргиллитами, а в его верхней части со светло-серыми, зелеными и голубыми кремнистыми известняками.

Отложения имеют плохую палеонтологическую характеристику. Планктонные фораминиферы позволяют выделить в их составе лишь нерасчлененный альбский интервал (керны 18–34) с Hedbergella delrioensis, H. planispira, Ticinella aff. madecassiana и верхнеальбские слои (керн 17) с Schackoina cenomana [Boersma, 1981]. Несколько более уверенное и детальное расуленение обеспечивает наннопланктон [Серек, 1981]. По наннопланктону здесь выделяются нижнеальбская зона Parhabdolithus angustus (керн 27), среднеальбская зона Prediscosphaera cretacea (керны 24–26), верхнеальбская зона Eiffellithus turriseiffeli (керны 18–23) и верхнеальбская-сеноманская зона Litharaphidites alatus (керны 11-17). Радиолярии, встреченные лишь в верхних слоях толщи (керны 13, 15, 16), дают возможность коррелировать их с позшеальбской-сеноманской зоной Obesacapsula somphedia [Schaaf, 1981]. Здесь определены виды Spongodiscus americanus, Histiastrum aster, Orbiculiforma cartonae, O. renillaeformis, Spongodruppa cocos, Cromvodruppa concentrica, Archaeospongoprunum cortinaensis, Spongopyle ecleptos, S. insolita, Patellula planoconvexa, Theocapsomma ancus, Pseudodictyomitra carpatica, P. formosa, P. vestalensis, Dictyomitra tekschaensis, Mita magnifica, Excertropylomma cenomana, Rhopalosyringium majuroensis, Hemicryptocapsa pseudopilula, Lithostrobus punctulatus, Theocampe cf. salillum, Obesacapsula somphedia, Artostrobium tina, Theocampe vanderhoofi, Spongocapsula zamoraensis, также в целом подтверждающие позднеальбский-сеноманский возраст этих слоев. Но в то же время, как и на синхронном уровне в скв. 465 и 466, в этом комплексе присутствуют многочисленные виды, характерные для более высоких горизонтов, например Lithostrobus punctulatus, T. vanderhoofi (коньяк-кампан), Spongodiscus аmericanus (палеоген). Наиболее вероятным объяснением такого сонахождения разновозрастных видов может быть конкреционная природа (и соответственно принцип длительного роста) вмещающих кремней.

Выше (керны 6-10) залегает толща коричневых пелагических глин с примесью вулканического стекла и цеолита (филлипсита), который в базальных слоях образует конкреции диаметром до 4 см. Мощность около 30 м. Точная датировка этих отложений затруднена в связи с отсутствием в них известкового планктона и радиолярий. П.Дойл и У.Ридель [Doyle, Riedel, 1981] на основании изучения ихтиолитов датируют нижнюю часть толщи пелагических глин (керны 8-10) поздним мелом. По заключению этих же авторов, верхнемеловые отложения, по-видимому, согласно перекрываются аналогичными пелагическими глинами палеоцена.

Анализ разрезов поднятия Хесса показывает, что, как и на большинстве подводных поднятий Тихого океана, здесь практически повсеместно на протяжении мелового периода преобладало биогенное пелагическое кремнисто-карбонатное осадконакопление выше уровня карбонатной компенсации. Лишь в северной, более глубоководной его части в течение позднего мела шло формирование конденсированного разреза пелагических бескарбонатных глин, которые накапливались значительно ниже критической глубины карбонатонакопления.

Кремнисто-карбонатные разрезы южной части поднятия Хесса при различиях в мощности отложений и в соотношении литологических разностей в них имеют общие характерные черты. В скв. 465, 466 отмечены перерывы на рубеже раннего и позднего мела, сантона и кампана. Присутствие этих перерывов нельзя также исключить и в скв. 310, где изучение палеонтологических остатков проводилось почти через 10-метровые интервалы.

Перерыв в осадконакоплении на рубеже мела и палеогена, отмеченный во многих районах Тихого океана, проявился также и в южной части поднятия Хесса. Он хорошо выражен в скв. 310 и 466, где охватывает бо́льшую часть маастрихта, палеоцен и ранний эоцен. Вместе с тем в скв. 465, пробуренной ближе к вершине поднятия, переход от мела к палеогену носит постепенный характер. Важной специфической особенностью разрезов, свойственной всем трем скважинам южной части поднятия, является наличие в них глинистых прослоев, обогащенных органическим веществом, которые могли сформироваться в анаэробных условиях. Такие прослои отмечены также на поднятии Шатского, однако здесь они присутствуют в барремских отложениях, в то время как на поднятии Хесса слои с высоким содержанием органического углерода характерны для альб-сеноманского интервала.

### поднятие обручева

Самое высокоширотное из подводных возвышенностей Тихого океана поднятие Обручева морфологически представляет собой северное окончание Императорского хребта, формирование которого связывают с прохождением Тихоокеанской литосферной плиты над "горячей точкой" [Dalrymple et al., 1980]. Оно расположено в области сочленения Курило-Камчатского и Алеутского глубоководных желобов, протягиваясь параллельно последнему на расстояние около 1000 км при ширине около 300 км. В рельефе поднятия выделяется более расчлененная южная часть с преобладающими глубинами 3000–3500 м и так называемой столовой горой Детройт, вершина которой располагается на глубине менее 2000 м, и почти изометричная в плане северная часть, увенчанная гайотом Мейджи с минимальной глубиной 2850 м.

В пределах поднятия Обручева пробурена единственная скважина (192) на вершине гайота Мейджи (глубина 3014 м), которая на глубине 1044 м вошла в базальты фундамента [Creager, Scholl et al., 1973]. Базальты имеют подушечное строение и по составу представляют собой сильно измененные пироксен-плагиоклазовые щелочные породы экструзивного происхождения [Stewart et al., 1973]. К-Аг датировка этих базальтов (61,9  $\pm$ 5 млн лет) представляется несколько заниженной с учетом маастрихтского возраста перекрывающих осадков. Кроме того, в самих базальтах, вероятно, присутствуют прослойки писчего мела, который обнаружен в виде примазок в керне. Здесь встречен наннопланктон раннема-астрихтского возраста [Worsley, 1973].

Осадочный разрез маастрихта начинается слоем светло-зеленого известняка с обломками подстилающих базальтов, выше которого залегает приблизительно 1,5-метровая пачка коричневатого писчего мела, в верхней части с тонкими прослоями глин. В этих отложениях содержится довольно разнообразная ассоциация наннопланктона среднемаастрихтского возраста, которая, по мнению Т.Уорсли [Worsley, 1973], имеет тропический облик. Здесь же встречены единичные экземпляры планктонных фораминифер Globotruncana sp., Heterohelix sp., которые указывают лишь на позднемеловой возраст отложений [Echols, 1973].

Непосредственно выше среднемаастрихтских слоев залегают осадки с раннезоценовыми видами наннопланктона [Worsley, 1973]. Таким образом, граница мела и палеогена на поднятии Обручева отмечена стратиграфическим перерывом, который охватывает поздний маастрихт, палеоцен и первую половину раннего зоцена.

# центрально-тихоокеанские горы

Центрально-Тихоокеанские горы (или горы Мид-Пацифик) расположены в центральной части Тихого океана, ограничивая с юга вместе с хребтом Маркус Северо-Западную котловину. Они представляют собой круп-



ное асейсмичное поднятие широтного простирания длиной более 2 тыс.км, максимальной шириной около 1000 км, возвышающееся над окружающей абиссальной равниной более чем на 2 км. Оно расположено на мезозойской океанической коре [Lorson, 1976], претерпевшей в меловое время сложную геологическую эволюцию.

До проведения глубоководного бурения информация о мезозойских отложениях и геологическом строении Центрально-Тихоокеанских гор ограничивалась материалами драгировок на вершинах и склонах ряда гайотов в пределах этого поднятия. Было показано, что вершины гайотов на протяжении всего позднего мела располагались вблизи уровня моря или возвышались над ним [Lonsdale et al., 1972; Matthews et al., 1974].

Мезозойские отложения в пределах Центрально-Тихоокеанских гор пробурены тремя скважинами. Наиболее полный их разрез мощностью 770 м вскрыт в северо-западной части поднятия скв. 463, не достигшей акустического фундамента (рис. 7). Он сложен здесь довольно монотонными преимущественно карбонатными породами ранне- и позднемелового возраста. По составу, диагенетическим признакам и текстурным особенностям в разрезе этих отложений снизу вверх выделяются четыре толщи Thiede, Vallier et al., 1981].

1. Переслаивающиеся светло-серые и белые пелагические известняки и мергели с темными, часто неправильной формы прослоями и обломочно-карбонатные турбидиты, плохо сортированные или с градационной слоистостью. Обломочный материал турбидитов представлен тонкозернистыми известняками, оолитами, фрагментами скелетов иглокожих и моллюсков, глауконитами, кварцем. Размеры обломков колеблются от 1 мм до нескольких сантиметров в диаметре. По всему разрезу присутствуют маломощные (несколько сантиметров) прослои кремней. Мощность отложений толщи (керны 72-92) составляет 190 м.

Эти отложения лишены планктонных фораминифер. Довольно разнообразная ассоциация радиолярий позволяет выделить в составе тотщи нижний баррем (зона Staurosphaera septemporata, керны 89–92), верхний баррем (зона Dibolachras tytthopora, керны 84–88 и зона Crolanium pythiae, керны 76–83) и нижний апт (нижняя часть зоны Archicapsa similis, керны 72–75) [Schaaf, 1981]. Комплекс зоны Crolanium pythiae очень близок к таковому скв. 307 и Корякского нагорья из фрагментов карбонатного разреза. По наннопланктону также установлены барремская зона Micrantholitus obtusus и нижняя часть нижнеаптской зоны Chiastozygus litterarius [Čepek, 1981]. Граница баррема и апта по этим двум группам микроорганизмов не совпадает; по наннопланктону она проведена на 30 м ниже границы по радиоляриям.

2. Пестроцветные (белые, серые, зеленые) известняки с более темными прослоями туфов, углеродсодержащих известняков и кремней. Пепловые прослои обычно горизонтальнослоистые, иногда массивные. Нижние и верхние границы прослоев могут быть резкими или постепенными. В последнем случае они нарушены биотурбацией. Слои, обогащенные органическим веществом (С<sub>орг</sub> до 7% [Dean et al., 1981]), характеризуются тонкой горизонтальной слоистостью и лишены следов биотурбаций. Мощность толщи 45 м (керны 67–71).

Отложения этой толщи также лишены планктонных фораминифер. Содержащиеся в них радиолярии, по заключению A.Шаафа [Schaaf, 1981], дают возможность коррелировать их с верхней частью зоны Archicapsa similis и базальной частью зоны Acaeniotyle umbilicata (нижний апт). В этом интервале, кроме описанных A.Шаафом видов, мы установили Xitus spicularius и Holocryptocanium astiensis. По наннопланктону отложения этой толщи также сопоставляются с верхней частью нижнеаптской зоны Chiastozygus litterarius [Čepek, 1981].

3. Переслаивающиеся пестроцветные пелагические известняки и окремненные известняки с содержанием SiO<sub>2</sub> от 10 до 80%. Породы плотные, обычно горизонтальнослоистые, иногда массивные, со следами биотурбации. По всему разрезу толщи часто присутствуют кремни и порцелланиты, которые встречаются в виде конкреций или формируют прослои мощностью в несколько сантиметров. Отдельные горизонты достигают мощности от нескольких десятков сантиметров до 1 м. В верхней части (керн 56) встречен прослой, обогащенный органическим веществом; содержание  $C_{opr}$  достигает 3,5%. Общая мощность толщи (керны 52–67) составляет 135 м.

В отложениях этой толщи впервые в разрезе меловых отложений скв. 463 появляются планктонные фораминиферы. Первые единичные их находки приурочены к базальным слоям толщи. Вверх по разрезу их разнообразие и численность постепенно увеличиваются, достигая максимума в верхней, кампан-маастрихтской части разреза. Видовой состав и стратиграфическое распределение планктонных фораминифер в меловых отложениях скв. 463 были изучены А.Борсма [Boersma, 1981], которая использовала для их расчленения зональную шкалу Дж.Ван-Хинте [Van Hinte, 1976]. Мы дополнительно изучили из мелового разреза этой скважины 253 образца, что позволило получить более полное представление о составе планктонных фораминифер и в ряде случаев уточнить расчленение отложений. При этом была использована более современная зональная шкала М.Карон [Caron, 1985].

Наиболее древняя ассоциация планктонных фораминифер, встреченная в базальных слоях толщи (керны 66, 67), включает Hedbergella planispira, H. delrioensis, H. infracretacea, Globigerinelloides ferreolensis. Совместное нахождение этих видов при отсутствии тицинелл позволяет коррелировать вмещающие отложения с верхним аптом (вероятно, интервал зон Globigerinelloides algeriana и Hedbergella gorbachikae).

Выше по разрезу (керны 52-65) встречены Hedbergella planispira, H. delrioensis, H. infracretacea, H. caseyi, Globigerinelloides algeriana, G. bentonensis, Ticinella bejaouensis, T. primula. По этой обедненной и подвергшейся сильному растворению ассоциации не удается зонально расчленить отложения, а их возраст определяется лишь в рамках позднего апта – альба (интервал зон Ticinella bejaouensis, Ticinella primula, Biticinella breggiensis, Rotalipora subticinensis и Rotalipora ticinensis по шкале М.Карон). Аналогичный возраст дают также сильно перекристаллизованные радиолярии (зона Acaeniotyle umbilicata), встречающиеся в отдельных прослоях [Schaaf, 1981]. По наннопланктону в разрезе толщи выделяется зона Parhabdolithus angustus (верхний апт – нижний альб, керны 55-65) и зона Prediscosphaera cretacea (средний альб, керны 52-55) [Čepek, 1981].

В этих отложениях встречены также в небольшом количестве и плохой сохранности бентосные фораминиферы – Pseudoclavulina gaultina, Dorothia gradata, Gaudryina dividens, Osangularia utaturiensis, Gavelinella intermedia, Gyroidinoides primitiva, Tritaxia pyramidata, Astacolus sp., Praebulimina sp. Эта ассоциация характерна для альбских отложений различных районов Мирового океана [Крашенинников, Басов, 1985] и свидетельствует об оссадконакоплении в пределах верхней части континентального склона.

4. Мощная толща белого фораминиферово-наннопланктонного и наннопланктонно-фораминиферового писчего мела, иногда силицифицированного, с частыми конкрециями и прослоями красноватых, желтых, серых и черных кремней. Кремни обычно покрыты белой порцелланитовой коркой. Соотношение наннопланктона и фораминифер постоянно колеблется по разрезу. Мощность толщи (керны 7-51) около 400 м, возраст охватывает интервал с позднего альба по маастрихт включительно.

Отложения этой толщи содержат разнообразную ассоциацию планктонных фораминифер, которая позволяет провести их детальное расчленение. Здесь выделяются: верхний альб (керны 48-51) – зона Rotalipora appenninica с индексвидом, Hedbergella amabilis, H. planispira, H. delrioensis, Praeglobotruncana delrioensis, P. stephani, Planomalina buxtorfi, Ticinella primula;

сеноманский ярус – нерасчлененный интервал зон Rotakipora brotzeni – Rotalipora reicheli (керны 44-48) с видами R. brotzeni, R. appenninica, R. ticinensis, R. gandolfi, R. greenhornensis, Hedbergella planispira, H. delrioensis, Praeglobotruncana delrioensis, P. stephani, Globigerinelloides asper и зона Rotalipora cushmani (керны 36-40) с индекс-видом, R. appenninica, R. gandolfi, R. greenhornensis, Hedbergella delrioensis, Praeglobotruncana delrioensis, P. stephani, Globigerinelloides asper, Heterohelix moremani, H. globulosa, Whiteinella aprica. Граница между альбом и сеноманом проведена в верхней части керна 48 по исчезновению Planomalina buxtorfi и появлению Rotalipora brotzeni, R. gandolfi. В керне 45 встречены многочисленные радиолярии рода Dictyomitra, среди которых определены D. formosa, D. multicostata gr.;

туронский ярус - зона Whiteinella archaeocretacea (керны 34, 35) с индекс-видом, W. baltica, W. brittonensis, Rotalipora appenninica, Praeglobotruncana gibba, P. stephani, Helvetoglobotruncana praehelvetica, Dicarinella algeriana, D. canaliculata, D. hagni, Heterohelix globulosa, H. reussi, 30Ha Helvetoglobotruncana helvetica (керны 31-35) с индекс-видом, H. praehelvetica, Whiteinella baltica, W. archaeocretacea, Praeglobotruncana gibba, P. stephani, Marginotruncana marianosi, M. renzi, M. schneegansi, Dicarinella imbricata, Schackoina multispinata, Heterohelix globulosa, Н. reussi и зона Marginotruncana sigali (керны 27-30) с индекс-видом, M. coronata, M. schneegansi, M. pseudolinneiana, M. renzi, M. sinuosa, M. marianosi, Whiteinella archaeocretacea, Hetrohelix globulosa, H. moremani, H. reussi, A. Bopcma [Boersma, 1981] проволит границу между сеноманом (зона Rotalipora cushmani по шкале Дж.Ван-Хинте) и туроном (зона Hedbergella lehmani по той же шкале) в основании керна 43 непосредственно ниже первой находки Whiteinella aprica. По данным М.Карон [Caron, 1985], представители этого рода встречаются уже в сеномане, а нижняя граница турона фиксируется появлением в разрезе Whiteinella archaeocretacea, развитием Helvetoglobotruncana praehelvetica и исчезновением видов рода Rotalipora. С учетом этих данных граница между сеноманом и туроном, по нашему мнению, должна проводиться в интервале между керном 38, где встречены последние раковины роталипор, и керном 35, в котором обычны W. archaeocretacea. Более точное положение этой границы определить трудно, так как отложения данного интервала подвержены сильному растворению и фораминиферы здесь отсутствуют:

нерасчлененный коньяк-сантонский интервал (керны 26, 27) с Dicarinella asymetrica, Archaeoglobigerina blowi, A. cretacea, Marginotruncana marianosi, M. pseudolinneiana, M. sinuosa, Rosita fornicata, Hedbergella holmdelensis, Heterohelix globulosa, H. glabrans, H. reussi, H. pulchra, Globigerinelloides asper. Нижняя граница коньякского яруса проведена по появлению представителей рода Archaeoglobigerina; верхняя граница сантона – по исчезновению маргинотрункан и появлению настоящих глоботрункан;

кампанский ярус (керны 21-26), включающий зону Globotruncana elevata с индекс-видом, G. linneiana, G. stuartiformis, Rugoglobigerina rugosa, Rosita 56

fornicata, Hedbergella holmdelensis, Heterohelix globulosa, H. reussi, Globigerinelloides asper, зону Globotruncana ventricosa, в которой вместе с перечисленными видами появляются индекс-вид, G. arca, Globotruncanita subspinosa, Rugotruncana cubcircumnodifer, и зону Globotruncana calcarata, которая выделяется по присутствию наравне с большинством кампанских видов раковин зонального вида. Исчезновение этого вида фиксирует границу кампана и маастрихта; из радиолярий здесь установлен кампанский вид Novodiacanthocapsa manifesta (обр. 463-22 CC);

маастрихтский ярус (керны 7-20) – нерасчлененный интервал зон Globotruncanella havanensis – Globotruncana aegyptiaca с индекс-видами, Globotruncana bulloides, G. linneiana, G. ventricosa, Globotruncanita stuarti, G. stuartiformis, Rosita fornicata, Rugotruncana subcircumnodifer, Rugoglobigerina rugosa, Globigerinelloides asperus, Heterohelix globulosa, H. striata, Pseudoguembelina excolata, Pseudotextularia elegans; зона Gansserina gansseri, в которой наряду с большинством видов предыдущей зоны появляются индекс-вид, Rosita contusa, Abathomphalus.

Отложения зоны Gansserina gansseri заканчивают разрез мела в скв. 463. Появление в верхних слоях экземпляров, переходных от Abathomphalus intermedius к A. mayaroensis, свидетельствует о том, что эта зона представлена в разрезе скв. 463, вероятно, в полном объеме.

Верхнеальбские- маастрихтские отложения лишены представительных комплексов радиолярий. Ассоциация наннопланктона хотя и допускает расчленение этих отложений, но с меньшей детальностью, чем планктонные фораминиферы. По заключению П.Чепека [Čepek, 1981], в составе этой толщи выделяются верхнеальбские (зона Eiffellithus turriseiffeli), сеноманские (зона Lithraphidites alatus), нерасчлененные турон-верхнекампанские, верхнекампанские (зона Tetralithus gothicus) и нижнемаастрихтские (зоны Tetralithus trifidus и Arkhangelskiella cymbiformis) отложения.

Ассоциация бентосных фораминифер в верхнеальбских-маастрихтских отложениях, характеризуясь постоянством состава вверх по разрезу, вместе с тем обнаруживает и заметные различия в разных возрастных интервалах. В верхнем альбе – нижнем сеномане она имеет невысокое видовое разнообразие и состоит преимущественно из видов, обычных для подстилающих отложений, – Pseudoclavulina gaultina, Dorothia oxycona, D. gradata, Gaudryina dividens, Osangularia utaturiensis, Gavelinella intermedia, Gyroidinoides primitiva, Praebulimina sp., Astacolus sp., Dentalina sp. Эта ассоциация обитала, вероятно, также в пределах верхней части континентального склона.

В сеноман-сантонском интервале наиболее часты Nuttallinella florealis, Osangularia corderiana, Gyroidinoides nitidus, Gavelinella compressa, Pleurostomella primitiva, P. subnodosa, Ellipsoidella robusta, Reussella sp., Allomorphina sp., Aragonia velascoensis. Присутствуют также Dorothia oxycona, Pseudoslavulina gaultina, Bolivinopsis sp., Spiroplectammina sp. и другие виды. Ассоциация имеет более глубоководный характер и свидетельствует о батиальных условиях осадконакопления.

Наибольшим разнообразием бентосные фораминиферы характеризуются в кампан-маастрихстких отложениях. Среди них обычны Osangularia corderiana, Gavelinella whitei, Pullenia jarvisi, Gyroidinoides nitidus, G. spineus, G. michelinianus, G. bollii, Allomorphina halli, Valvulineria allomorphinoides, Dentalina cylindroides, Ellipsoidella gracillima, Aragonia velascoensis, Spiroplectammina dentata, Reussella zhajnochae, Gaudryina pyramidata, Dorothia oxycona, Coryphostoma plaitum, Tristix excavata, Lenticulina muensteri и др. Такой состав фораминифер показывает, что глубины в районе скв. 463 в кампан-маастрихтское время были близкими к современным.

Отложения маастрихта со стратиграфическим несогласием перекрыты осадками нижнего зоцена.

В восточной части Центрально-Тихоокеанских гор меловые отложения вскрыты двумя скважинами (171, 313).

В скв. 171, пробуренной на вершине гайота Хорайзн на глубине 2290 м, выше толеитовых базальтов фундамента залегает толща мощностью около 130 м серых и светло-оранжевых известняков (см. рис. 7). Детальная литология отложений из-за низкого выхода керна неизвестна, но, судя по полученным обломкам, это органогенные микритовые известняки, состоящие из обломков моллюсков, иглокожих, водорослей. Возраст этих известняков неизвестен из-за отсутствия в них каких-либо определимых органических остатков.

Микритовые известняки вверх по разрезу сменяются толщей вулканогенно-осадочных отложений, сложенной вулканокластическими с карбонатным цементом песчаниками, алевролитами и аргиллитами с гиалокластитами, базальтовым потоком и горизонтом базальтового конгломерата. В качестве отдельных маломощных прослоев присутствуют известняки. Мощность толщи вулканокластических отложений около 60 м.

Эти отложения охарактеризованы обедненной фауной планкотонных фораминифер [Douglas, 1973b; Pessagno, Longoria, 1973]. В базальных слоях толщи (керны 29-33) встречены всего три вида – Hedbergella brittonensis, H. delrioensis, H. planispira, которые позволяют датировать их сеноманом. Выше их ассоциация состоит из Hedbergella portsdownensis, Marginotruncaha renzi, M. pseudolinneiana, M. coronata, M. sigali, Helvetoglobotruncana helvetica, Dicarinella concavata, D. canaliculata, D. imbricata, Rosita fornicata, Archaeoglobigerina cretacea, Whiteinella archaeocretacea, Heterohelix reussi. Ha основании этой ассоциации Р. Дуглас [Douglas, 1973b], Э. Пессаньо и Дж. Лонгория [Pessagno, Longoria, 1973] выделяют здесь зоны шкалы Э. Пессаньо [Pessagno, 1967] – Helvetoglobotruncana helvetica (турон), Marginotruncana renzi (коньяк), Dicarinella concavata (коньяк – ранний сантон), хотя границы между подразделениями эти авторы проводят. на разных уровнях.

Ассоциация наннопланктона, отличаясь несколько большим по сравнению с планктонными фораминиферами видовым разнообразием, допускает расчленение толщи на туронские (зона Micula decussata) и коньякнижнесантонские (зона Gartenago obliquum) отложения [Roth, 1973]. Граница между туроном и коньяком по этим двум группам микроорганизмов совпадает. Радиолярии показывают несколько иной возраст. Их обедненная ассоциация в туронских отложениях, по заключению Т. Мура [Moore, 1973], свидетельствует о коньякском возрасте. По нашему мнению, приведенный Т. Муром из обр. 24-СС видовой состав радиолярий Spongodiscus pulcher, Pseudoaulophacus floresensis, P. lenticulatus, P.? superbus, Rhopalosyringium sp. A., Dictyomitra formosa, D.? cf. torquata, Amphipyndax? enesseffi, Artostrobium tina, Theocampe sallilum, Hemicryptocapsa tuberosa по присутствию видов D. formosa, A. tina, H. tuberosa может принадлежать к турону. А его датировка сходной по видовому составу ассоциации из обр. 21-СС, включающей Alievium? superbum, Rhopalosyringium sp. a., Dictyomitra formosa, D. cf. torquata, Amhipyndax enesseffi, поздним кампаном также представляется в значительной мере условной.

Разрез меловых отложений венчается толщей белого и светло-серого фораминиферово-наннопланктонного писчего мела, постепенно переходящего в нелитифицированный ил. В средней части толщи встречаются конкрециии кремней темно-серого цвета.

Отложения этой толщи содержат более разнообразную ассоциацию планктонных фораминифер. Ее нижняя часть (керн 21) коррелируется с позднекампанской зоной Globotruncanita calcarata на основании находок здесь индекс-вида, G. arca, G. elevata, G. subspinosa, G. ventricosa, Globotruncana bulloides, G. linneina, G. plummerae, Globotruncanita stuartiformis, Globotruncanella havanensis, Rosita fornicata, R. contusa, Rugoglobigerina rugosa, Pseudoguembelina costulata.

Таким образом, отложения этой зоны со стратиграфическим несогласием залегают на отложениях зоны Dicarinella concavata. Перерыв охватывает верхний сантон и большую часть кампанского яруса.

В маастрихтских отложениях (керны 9–19) присутствует большинство определенных выше видов, к которым на разных уровнях добавляются и получают широкое развитие Globotruncana aegyptiaca, Rugotruncana subcircumnodifer, R. subpennyi, Rosita contusa, Gansserina gansseri, Abathomphalus intermedius, A. mayaroensis.

На основании этой ассоциации здесь установлены зоны шкалы Э. Пессаньо [Pessagno, 1967] – Rugotruncana subcircumnodifer, Gansserina gansseri и Abathomphalus mayaroensis [Douglas, 1973b; Pessagno, Longoria, 1973]. В определении интервалов распространения отдельных руководящих видов в данной скважине и в проведении границ между зонами у этих авторов имеются расхождения. К сожалению, мы не располагали образцами из данной скважины, однако анализ видового состава фораминифер по определениям последних показывает, что в составе маастрихтских отложений в скв. 171 можно выделить все зоны шкалы М. Карон {Caron, 1985] – Globotruncanella havanensis, Globotruncana aegyptiaca, Gansserina gansseri, Abathomphalus mayaroensis.

Присутствующий в толще писчего мела наннопланктон дает возможность подразделять ее на позднекампанскую – раннемаастрихтскую зону Tetralithus trifidus и ранне-среднемаастрихтскую зону Lithraphidites quadratus [Roth, 1973]. Радиолярии [Moore, 1973] позволяют выделить верхне-кампанские и нижне-среднемаастрихтские отложения лишь условно, так как приведенный видовой состав из кернов 9–19, включающий Alievium superbum, Dictyomitra cf. torquata, Lithomellisa cf. heros, Amphipyndax? enesseffi, Rhopalosyringium sp. A., недостаточен для такого обоснования. Отложениями зоны Abathomphalus mayaroensis заканчивается разрез мела в скв. 171. Выше со стратиграфическим несогласием залегают осадки среднего эоцена (фораминиферовая зона Truncatulinoides rohri). Таким образом, здесь перерыв охватывает самый конец маастрихта, палеоцен, нижний эоцен и, возможно, часть среднего эоцена.

Скв. 313, пробуренная на глубине 4384 м, вскрыла разрез кампан-маастрихтских отложений мощностью около 350 м [Larson, Moberly et al., 1975]. В основании разреза на толеитовых базальтах фундамента залегает толща (керны 23-42, мощность около 180 м), состоящая преимущественно на турбидитных и оползневых отложений (см. рис. 7). В строении турбидитных прослоев, достигающих мощности 4 м, обычно принимают участие известковистые вулканокластические песчаники с градационной перекрываемые тонкослоистыми слоистостью. вулканокластическими алевролитами, косослоистыми алевролитами, тонкослоистыми планктоногенными известняками и глинистыми известняками со следами биотурбации. Вулканокластический материал состоит из плохо сортированных обломков (размером до 10 см) базальта, пироксена, полевого шпата, палагонита, сцементированных цеолитами, глинами (нонтронит, селадонит) и кальцитом. По всему разрезу присутствуют горизонты брекчий мощностью в первые метры, состоящих из угловатых и округлых обломков базальта, вулканокластических песчаников, аргиллитов, известняков. Обломки заключены в известковую матрицу, объем которой составляет более 60 % породы. Брекчии характеризуются оползневыми текстурами. В нижней половине толщи среди наннопланктонных известняков встречаются стяжения и тонкие прослои (1-2 см) светло-коричневых кремней и порцелланитов.

Отложения этой толщи содержат обедненную ассоциацию фораминифер. Их видовой состав и распространение были изучены М. Карон и Дж. Лонгория [Caron, 1975; Longoria, 1975], которые применяли для расчленения отложений зональную шкалу Э. Пессаньо [Pessagno, 1967]. Анализ этой фауны и результаты изучения нами дополнительных образцов позволяют проводить расчленение на основе современной шкалы М. Карон [Caron, 1985] и в ряде случаев уточнить возраст.

Нижняя половина толщи охарактеризована комплексом фораминифер, состоящим из Rosita fornicata, G. linneiana, G. arca, G. tricarinata, G. ventricosa, Globotruncanita stuartiformis, G. subspinosa, Pseudoguembelina costulata. Эта ассоциация помогает коррелировать отложения с нижне-среднекампанским интервалом нерасчлененных зон Globotruncanita elevata и Globotruncana ventricosa (зона Globotruncana elevata по шкале Э. Пессаньо).

В отложениях верхней части толщи наряду с перечисленными выше видами обнаружены Globotruncanita calcarata, G. elevata, G. stuarti, Globotruncana bulloides, G. rosetta, Globotruncanella havanensis, Archaeoglobigerina blowi, A. cretacea, Globigerinelloides volutus, G. prairehillensis, Rugotruncana subcircumnodifer, Rugoglobigerina rugosa, Heterohelix globulosa, H. pulchra, H. striatus, Pseudotextularia elegans и другие виды. Присутствие в этой ассоциации Globotruncanita calcarata указывает на принадлежность вмещающих отложений к одноименной позднекампанской зоне. Этот вид с характерной раковиной считается прекрасным зональным индикатором, своим появлением и исчезновением в разрезе фиксирующим соответственно нижнюю и верхнюю границы зоны Globotruncanita calcarata. По данным М. Карон и Э. Пессаньо, первые находки G. calcarata в скв. 313 приурочены к основанию керна 29. Мы этот вид в довольно большом количестве экземпляров обнаружили в керне 32 (обр. 313-32-1, 102-104 см). Таким образом, нижняя граница зоны Globotruncanita calcarata должна быть проведена по крайней мере на 20 м ниже. Верхняя граница проходит в основании керна 24.

На основании обедненной ассоциации наннопланктона базальные слои толщи (керны 41, 42) относятся к верхнекампанской зоне Broinsonia parca. а ее основная часть – к верхнекампанской – нижнемаастрихтской зоне Tetralithus trifidus [Bukry, 1975а]. Репкие, плохой сохранности рашиолярии, встречающиеся в отдельных прослоях этой толши, позволяют датировать их кампаном [Foreman, 1975]. Позднее К. Эмпсон-Морин [Empson-Morin, 1981, 1984] в образцах 313-41-4, 84-86 см и 313-41-5, 28-30 см обнаружила чрезвычайно разнообразный (коэффициент Фишера от 16 до 20) низкоширотный радиоляриевый комплекс (5607 экземпляров осадка). Он включает виды Vitorfus morini. Praestylosphaera hastata. P. aff. pusilla. Patellula euessceei, P. verteroensis, Pseudoaulophacus floresensis, P. lenticulatus, P. pargueraensis, P. vielseitigus, P. riedeli, Alievium gallowayi, A. zartum, Crucella espartoensis, Kreuzstella aff. vierkantiga, Protoxiphotractus kirbui, Conocaryomma dauerhafta, C. glatta, C. universa, Acaeniotyle aff. diaphorogona, A. gedrangta, A. starka, Gongylothorax spp., Cryptamphorella conara, C. macropora, C. sphaerica, C. wogiga, Eastonerius acuminatus, Solenotryma costata, Pseudotheocampe absschnitta, Stichomitra manifesta, Podocapsa titthia, P.? topferia, Schadelfusslerus echtus, Rhopalosyringium magnificum, Krempelinella kronenartiga, Pterocorys? cf. euganea, Pseudotheocampe? colpodes, Acidproapteron, Theocampe altamontensis, T. apicata, T. comprimierta, nomelos T. ixys, T. ruckena, T. salillum, T. vielecka, T. vollendeta, Artostrobium majuroensis, A. tina, A. urna, Schaumellus sp., Afens liriodes, Lithostrobus? erectus, Xitus? aff. takavanagii, Protostichocapsà stocki, P. streckta, Lithocampe? pulchra, Archaeodictyomitra lamellicostata, Dictyomitra formosa, D. multicostata, Thanarla aff. veneta, Foremanina schona, Xitus? asymbatos, Wildeus punctulatus, Amphipyndax pseudoconulus ( = A. enesseffi), A. tylotus, позволившие датировать его не древнее чем ранний кампан.

Кроме того, этот же автор [ Empson-Morin, 1981] исследовала также обр. 313-25-3,82-84 см, где определила радиолярии Patellula euesseei, Conocaryomma glatta, Theocampe apicata, Pseudotheocampe abschnitta Rhopalosyringium magnificum, Novodiacanthocapsa manifesta, Foremanina schona, Schaumellus aufragendus, Kuppelella aff. cayeuxi, Schadelfusslerus aff. rhodanon (?), Eostichomitra warzigita, oбр. 313-38-1, 116-118 см с радиоляриями Alievium zartum, Foremanina schona, Kuppelella aff. cayeuxi, Eostichomitra warzigita и обр. 313-39-3, 107-109 см, в котором она обнаружила виды Rhopalosyringium kleinum, R. magnificum, Foremanina schona, Eostichomitra warzigita. Все описанные виды имеют несомненно кампанский возраст, скорее всего, это средне-позднекампанский комплекс, о чем свидетельствуют Novodiacanthocapsa manifesta, Foremanina schona, Eostichomitra warzigita. По мнению К. Эмпсон-Морин [ Empson-Morin, 1981], этот комплекс также указывает на открытый океан и большие глубины.

Выше по разрезу залегает толща фораминиферово-наннопланктонного писчего мела с прослоями кремней и порцелланитов. Мощность около 170 м. В составе этой толщи выделяются:

зона Globotruncanella havanensis (нижний маастрихт, керны 20-24 с индекс-видом, Globotruncana arca, G. lapparenti, G. linneiana, G. pessagnoi, G. rosseta, Globotruncanita elevata, G. stuartiformis, G. subspinosa, Rugotruncana subcircumnodifer, Rugoglobigerina macrocephala, R. rugosa, Rosita fornicata, Globigerinelloides prairehillensis, Heterohelix globulosa, H. striatus, Pseudoguembelina costulata, P. excolata;

зона Globotruncana aegyptiaca (нижний маастрихт, керны 18, 19), установленная по появлению среди перечисленных видов зонального вида;

зона Gansserina gansseri (средний маастрихт, керны 15–17), в которой появляются индекс-вид, Rosita contusa, Abathomphalus intermedius, Rugoglobigerina rotundata, Globotruncanella petaloidea. Радиолярии в отложениях этой толщи позволяют определять их возраст лишь в рамках позднего мела [Foreman, 1975]. По наннопланктону здесь установлены зоны Tetralithus trifidus (верхняя часть) и Lithraphidites quadratus [Bukry, 1975а].

В отличие от кампанских отложений, которые практически лишены бентосных фораминифер, в маастрихтских осадках их ассоциация включает Gaudryina pyramidata, Lenticulina muensteri, Gavelinella whitei, Gyroidinoides nitidus, G. spineus, G. bandyi, Osangularia corderiana, Globorotalites michelinianus, Oridorsalis umbonatus, Pullenia jarvisi, Praebulimina cushmani, P. spinata, Pseudouvigerina californica, Bandyella greatvalleyensis, Reussella zhajonochae, Aragonina velascoensis и другие виды. Такой состав фораминифер свидетельствует о батиальных условиях осадконакопления.

Отложения самой верхней маастрихтской зоны Abathomphalus mayaroensis, вероятно, уничтожены эрозией, так как выше после небольшого пропуска в отборе керна залегают нижнеэоценовые осадки.

Преобладающим на Центрально-Тихоокеанских горах, как и на поднятиях Шатского и Хесса, на протяжении мелового времени было пелагическое кремнисто-карбонатное накопление выше уровня карбонатной компенсации. Вместе с тем значительную роль здесь играют вулканокластические и турбидитные отложения. При этом вулканогенно-осадочные образования в скв. 463 отмечены в апте, в скв. 171 – в сеноман-сантонском интервале и в скв. 313 – в кампане. Приблизительно к этим интервалам приурочены и горизонты турбидитов. Сочетание этих трех разных типов седиментации предопределило в целом значительные мощности меловых отложений в пределах данной структуры.

Обращает на себя внимание присутствие в разрезе скв. 463 на двух уровнях в апт-альбских отложениях прослоев с высоким (до 7%) содержанием органического углерода. Подобные прослои встречены также на поднятиях Шатского (барремский интервал) и Хесса (альб-сеноман). Эти образования указывают на специфические условия формирования и захоронения осадков.

Удивительным является также наличие во всех трех скважинах, про-

буренных на Центрально-Тихоокеанских горах, стратиграфических перерывов на рубеже сантона и кампана (в скв. 313 сантонские отложения не вскрыты) и мела и палеогена. На этих же уровнях перерывы отмечены и на поднятии Хесса, что свидетельствует о региональном характере процессов эрозии в это время.

## восточно-марианская впадина

Глубоководная Восточно-Марианская впадина расположена к востоку от Марианского желоба, будучи отделена от него одноименным краевым валом с превышениями над дном 500-2000 м. С севера впадина ограничена системой поднятий Магеллановых гор и хребта Маркус, с востока – поднятием Маршалловых островов. На юге ее морфологическим ограничением является Каролинский хребет. Дно впадины представляет собой слегка всхолмленную равнину с глубинами 5000-5500 м по периферии и более 6000 м в центральной части (см. рис. 3.). По данным геофизических исследований, Восточно-Марианская впадина подстилается океанической корой юрского (около 150 млн лет) возраста.

Верхнемезозойские отложения в пределах впадины и ее обрамления вскрыты пятью скважинами б/с "Гломар Челленджер" (скв. 59, 61, 199, 452, 585). Ни одна из них не достигла фундамента.

Наиболее полный разрез меловых отложений мощностью более 500 м вскрыт скв. 585 (глубина 6109 м) в центральной части впадины, к северу от подводной горы Ита-Маи-Таи (рис. 8). Он начинается здесь мощной (около 300 м) толщей циклически построенных турбидитов. Циклы сложены сменяющимися снизу вверх вулканокластическими (гиалокластитовыми) брекчиями, песчаниками и алевролитами. Базальные слои некоторых циклов состоят из карбонатных обломков или же из их смеси с вулканическим материалом. Мощность отдельных циклов обычно составляет несколько метров.

В нижней части толщи в большом количестве содержатся карбонатные ооиды, обломки водорослей, мшанок, рудистов, мелких гастопород и раковины крупных фораминифер (орбитолиниды). В некоторых грубообломочных горизонтах также присутствуют обломки хорошо сцементированного известняка с ооидами и орбитолинидами. Ядра ооидов часто представлены зернами магматических пород, что свидетельствует о субаэральной эрозии вулканических построек во время формирования ооидов. В ее верхней половине часты рассеянные по всему разрезу скелетные остатки моллюсков, иглокожих, остракод. Изредка присутствуют также ооиды.

Присутствующие в отдельных редких прослоях обедненные комплексы планктонных фораминифер, наннопланктона и радиолярий допускают их возрастную датировку, но не позволяют уверенно проводить границы между установленными стратиграфическими подразделениями. По планктонным фораминиферам здесь установлены отложения позднего апта с редкими Hedbergella trocoidea, Ticinella bejaouaensis и Globigerinelloides ferreolensis, раннего альба с единичными Favusella washitensis, Ticinella bejaouaensis и Globigerinelloides cf. cheniourensis и среднего альба с Tici-



Рис. 8. Состав и расчленение меловых отложений Восточно-Марианской впадины (скв. 585) по планктонным фораминиферам и радиоляриям

Условные обозначения на рис. 4

nella primula. Бентосные фораминиферы также свидетельствуют об аптском возрасте нижней половины толщи и альбском возрасте ее верхней части [ Sliter, 1986 ]. Аналогичные возрастные датировки дают радиолярии, на основании которых установлено присутствие в разрезе толщи турбидитов верхнеаптской зоны Spongocapsula zamoraensis (керны 46-48) и позднеальбской зоны Pseudodictyomitra pseudomacrocephala (керны 31-38) [ Schaaf, 1986]. Несколько отличная датировка отложений получена по наннопланктону. По заключению Дж. Бергена [ Bergen, 1986], ассоциация наннопланктона датирует их поздним аптом и, возможно, началом альба.

Выше толщи турбидитов залегает пачка мощностью около 40 м, сложенная чередованием известковистых аргиллитов, кремнистых радиоляриевых аргиллитов и глинистых известняков. Обычно они тонкослоистые, некоторые прослои характеризуются отчетливой градационной слоистостью. В нижней части пачки встречены планктонные фораминиферы Ticinella primula, T. praeticinensis, Biticinella breggiensis, Hedbergella detrioensis, которые позволяют коррелировать отложения с интервалом верхнеальбских зон Biticinella breggiensis и Ticinella subticinensis шкалы М. Карон [ Caron, 1985]. В осалках верхней части пачки присутствует обелненный наннопланктон, который датирует их средним-поздним сеноманом [ Bergen, 1986]. Ассоциация радиолярий в этих отложениях, включающая Obesacapsula somphedia, Orbiculiforma chartonae, Archaeospongoprunum cortinaensis, Dictyomitra formosa, Mita gracilis, Hemicryptocapsa polyhedra, указывает на их несколько более древний, ранне-среднесеноманский возраст [Schaaf, 1986]. В то же время для скв. 585А по кернам 8, 9 А. Шааф выделил новую позднесеноманскую зону Rhopalosyringium majuroensis.

Пачка известковистых осадков вверх по разрезу сменяется толщей. (80 м) темно-серых, зеленовато-черных и коричневых практически бескарбонатных аргиллитов. В нижней части толщи осадков присутствует прослой, обогащенный органическим веществом.

Эти отложения почти по всему разрезу лишены планктонных фораминифер. Лишь в базальных слоях толщи встречена их довольно разнообразная ассоциация, состоящая из Hedbergella delrioensis, H. planispira, H. simplex, Globigerinelloides bentonensis, Praegloboruncana aumalensis, P. delrioensis, P. stephani, P. gibba, Rotalipora brotzeni, R. cushmani, R. greenhornensis, Heterohelix moremani, H. reussi, H. globulosa и различных видов Whiteinella (aprica, archaeocretacea, baltica, brittonensis). Присутствие этих видов дает возможность датировать отложения поздним сеноманом – ранним туроном [Sliter, 1986]. В этих же слоях обнаружен наннопланктон, который позволяет коррелировать их с позднесеноманской-раннетуронской зоной Eiffelithus turriseiffeli [Bergen, 1986].

Выше карбонатные микроорганизмы отсутствуют и датировка и расчленение отложений производятся по обедненной ассоциации радиолярий. Здесь установлен турон-коньякский интервал с Excentropylomma cenomana, Archaeospongoprunum cortinaensis, Dictyomitra formosa, Protostichocapsa stocki, Alievium superbum, Theocampe tina, Mita gracilis (зона Alievium superbum), раннесантонский интервал с Archaeospongoprunum cortinaensis, Mita gracilis, Protostichocapsa stocki, Alievium superbum, Theocampe tina, Thanarla urna (зона Thanarla urna) и позднесантонский интервал (зона Amphipyndax pseudoconulus) [Schaaf, 1986].

Выше по разрезу залегает толща мощностью около 50 см, которая сложена главным образом кремнями с прослоями цеолитовых аргиллитов. Изучение состава и текстурных особенностей кремней показало, что они образовались в результате окремнения зернистых известняков с градационной слоистостью. Они практически лишены органических остатков. Лишь в основании толщи встречены редкие радиолярии, которые дают возможность датировать вмещающие отложения началом кампана [Schaaf, 1986], а в ее кровле присутствует обедненная ассоциация наннопланктона, позволяющая определить слои как позднекампанские [Bergen, 1986].

Разрез мела в Восточно-Марианской впадине венчается пачкой чередующихся цеолитовых аргиллитов, известковистых аргиллитов, глинистого наннопланктонного писчего мела и кремней. В этих отложениях обнаружена разнообразная ассоциация наннопланктона, которая, по заключению Дж. Бергена [ Bergen, 1986], позволяет установить в составе толщи верхнекампанские, нижнемаастрихтские и верхнемаастрихтские слои. По радиоляриям здесь выделяется зона Amphipyndax tylotus (кампан-маастрихт) [ Schaaf, 1986].

Отложения верхнего маастрихта перекрыты осадками нижнего палеоцена (зона Globigerina eugubina). Перерыв на рубеже мела и палеогена, присутствующий во многих скважинах в западной части Тихого океана, в данном районе отмечен несколько выше по разрезу и охватывает бо́льшую часть палеоцена (интервал зо́н Acarinina uncinata – Globorotalia velascoensis).

Проведенное нами дополнительное изучение меловых отложений скв. 585 с детальным просмотром образцов подтвердило исключительно редкое присутствие в них планктонных фораминифер. Из двадцати просмотренных образцов они встречены лишь в двух. В обр. 585-32-4, 98-100 см обнаружена довольно разнообразная ассоциация планктонных фораминифер, по составу аналогичная обнаруженной И. Премоли-Силвой и У. Слайтером [ Premoli Silva, Sliter, 1986] в сеноман-туронском интервале. Кроме того, в кровле меловых отложений (обр. 585-16-1, 90-92 см) встречены елиничные и плохой сохранности Hedbergella holmdelensis. Heterohelix globulosa, Globigerinelloides sp., которые позволяют датировать отложения лишь в рамках кампан-маастрихтского интервала. В обр. 39-2, 10-12 см установлен разнообразный рапиоляриевый комплекс, в котором существенную роль играют Pseudoaulophacus praefloresensis, P. cf. pargueraensis, Pseudodictyomitra lilyae, P. pseudomacrocephala, Mita gracilis, Stichomitra communis, указывающие на позднеальбский временной интервал.

Морфологический облик радиолярий данного комплекса очень близок к таковым из одновозрастных отложений Большого и Малого Кавказа СССР. Скорее всего, палеошироты обитания этих сообществ были сходными. Но обилие "рыхлых" губчатых форм при высоком разнообразии циртоидей, вероятно, свидетельствует о контрастном характере рельефа бассейна.

В обр. 32-2, 94-96 см и 32-4, 98-100 см обнаружены многочисленные радиолярии Acanthesphaera parvipora, Crucella cf. cachensis, Paronaella aff. venadoensis, Halesium? sexangulum, Conocaryomma lipmanae, C. universa, Alievium antiguum, A. cf. helenae, A. cf. superbum, Pseudoaulophacus praefloresensis, P. stellatus, Sethocapsa decora, Holocryptocanium barbui, Hemicryptocapsa tuberosa, H. prepolyhedra, Obesacapsula aff. somphedia, Amphipyndax mediocris, Dictyomitra cf. pyramidalis, Xitus asymbatos gr., Stichophormis costata. Наличие видов C. cachensis, H. sexangulum, C. lipmanae, A. superbum, D. pyramidalis и др. указывает на позднесеноманско-раннетуронский возрастной интервал. Обилие губчатых скелетов при высоком разнообразии дискоидей и тесная ассоциация с карбонатными породами, вероятно, являются индикатором относительной глубоководности бассейна и его тепловодного характера.

Скв. 199, пробуренная на глубине 6030 м приблизительно в 50 км северо-западнее скв. 585, вскрыла только верхнюю, кампан-маастрихтскую часть мелового разреза мощностью около 50 м [ Неегеп, MacGregor et al., 1973 ]. Литологически эти отложения несколько отличаются от одновозрастных образований скв. 585 и представлены преимущественно розовато-белым и кремовым наннопланктонным писчим мелом, иногда постепенно переходящим в окремненные известняки. Присутствуют также маломощные прослои цеолитовых туфов коричневого цвета, состоящих исключительно из обломков вулканического стекла.

Нижняя половина разреза по наннопланктону сопоставляется с позднекампанской-раннемаастрихтской зоной Tetralithus trifidus [ Hekel, 1973]. Спорадически встречаются планктонные фораминиферы, представленные неопределимыми до зида ругоглобигеринами, псевдогюмбелинами и хетерохеликсами, которые дают возможность датировать эти отложения лишь в рамках кампан-маастрихтского интервала [ Krasheninnikov, Hoskins, 1973].

Более разнообразная ассоциация планктонных фораминифер характеризует верхнюю часть разреза. Здесь встречены Abathomphalus mayaroensis, Hedbergella monmouthensis, Globotruncanella havanensis, G. petaloidea, Rugoglobigerina hexacamerata, R. ordinaria, Heterohelix striata, Guembelitria cretacea. Такой состав фораминифер однозначно свидетельствует о принадлежности осадков к позднемаастрихтской зоне Abathomphalus mayaroensis [Krasheninnikov, Hoskins, 1973]. На позднемаастрихтский возраст этих слоев указывает также, по заключению Х. Гекеля [Hekel, 1973], и наннопланктон (интервал зон Lithraphidites quadratus – Micula mura).

Непосредственно выше отложений зоны Abathomphalus mayaroensis залегают слои, содержащие ассоциацию мелких глобигерин базальной зоны датского яруса палеоцена Globigerina eugubina, которые, в свою очередь, со стратиграфическим перерывом перекрываются карбонатными осадками позднепалеоценовой зоны Globorotalia pseudomenardii.

Таким образом, в обеих скважинах, пробуренных в центральной части Восточно-Марианской впадины, собственно граница меловых и палеогеновых осадков имеет согласный характер. Вместе с тем перерыв на рубеже мела и палеогена, который отмечен во многих районах Тихого океана, присутствует и в скв. 199, 585, но здесь он занимает несколько более высокое положение.

В самой западной части Восточно-Марианской впадины небольшие фрагменты мелового разреза вскрыты скв. 59 и 61 (глубина 5554 и 5562 м) В скв. 61 на глубине около 100 м ниже дна на слабо измененных базальтах, которые, скорее всего, представляют собой лавовый поток внутри осадочного разреза, залегают, судя по поднятым обломкам, переслаивающиеся кремни, аргиллиты и алевролиты [Winterer, Riedel et al., 1971]. В них содержится довольно разнообразная ассоциация радиолярий сантонского-раннекампанского (?) возраста, включающая Spongosaturnalis cf. euganeus, Amphibrachium cf. ornatum, Pseudoaulophacus superbus, P. floresensis, P. pargueraensis, Dictyomitra torquata, D. andersoni, Amphipyndax stocki, Artostrobium urna, A. tina, Theocampe salillum, T. apecata, T. ascalia, а также новые виды [Foreman, 1971].

К. Эмпсон-Морин [ Empson-Morin, 1984] из верхней части керна (образцы 1 СС; 1-2, 76-78 см и 1-1, 46-48 см) определила радиолярии Patellula euessceei, P. aff. verteroensis, Pseudoaulophacus floresensis, P. lenticulatus, P. pargueraensis, P.? riedeli, Alievium gallowayi, A. zartum, Patulibracchium aff. lawsoni, P. aff. marshensis, Crucella espartoensis, Acaeniotyle aff. diaphorogona, A. starca, A. aff. umbilicata, Cryptamphorella conara, C. sphaerica, C. aff. wogiga, Podocapsa? titthia, Rhopalosyringium magnificum, Pseudotheocampe? colpodes, Theocampe apicata, T. salillum, Artostrobium tina, A. urna, Protostichocapsa aff. stocki, P. streckta, Archaeodictyomitra? lamellicostata, Dictyomitra formosa, D. aff. multicostata, Xitus? asymbatos, Wildeus aff. punctulatus, Amphipyndax pseudoconulus ( = A. enesseffi), которые, по ее мнению, указывают на кампанский возраст. Высокий коэффициент разнообразия (от 9 до 16) в сочетании с обилием киппелелид, псеудолофацид и других резистентных форм, возможно, является показателем замедленного осадконакопления или даже его постепенного прекращения.

Здесь же встречены многочисленные представители рода Neosciadio capsa, среди которых определены N. diabloensis, N. agarkovi, N. cf. stellatus, а также виды Archaeospongoprunum nishiyamae, Spongosaturnalis hueyi и разнообразные Paronaella и Patulibracchium. Такой состав радиолярий позволяет сделать вывод о тепловодности этого комплекса, обитавшего, скорее всего, в субтропическом поясе. Подтверждением может служить большое сходство его морфологического облика с одновозрастными ассоциациями Большого и Малого Кавказа [Вишневская, 1985].

Выше залегают практически неопробованные рыхлые осадки, возраст которых по единичному наннопланктону (возможно, перемешанному при бурении) определен как миоценовый. Если эта датировка верна, то стратиграфический перерыв на рубеже мезозоя и кайнозоя в данном районе котловины охватывает часть кампана, маастрихт и палеоген. Скв. 59 (глубина 5554 м), пробуренная в западном обрамлении впадины, вошла в кремни, возраст которых на основании радиолярий Amphibrachium cf. concentricum, Alievium superbum ( = Pseudoaulophacus gallowayi), Gongylothorax verbeeki, Stichomitra cf. comsa, Amphipyndax cf. stocki, Solenotryma cf. dacryodes [ Kling, 1971] определен как кампанский. В целом комплекс отличается бедностью состава, низким коэффициентом разнообразия. Среди форм преобладают губчатые, толстостенные и мелкопористые скелеты. Все это указывает на неритический характер комплекса и, возможно, на субтропическо-умеренные широты. Перекрываются меловые осадки в скв. 59 с перерывом радиоляриевыми илами олигоцена.

В крайней северо-западной части впадины в районе, примыкающем к Марианскому желобу, скв. 452 (глубина 5863 м) вскрыла горизонт кремней (керн 5) среди пелагических глин. Возраст кремней по содержащимся в них радиоляриям Phaseliforma laxa, Pseudoaulophacus pargueraensis, P. floresensis, P. lenticulatus, Alievium gallowayi, Amphipyndax enesseffi, A. stocki, Dictyomitra duodecimcostata, D. torquata, D. koslovae, Clathropyrgus titthium, Artostrobium urna, Stichomitra asymbatos, Theocampe salillum С. Клинг [ Kling, 1982] определил кампаном, возможно включая часть сантона. Он коррелирует этот комплекс с зоной Amphipyndax enesseffi (кампан).

Аналогичный комплекс радиолярий С. Клинг описал в скв. 460А – (керны 3, 4) и скв. 461 (керны 1, 2), но там этот комплекс найден в переотложенном виде в залегающих выше со стратиграфическим перерывом кайнозойских осадках.

В 1989 г. в 129-м рейсе "ДЖОИДЕС Резольюшн" в центральной части Восточно-Марианской впадины двумя скважинами (801, 802) разбурены верхнемезозойские отложения, представленные чередованием аргиллитов, радиоляритов, кремней и горизонтов вулканокластических турбидитов. Результаты их изучения пока не опубликованы. По предварительным сообщениям, в скв. 801 в основании разреза вскрыты залегающие на базальтах переслаивающиеся радиоляриты и аргиллиты, обогащенные гематитом. В кремнистых прослоях обнаружены радиолярии зоны Тгіcolocapsa conexa, выделенной А. Матсуокой и А. Яо [ Matsuoka, Yao, 1986] в позднем бате - келловее Японии. Если данное определение подтвердится при лабораторном изучении, то это будет первая находка, указывающая на среднеюрский (бат-келловей) возраст наиболее древних осалков ложа Тихого океана. В скв. 802, пробуренной южнее, выше базальтов залегают альб-сеноманские переслаивающиеся аргиллиты, известковистые аргиллиты, радиоляриевые известняки и вулканокластические турбидиты с фрагментами древесины.

Разрезы верхнемезозойских отложений Восточно-Марианской впадины демонстрируют, как и в Северо-Западной котловине, широкое распространение эрозионных процессов на рубеже мезозоя и кайнозоя. Отличительной чертой осадконакопления в Восточно-Марианской впадине является значительный вклад в формирование верхнемезозойских разрезов вулканогенного материала, который особенно заметную роль играет в апт-сеноманском интервале.

#### ПЛАТО ОНТОНГ-ДЖАВА

Плато Онтонг-Джава занимает юго-западную часть одной из самых крупных положительных структур дна Тихого океана – возвышенности Капингамаранги, расположенной в его западной экваториальной области. Плато представляет собой вытянутое с северо-запада на юго-восток поднятие с выровненной вершинной поверхностью. Глубины на большей части плато составляют около 2 км и лишь в его центральной части



Рис. 9. Состав, расчленение и корреляция меловых отложений плато Онтонг-Джава Условные обозначения см. на рис. 4

 <sup>K2m</sup> уменьшаются до 1,5 км. Вдоль южной окраины плато возвышается серия
<sup>K2km</sup> коралловых островов, наиболее крупными из которых являются острова
<sup>K1a</sup> Нугурия, Килинаилау, Тауу, Онтонг-Джава и Нукуману.

По данным сейсмических исследований, плато Онтонг-Джава подстилается утолщенной океанической корой, мощность которой достигает 40 км [ Pack ham, Andrews, 1975]. Фундамент плато, сложенный базальтами, по составу сходными с толеитами срединно-океанических хребтов [Stoeser, 1975], перекрыт мощным (более 1 км) чехлом карбонатных пелагических осадков.

В пределах плато пробурены две скважины (288, 289), которые вскрыли верхнемезозойских (меловые) отложения. Одна из них (скв. 289) достигла базальтового фундамента [Andrews, Packham et al., 1975].

Наиболее полный разрез меловых отложений вскрыт скв. 288, пробуренной на склоне юго-восточного окончания плато на глубине 3000 м (рис. 9; см. рис. 2). В его строении принимают участие преимущественно карбонатные породы, содержащие остатки известковых микроорганизмов. Планктонные фораминиферы, встречающиеся спорадически, имеют низкое видовое разнообразие и плохую сохранность и позволяют проводить расчленение лишь на ярусной основе [ Michael, 1975]. Несколько лучшей сохранности, но также обедненный в видовом отношении наннопланктон в нижней половине разреза меловых отложений допускает возрастные определения лишь в рамках ярусов. В верхней части разреза возможно выделение зональных единиц шкалы П. Рота [ Roth, 1973] с достаточно надежным обоснованием их границ [ Bukry, 1975b; Shafik, 1975].

В основании мелового разреза (керны 26А-30А) здесь залегает толща пестроцветных от розовато-белых до серовато-коричневых тонкослоистых известняков, в нижней части окремненных, переслаивающихся с темно-красными кремнями. Нижные слои известняков содержат обломки вулканического стекла, полевых шпатов, тяжелых минералов, цеолитов и глауконита, количество которых уменьшается вверх по разрезу. Мощность 80 м.

В базальных слоях толщи (керн 30А) в шлифах встречены. Hedbergella infracretacea и другие виды примитивных хедбергелл, которые, по мне-
нию Т. Саито, вероятно, датируют их аптом. Наннопланктон также, возможно, указывает на этот возраст. Выше определены Hedbergella delrioensis, Globigerinelloides caseyi, Rotalipora appenninica, R. evoluta, Planomalina buxtorfi, характерные для альбских (керны 27А-29А) и нижнесеноманских (керн 26А) отложений. Наннопланктон, встреченный в кернах 27А, 28А, позволяет коррелировать их с альбской зоной Eiffellithus turriseiffeli.

Выше (керны 19А-25А) залегает толща мощностью 94 м, сложенная ритмично переслаивающимися темно-серыми и красновато-коричневыми витрокластическими аргиллитами и алевролитами, розовато-белым и светло-серым фораминиферо-наннопланктонным писчим мелом, вниз по разрезу переходящим в известняки (иногда окремненные), и темнокрасными до коричневых кремнями. В базальных известняках обычны марганцевые дендриты. В определениях возраста этих отложений существуют некоторые противоречия. На борту судна Т. Саито в кернах 23А и 24А определил планктонные фораминиферы среднего сеномана (Rotaliрога evoluta, R. greenhornensis, R. reicheli) и раннего турона (Praeglobotruncana stephani, Helvetoglobotruncana helvetica). Однако при лабораторном изучении на берегу в обр. 288А-20-1,133-135 см были идентифицирова-HIJ Praeglobotruncana stephani, P. turbinata, Rotalipora appenninica, R. cushmani, R. greenhornensis, которые однозначно свидетельствуют о позднесеноманском возрасте (зона Rotalipora cushmani) [Michael, 1975]. По наннопланктону эти отложения датируются альбом-туроном [Bukry, 1975b; Shafik, 1975]. Основываясь на данных лабораторного изучения, мы считаем отложения данной толщи средне-позднесеноманскими.

Породы, обогащенные витрокластическим материалом, вверх по разрезу сменяются (керны 17, 18) пачкой чередующихся писчего мела и красновато-коричневых кремней, иногда тонкослоистых. Отложения лишены вулканогенного материала. Мощность 39 м. Встреченные в основании керна 18 планктонные фораминиферы Dicarinella imbricata и Marginotruncana renzi указывают на раннеконьякский возраст.

Выше по разрезу залегает пачка (керны 15, 16) аналогичных переслаивающихся наннопланктонного мела и кремней, но с заметной примесью витрокластического материала. Мощность 38 м. Присутствие в керне 15 Dicarinella imbricata и Marginotruncana pseudolinneiana позволяет коррелировать отложения с верхней частью коньякского яруса. Датировки по наннопланктону, встреченному в отложениях этих двух пачек, не противоречат их коньякскому возрасту.

Разрез мела в скв. 288 венчается мощной толщей (керны 9А-14А) наннопланктонного и фораминиферово-наннопланктонного писчего мела с прослоями кремней. Базальные слои содержат вулканогенный материал. Мощность около 200 м.

Нижние слои этой толщи (керны 13, 14) по наннопланктону отнесены к сантонскому ярусу [Bukry, 1975b; Shafik, 1975]. Т. Саито на борту судна в обр. 288А-14 СС определил планктонные фораминиферы Globotruncana angusticarinata, G. lapparenti, G. pseudolinneiana, на основании которых он датировал вмещающие отложения ранним сантоном. По нашему мнению, совместное нахождение двух последних видов, учитывая их стратиграфическое распространение, скорее всего, свидетельствует о позднесантонском возрасте. В верхней части керна 14 (обр. 288А-14-1,126– 128 см) встречены Globotruncana lapparenti, G. arca, G. cf. hilli, Praeglobotruncana sp., Heterohelix striata, H. sp. [Michael, 1975], которые, по заключению этого автора, дают возможность коррелировать слои с раннемаастрихтской подзоной Rugotruncana subcircumnodifer. Однако анализ стратиграфического распространения этих видов показывает ошибочность подобного возрастного определения, так как большинство из них появляются в верхней части сантонского яруса и существуют на протяжении кампанского и маастрихтского веков. В то же время известно [Caron, 1985], что представители рода Praeglobotruncana заканчивают свое существование в конце туронского века. По наннопланктону эти слои относятся к сантону [Bukry, 1975b; Shafik, 1975].

В вышележащих отложениях (керны 9А-12А) устанавливается практически вся последовательность наннопланктонных зон кампана-маастрихта, за исключением среднекампанской зоны Broinsonia parca, которой отвечает, вероятно, стратиграфический перерыв [Andrews, Packham et al., 1975]. В кровле толщи (керн 9 и самая верхняя часть керна 10) присутствует довольно разнообразная ассоциация планктонных фораминифер с доминирующими видами Globotruncana arca, Globotruncanita stuarti, G. stuartiformis, Rosita contusa, Pseudotextularia elegans, Pseudoguembelina costulata, P. excolata, Heterohelix striata. Эта ассоциация позволяет сопоставлять вмещающие отложения, скорее всего, со среднемаастрихтской зоной Gansserina gansseri.

Взаимоотношение маастрихтских и вышележащих нижнепалеоценовых отложений неизвестно, так как они разделены приблизительно 30метровым неопробованным интервалом.

Скв. 289, пробуренная в северной части плато на глубине 2206 м, вскрыла меловые отложения (керны 122–132), залегающие на базальтах фундамента [Andrews, Packham et al., 1975]. Они имеют сильно редуцированную мощность (около 110 м) из-за наличия в разрезе крупного стратиграфического перерыва, охватывающего альб-сантонский интервал, и представлены главным образом биогенными кремнисто-карбонатными и в подчиненном объеме вулканогенно-осадочными породами (см. рис. 9). В связи с незначительным выходом керна, плохой сохранностью и обедненностью состава содержащихся в этих отложениях планктонных фораминифер и наннопланктона при отсутствии радиолярий их датировка и расчленение не всегда проводятся достаточно уверенно.

В основании разреза меловых отложений на довольно свежих толеитовых базальтах фундамента залегает пачка (керны 131, 132) пестроцветных известняков с прослоями серовато-коричневых туфов и конкрециями красновато-коричневых и почти черных кремней. Известняки наннопланктонные, в разной степени обогащенные микритом и витрокластическим материалом с примесью спикул губок, полевого шпата и тяжелых минералов. Туфы, образующие прослои от 10 до 80 см, состоят главным образом из свежих вулканических стекол, полевого шпата, пальгорскита, монтмориллонита, кварца, слюды и тяжелых минералов [ Zemmels 72 et al., 1975]. В прослое туфов кровли пачки отмечены следы интенсивной биотурбации.

Отложения этой пачки охарактеризованы фауной планктонных фораминифер. Т. Саито, изучавший их состав на борту судна, но, к сожалению, не приведший списка видов, датирует вмещающие слои аптом (ассоциация с Hedbergella trocoidea). Наннопланктон, по заключению С. Шафика [Shafik, 1975], также свидетельствует об их аптском возрасте.

Пачка карбонатных и вулканногенно-осадочных пород вверх по разрезу (керны 122–131) сменяется толщей белых наннопланктонных известняков, иногда переходящих в писчий мел, с конкрециями серых и красных кремней. Некоторые прослои известняков обогащены радиоляриями. По всему разрезу толщи наблюдаются следы интенсивной биотурбации. Мощность 80 м.

В нижних слоях толщи (керны 130, 131) встречены только наннофоссилии, дающие возможность коррелировать их с ранне и среднекампанскими зонами Eiffellithus angustus и Broinsonia parca [Shafik, 1975]. Выше, в керне 129, встречены плохой сохранности планктонные фораминиферы Globotruncana arca, Globigerinelloides volutus, Pseudoguembelina excolata, P. costulata, Heterohelix striata, которые свидетельстуют о позднекампанском-раннемаастрихтском возрасте отложений [Michael, 1975]. Ассоциация наннопланктона в кернах 127-129 также позволяет коррелировать их с позднекампанской-раннемаастрихтской зоной Tetralithus trifidus [Bukry, 1975b; Shafik, 1975].

Отложения верхней части толщи (керны 122–128) охарактеризованы более разнообразной ассоциацией планктонных фораминифер. Здесь определены Globotruncana arca, Globotruncanita stuarti, G. stuartiformis, Rosita contusa, Pseudoguembelina excolata, P. cf. palpebra, Pseudotextularia cf. elegans, Heterohelix striata [Michael, 1975]. Такой состав ассоциации дает возможность сопоставлять отложения с верхней частью маастрихтского яруса (скорее всего, с зоной Gansserina gansseri). Отсутствие в ней вида Abathomphalus mayaroensis не позволяет однозначно говорить о наличии здесь отложений самой верхней части маастрихта, хотя по наннопланктону в основании керна 12 установлена позднемаастрихтская зона Micula mura [Shafik, 1975].

Меловые отложения в этой части плато Онтонг-Джава перекрываются карбонатными осадками палеоцена, скорее всего, со стратиграфическим несогласием, при этом перерыв охватывает, вероятно, самый конец маастрихта и первую половину дания.

Сравнение разрезов 288 и 289 показывает, что осадконакопление в районах их расположения на протяжении апта-маастрихта происходило выше уровня карбонатной компенсации. В середине позднего мела и на рубеже мела и палеогена плато подвергалось интенсивной эрозии. При этом интенсивность ее в позднемеловое время была, вероятно, выше в районе скв. 289, где уничтожены альб-сантонские осадки, в то время как в скв. 288 отмечаются два кратковременных стратиграфических перерыва – на рубеже сеномана и турона и на рубеже сантона и кампана. И в той и в другой скважине в аптском интервале присутствует вулканогенный материал.

### ВПАДИНА НАУРУ

Впадина Науру расположена в экваториальной части Тихого океана и представляет собой относительно небольшую изолированную глубоководную котловину с глубинами более 5000 м, ограниченную на севере поднятием Маршалловых островов, на юге и западе хребтом Капингамаранги с плато Онтонг-Джава и на востоке системой островов Гилберта (см. рис. 3). Она расположена в области "спокойного" магнитного поля на коре позднеюрского возраста.

В пределах впадины пробурена лишь одна скважина (462), которая вскрыла разрез меловых отложений общей мощностью около 640 м (рис. 10).

Нижняя, бо́льшая по мощности (около 500 м) часть толщи сложена преимущественно потоками и силлами базальтов и диабазов с маломощными прослоями черных и зеленовато-черных аргиллитов и алевролитов, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Осадочные прослои сложены главным образом продуктами выветривания вулканического стекла и обогащены цеолитами, железом и марганцем. В средней части толщи в них встречены радиолярии Dictyomitra lacrimula, Eucyrtis tenuis, Hemicryptocapsa cf. capita, Mirifusus mediodilatatus, Thanarla elegantissima, T. aff. conica, Emiluvia sp., Staurosphaera sedecimporata и другие, которые, по мнению П. Де Вевера [De Wever, 1981], свидетельствуют, вероятно, о барремском возрасте отложений (зона Eucyrtis tenuis).

Позднее А. Шааф [Schaaf, 1986], основываясь на определениях П. Де Вевера, произвел переоценку этой возрастной датировки. По его заключению, в интервале 462А-80-1, 16-17 см присутствуют виды Pantanellium lanceola, Acaeniotyle umbilicata, Pseudodictyomitra leptocanica. Данная ассоциация радиолярий указывает на раннеготеривский возраст отложений (зона Cecpors septemporatus). В то же время в интервале 462А-46-1, 1-3 см А. Шааф определил Emiluvia pessagnoi, Е. chica, Е. sedecimporata, доказывающие позднетитон-берриасовый возраст комплекса. Его более высокое залегание он объяснил переотложением.

Несколько выше по разрезу в одном из осадочных прослоев встречена обедненная и плохой сохранности ассоциация наннопланктона, включающая нижнемеловые виды Parhabdolithus asper, P. embergeri, Watznaueria barnesae, Cruciellipsis chiastia, Lithastrinus floralis, Ricinilithus irregularis, Manivitella pemmatoidea, Cretarhabdus surirellus. Совместное нахождение L. floralis и C. chiastia при отсутствии типичных альбских видов указывает на позднеаптский-раннеальбский возраст отложений [Thierstein, Manivit, 1981].

В этом же прослое (керн 462А-40) встречены обугленные растительные остатки наземного происхождения. Содержание Copr достигает 0,2 % [Jenkyns, Schlanger, 1981].

Выше следует толща мощностью около 40 м, сложенная преимущественно тонкослоистыми коричневато-красными цеолитовыми аргиллитами с редкими прослоями наннопланктонных мергелей и вулканокластических песчаников и алевролитов. Цеолитовые аргиллиты также, вероятно, представляют собой продукт разложения тонкозернистого вулРис. 10. Состав и расчленение верхнемезозойских отложений впадины Науру (скв. 462)

Условные обозначения см. на рис. 4

канического материала, перемещенного на небольшое расстояние. В нижней части толщи отмечены прослои таких же цеолитовых аргиллитов, но темно-коричневого и черного цвета. Содержание органического углерода в них не превышает 0,11%, и темной окраской они обязаны обогащенности гидроокислами железа и марганца.

Большая часть разреза этих отложений лишена планктонных фораминифер и содержит их бентосные виды. В составе бентосных фораминифер отчетливо различаются пве ассоциации - автохтонная и аллохтонная. Автохтонная ассоциация прелставлена видами родов Hyperammina, Haplophragmoides, Praecystammina, Paratrochamminoides, Glomospira, Ammodiscus и других, которые свидетельствуют об абиссальных (5000-6000 м) глубинах осадконакопления. Аллохлонная ассоциация состоит из батиальных представителей родов Praebullimina, Gavelinella, Gyroidinoides, Stilostomella, Allomorphina, Ellipsonodosaria, Pleurostomella и пругих, которые, по заключению И. Премоли-Силвы и У. Слайтера [Premoli Silva, Sliter, 1981], были перемещены с глубин менее 2500 м.

Позднеальбский-сеноманский возраст отложений нижней части толщи определен на основании находок в них наннопланктонных видов Cruciel-

lipsis chiastia, C. signum, Eiffellithus turriseiffeli, Cylindralithus Litharaphidites alatus [Thierstein, Manivit, 1981].

В средней части толщи встречена обедненная ассоциация планктонных фораминифер, которая включает Hedbergella flandrini, H. planispira, Globigerinelloides caseyi, Marginotruncana pseudolinneiana, M. renzi, M. cf. marginata, Archaeoglobigerina bosquensis, A. blowi, Dicarinella canaliculata, a также переотложенные виды Rotalipora greenhornensis, Dicarinella algeriana, Praeglobotruncana aumalensis, Globigerinelloides cepedai [Premoli Silva, Sliter, 1981]. Эта ассоциация датирует отложения поздним коньяком – ранним сантоном (зона Dicarinella concavata). Наннопланктонные виды Lithastrinus floralis, Microrhabdulus decoratus и Micula staurophora, по заключению Х. Тирштайна и Х. Манивита[ Thierstein, Manivit, 1981], свидетельствуют о турон-сантонском возрасте вмещающих отложений.

Самые верхние слои толщи имеют более надежную палеонтологическую характеристику. Ассоциация планктонных фораминифер здесь насчитывает около 15 видов, среди которых наиболее часты Hedbergella planispira, H. holmdelensis, Globigerinelloides asper, G. alvarezi, Schackoina



cenomana, Sch. multispinata, Heterohelix striata, H. globulosa, H. pulchra, Globotruncanita elevata [Premoli Silva, Sliter, 1981]. Состав фораминифер позволяет однозначно коррелировать эти слои с раннекампанской зоной Globotruncanita elevata (нижняя часть).

Ассоциация наннопланктона также свидетельствует о раннекампанском возрасте отложений – зона Broinsonia parca [Thierstein, Manivit, 1981]. Радиолярии дают возможность определять их возраст в рамках сенона [De Wever, 1981].

Цеолитовые аргиллиты вверх по разрезу сменяются толщей (мощность около 20 м) переслаивающихся светлых известняков, мергелей и пестроцветных известковистых и цеолитовых аргиллитов.

В карбонатных прослоях присутствуют довольно разнообразные планктонные фораминиферы. Их ассоциация включает Hedbergella monmouthensis, H. holmdelensis, Globigerinelloides asper, G. alvarezi, Schackoina cenomana, Sch. multispinata, Globotruncana arca, G. lapparenti, G. bulloides, Rosita fornicata, Globotruncanita stuartiformis, G. elevata, G. subspinosa, Heterohelix globulosa, H. striata, H. glabrans, H. punctulata, Pseudoguembelina costulata, Pseudotextularia elegans и др. [Premoli Silva, Sliter, 1981] и дает возможность сопоставлять отложения с кампанскими зонами Globotruncanita elevata (верхняя часть) и Globotruncanita subspinosa шкалы Дж. Ван-Хинте [Van Hinte, 1976]. Граница между ними проводится по первому появлению зонального вида G. subspinosa. Последняя зона по объему приблизительно совпадает с зоной Globotruncana ventricosa зональной схемы М. Карон [Caron, 1985], нижняя граница которой расположена несколько ниже границы зоны Globotruncanita subspinosa и фиксируется первым появлением G, ventricosa. Последний вид в данном районе обнаружен лишь на одном уровне в вышележащих отложениях зоны Globotruncanita calcarata.

Разнообразный наннопланктон также позволяет проводить расчленение этих отложений на зональной основе. Снизу вверх здесь установлены в полном объеме зоны Tetralithus aculeus и Tetralithus gothicus и самая нижняя часть зоны Tetralithus trifidus [Thierstein, Manivit, 1981].

Радиолярии, как и в подстилающих отложениях, редки и имеют плохую сохранность, позволяя определить возраст слоев лишь в рамках сенонского (коньяк-маастрихт) интервала [De Wever, 1981].

Автохтонная и аллохтонная ассоциации бентосных фораминифер состоят из тех же видов, что и в более древних отложениях, т.е. абиссальных агглютинированных (первая из них) и батиальных преимущественно секреционных (вторая [Premoli Silva, Sliter, 1981]).

Разрез мела во впадине Науру венчается толщей мощностью около 60 м, сложенной преимущественно чередующимися вулканокластическими алевролитами, песчаниками и конгломератами с горизонтальной, реже косой слоистостью. По всему разрезу присутствуют прослои и горизонты наннопланктонных известняков, количество которых увеличивается по направлению к кровле, где среди них появляются кремни.

Отложения этой толщи охарактеризованы разнообразной ассоциацией планктонных фораминифер, в составе которой наряду с большинством

видов, встреченных в подстилающих кампанских слоях, присутствуют также Archaeoglobigerina cretacea, Globotruncana aegyptiaca, G. linneiana, G. plummerae, G. rosetta, G. ventricosa, Globotruncanita calcarata, G. conica, Gansserina gansseri, Rugotruncana subpenneyi, R. subcircumnodifer, Rugoglobigerina rugosa, R. rotundata, Guembelitria cretacea, Planoglobulina acervulinoides, Pseudoguembelina excolata [Premoli Silva, Sliter, 1981].

Такой состав планктонных фораминифер позволяет проводить расчленение отложений на зональной основе. Здесь снизу вверх установлены зона Globotruncanita calcarata (поздний кампан), интервал зон Globotruncanella havanensis – Globotruncana aegyptiaca (ранний маастрихт), Gansserina gansseri (средняя часть маастрихта). Самая верхняя часть маастрихтских отложений (зона Abathomphalus mayaroensis) отсутствует. По наннопланктону также установлено только наличие позднекампанской – раннекампанской зоны Tetralithus trifidus и среднемаастрихтской зоны Arkhangelskiella cymbiformis [Thierstein, Manivit, 1981]. Редкие радиолярии в нижней части толщи (Dictyomitra torquata, D. duodecimocostata, D. lilyae, D. aff. koslovae, Alievium gallowayi?) позволяют определить возраст отложений лишь как позднемеловой (сенонский) [De Wever, 1981].

Характерной чертой отложений этой толщи является присутствие в них в большом количестве переотложенных раковин крупных фораминифер, среди которых в позднем кампане (зона Globotruncanita calcarata) преобладают Pseudoorbitoides israelskyi, Sulcoperculina vermunti и Vanghaninà cubensis, V. jordanae, а в среднем маастрихте (зона Gansserina gansseri) часты Lepidorbitoides bisambergensis, L. minor, L. socialis, Orbitocyclina minima, Asterorbis havanensis, A. rooki [Premoli Silva, Brusa, 1981]. Эти виды фораминифер, характерные для рифовых сообществ, были перемещены турбидными потоками с прилегающих поднятий. По возрасту они синхронны автохтонным ассоциациям планктонных фораминифер, содержащихся в кампан-маастрихтских отложениях впадины Науру, что свидетельствует об интенсивном формировании в это время островных вулканических поднятий в близлежащих районах. На это же указывает и обогащенность осадков позднего кампана и раннего-среднего маастрихта вулканогенным материалом. Вместе с фораминиферами в подчиненном количестве присутствуют также и другие рифовые организмы (рудисты, иглокожие, мшанки, красные водоросли и др.).

Отложения среднего маастрихта со стратиграфическим несогласием перекрыты осадками раннего палеоцена (наннопланктонные зоны Chiasmolithus danicus и Ellipsolithus macellus). Таким образом, перерыв на границе мела и палеогена во впадине Науру охватывает поздний маастрихт и, возможно, бо́льшую часть дания.

# центрально-тихоокеанская котловина

Центрально-Тихоокеанская котловина расположена в западной экваториальной части океана (см. рис.3). Морфологически она представляет собой обширную равнину с преобладающими глубинами более 5000 м и ограниченную со всех сторон крупными подводными поднятиями. На се вере это Центрально-Тихоокеанские горы, на западе – система поднятия Маршалловых островов и хребта Гилберт, на востоке – хребет Лайн и на юге – плато Манихики. Максимальные глубины (около 6000 м) приурочены к северо-западной части котловины. Поверхность дна характеризуется сложным рельефом. На фоне полого всхолмленной равнины здесь нередки узкие желоба с глубинами более 6000 м и изолированные подводные конические горы, вершины которых поднимаются до глубин 1000–2000 м. Некоторые из них достигают уровня моря и увенчаны коралловыми рифами. Количество подводных гор увеличивается по периферии котловины при приближении к обрамляющим ее крупным подводным поднятиям. В центральной части котловины находится наиболее крупная в ее пределах положительная структура – поднятие Магеллана, возвышающееся над окружающей равниной приблизительно на 2500 м.

По данным геофизических исследований и глубоководного бурения, дно котловины подстилается океанической корой юрского возраста в ее северо-западной части, между поднятиями Центрально-Тихоокеанских гор и Маршалловых островов, и раннемелового возраста на остальной акватории.

Верхнемезозойские отложения в пределах котловины пробурены четырьмя скважинами (66, 166, 169, 170). Все они вскрыли сокращенные по мощности разрезы, сложенные преимущественно глубоководными фациями. Кроме того, верхнемезозойские отложения вскрыты на поднятии Магеллана (скв. 167) и в восточной части котловины, у подножия хребта Лайн (скв. 165), где они имеют совершенно другие типы разрезов, характеристика которых дается при описании этих структур.

Наиболее древние осадочные образования в пределах котловины вскрыты скв. 166, пробуренной на глубине 4962 м в ее центральной части, к югу от поднятия Магеллана [Winterer, Ewing et al., 1973]. На глубине 307 м ниже дна океана скважина достигла фундамента, сложенного потоками мелкокристаллических неминдалекаменных базальтов, по химическому составу являющихся базальтами срединно-океанического хребта [Bass et al., 1973]. Глубоководный характер отложений обусловливает их плохую палеонтологическую характеристику, что в сочетании с плохим выходом керна приводит к большим трудностям при определении возраста и расчленении.

Разрез верхнего мезозоя мощностью около 110 м здесь начинается толщей темно-коричневых наннопланктонных мергелистых глин, обогащенных окислами железа и марганца, с цеолитсодержащими прослоями измененного пеплового материала. Из этого интервала бурением подняты также обломки брекчированных порцелланитов. Мощность около 30 м. Наннопланктон, встреченный в отложениях этой толщи, имеет следы растворения и перекристаллизации и, скорее всего, свидетельствует об их позднеготеривском-раннеаптском возрасте [Roth, 1973]. Неокомский возраст этих слоев определен также по бентосным фораминиферам, среди которых наиболее характерны Dorothia praeoxycona, D. ouachensis, D. hauteriviana, Astacolus calliopsis, Lenticulina subangulata, L. cf. kugleri, Lingulina praelonga, Gavelinella barremiana [Douglas, 1973а].

Карбонатные отложения вверх по разрезу сменяются толщей пересла-

ивающихся вулканокластических голубовато- и зеленовато-серых тонкозернистых песчаников, алевролитов и глин, обогащенных цеолитами, с прослоями сильно измененного вулканического пепла (возможно, гиалокластита). Базальные слои часто имеют градационную слоистость. В средней части толши преобладают коричневатые пелагические тонкослоистые глины и алевролиты: с цеолитами и пепловым материалом, количество которого в разных слоях подвержено значительным вариациям. Отдельные прослои обогащены железомарганцевыми микроконкрециями. Мощность около 60 м.

Эти отложения, как правило, абсолютно бескарбонатные [Воde, 1973], что свидетельствует об их накоплении ниже уровня карбонатной компенсации, и по этой причине полностью лишены ископаемых организмов с известковым скелетом. Лишь в кровле толщи в одном из образцов (166-20 CC) встречены единичные плохой сохранности раковины планктонных фораминифер, определенные Р. Дугласом [Douglas, 1973 b] как альб-сеноманские Hedbergella planispira, H. sp., Globigerinelloides sp. Плохой сохраности, но несколько более часто встречающиеся радиолярии (Dictyomitra formosa, D. margarita, D. veneta, D. macrocephala, D. sagitafera, Sethamphora pulchra) указывают на позднеальбский-сеноманский возраст этих отложений [Moore, 1973].

Выше залегает пачка коричневых тонкослоистых пелагических глин и алевролитов с примесью цеолитов и обломками порцелланитов, которые, возможно, слагают маломощные прослои. Мощность около 20 м.

Эти отложения практически лишены каких-либо органических остатков, за исключением находки в базальных слоях неопределимых до вида радиолярий родов Dictyomitra и Amphipyndax [Moore, 1973]. По мнению этого автора, их возраст, возможно, меловой.

Пелагические глины перекрыты радиоляриевыми илами среднезоценового возраста. Взаимоотношение меловых и кайнозойских отложений в данной скважине остается неясным, однако, учитывая, что пачка глин мощностью около 20 м отвечает временному интервалу продолжительностью более 40 млн лет, т.е. что расчетная скорость осадконакопления составляет приблизительно 0,5 мм/1000 лет, необходимо признать наличие здесь крупного стратиграфического перерыва.

Аналогичная по составу и, вероятно, по возрасту толща коричневатых пелагических глин вскрыта скв. 66 (глубина 5293 м) в восточной части котловины. Здесь они залегают непосредственно на базальтах фундамента и в нижних слоях обогащены измененными гиалокластитами и окислами железа и марганца, а в верхней части разреза содержат прослои (?) порцелланитов. Глины, так же как и в скв. 166, лишены органических остатков, и только в базальных слоях пачки встречены плохой сохранности толстостенные и, по всей вероятности, относительно холодноводные радиолярии, которые позволяют датировать их, возможно, сеноманом-туроном [Foreman, 1971]. Вскрытая мощность пелагических глин здесь составляет около 40 м. Выше, после приблизительно 25-метрового неопробованного интервала, залегают уплотненные радиоляриевые илы позднеолигоценового-раннемиоценового возраста. Средняя расчет-



Рис. 11. Состав, расчленение и корреляция верхнемезозойских отложений Центрально-Тихоокеанской котловины

Условные обозначения см. на рис. 4

ная скорость осадконакопления для позднемелового-палеогенового интервала должна составлять, таким образом, около 0,7-0,8 мм/1000 лет, т.е. меньше минимальных для океана скоростей аккумуляции осадков, и, так же как в скв. 166, здесь приходится допускать существование стратиграфического перерыва внутри этого возрастного интервала.

200<sup>сн</sup> Относительно более полные и лучше охарактеризованные палеонтологические разрезы меловых отложений вскрыты в скв. 169 (глубина 5407 м) и 170 (глубина 5792 м) в северо-западной части котловины [Winterer, Ewing et al., 1973]. Характер и состав осадочных разрезов здесь также несколько отличается от того, что наблюдалось в скв. 66 и 166 (рис. 11).

Меловые (альб-маастрихтские) отложения со значительной примесью практически по всему разрезу карбонатного материала (содержание CaCO<sub>3</sub> нередко достигает 70-80%) пробурены скв. 170, которая на глубине 192 м вошла в сильно измененные базальты, по составу промежуточные между толеитами океанических островов и щелочными базальтами и интерпретируемые как силл внутри осадочного чехла [Bass et al., 1973]. Таким образом, настоящий фундамент здесь не достигнут. По оценкам Дж. Уинтерера [Winterer, 1973], между силлом и истинной океанической корой залегает осадочная толща мощностью, вероятно, не менее 150 м.

Непосредственно выше базальтового силла залегает небольшая по мощности (около 10 м) пачка переслаивающихся коричневых и голубовато-серых цеолитовых алевролитов и витрокластических туфов. Количество туфового материала уменьшается вверх по разрезу. В основании пачки присутствует прослой розоватого наннопланктонного писчего мела. Довольно разнообразная ассоциация наннопланктона, содержащаяся по всему разрезу этих отложений, дает возможность коррелировать их с позднеальбской зоной Eiffellithus turriseiffeli [Roth, 1973]. Аналогичный возраст определен также по радиоляриям, ассоциация которых включает Dictyomitra formosa, D. cf. torquata, D. sagitafera, D. macrocephala, Cryptamphorella conara, Stichomitra rüsti, Artostrobium tina, Sethamphora pulchra, Spongosaturnalis polymorphus, Cyrtocapsa grutterinki [Moore, 1973].

Выше залегает толща светлого наннопланктонного писчего мела с кремнями темно-красного и коричневого цвета. Мощность около 30 м. По встреченным в нижней части планктонным фораминиферам Rotalipora appenninica, R. evoluta, Praeglobotruncana delrioensis, R. bronnimanni, Heterohelix washitaensis, Hedbergella sp. отложения датируются ранним сеноманом [Douglas, 1973b]. Наннопланктон также указывает на их принадлежность к раннесеноманской зоне Lithraphidites alatus [Roth, 1973]. Плохой сохранности радиолярии определяют возраст этих слоев в рамках сеномана [Moore, 1973].

В отсутствие планктонных фораминифер возраст осадков верхней части толщи по наннопланктону и радиоляриям определен как туронский.

Писчий мел вверх по разрезу сменяется 30-метровой толщей коричневатых и зеленоватых цеолитовых глин и алевролитов в нижней части с примесью пеплового материала и обломками измененных базальтов. Редкие и плохой сохранности наннопланктон и радиолярии позволяют определять возраст лишь в рамках коньяк-сантонского интервала.

Завершается опробованная при бурении часть мелового разреза толщей (мощность около 50-60 м) переслаивания розовато-белого писчего мела с цеолитами, известняков и бурых цеолитовых глин с незначительной примесью биогенного карбонатного материала.

Нижняя часть этих отложений охарактеризована ассоциацией планктонных фораминифер, состоящей из Globotruncana arca, G. bulloides, Rosita fornicata, Pseudoguembelina costulata, Heterohelix pulchra и ряда других неопределимых видов. Состав фораминифер указывает на кампанский возраст вмещающих слоев [Douglas, 1973b]. По радиоляриям возраст также определяется в рамках кампана [Moore, 1973]. По наннопланктону здесь уверенно устанавливаются ранне-среднекампанская зона Eiffellithus eximius и нижняя часть познекампанской-раннемаастрихтской зоны Tetralithus trifidus [Roth, 1973].

Выше по разрезу после неопробованного 60-метрового интервала пробурены коричневые пелагические цеолитовые глины позднеолигоценового-раннемиоценового возраста. Состав осадков в неопробованном интервале неизвестен, но, судя по скорости проходки, он соответствует толще плотных глин в верхней 20-метровой части с кремнями. Возраст отложений всего этого интервала на основании находки в его самой нижней части планктонных фораминифер Globotruncana arca, G. aegyptiaca, Globotruncanita stuartiformis, Rosita contusa, Rugotruncana subcircumnodifer, Rugoglobigerina scotti [Douglas, 1973b] и наннопланктона зоны Tetralithus trifidus [Roth, 1973] определяется как маастрихтский.

Таким образом, если считать возраст отложений всего неопробованного интервала маастрихтским, то необходимо допускать наличие между ними и вскрытыми выше верхнеолигоценовыми-нижнемиоценовыми осадками крупного стратиграфического перерыва, охватывающего практически весь палеоген. По нашему мнению, внутри неопробованного интервала должны присутствовать палеогеновые отложения (или какаято их часть), так как в противном случае необходимо допустить, что скорость накопления пелагических глин в маастрихтское время была около 1 см в 1000 лет, что маловероятно. На наличие здесь палеогеновых отложений косвенно может указывать присутствие (судя по уменьшению скорости проходки скважины) горизонтов кремней в верхней части неопробованного интервала, которые, по мнению участников 17-го рейса б/с "Гломар Челенджер" [Winterer, Ewing et al., 1973], отвечают первому сильному сейсмическому рефлектору. Повсеместно в данном регионе этот отражающий горизонт совпадает с эоценовыми кремнистыми породами. В то же время полностью исключить наличие здесь стратиграфического перерыва между меловыми и палеогеновыми осадками, по-видимому, нельзя, но продолжительность его должна быть меньше, чем это допускали Р. Дуглас и Т. Myp [Douglas, Moore, 1973].

Хотя скв. 169 пробурена в этом же районе относительно недалеко (приблизительно 500 км) от скв. 170 и на близких глубинах, разрез меловых отложений здесь отличается в целом большей "глубоководностью", выражающейся в преобладании в нем бескарбонатных фаций. Плохой палеонтологический контроль в сочетании с редким опробованием и низким выходом керна допускает датировки и расчленение отложений с большей долей условности.

Так же как и предыдущая скважина, она вошла в базальты, которые встречены здесь на глубине около 230 м ниже дна. Природа этих базальтов не совсем ясна. Они имеют подушечное строение и по химическому составу являются типичными толеитовыми базальтами срединно-океанического хребта [Bass et al., 1973]. Судя по тому, что пробуренные скв. 169 базальты перекрыты верхнеальбскими отложениями, они имеют, вероятно, альбский возраст, т.е. синхронны базальтам в скв. 170, которые имеют более щелочной состав и интерпретируются как силл. На расшифрованной сейсмопрофилограмме [Winterer, Ewing et al., 1973, р. 251] видно, что отражающая граница, соответствующая базальтовому потоку в скв. 169, имеет пологий рельеф и слегка наклонена в сторону от Маршалловых островов. Здесь же видно, что ниже этого рефлектора намечается еще одна отражающая граница. Таким образом, вероятно, правомочно допущение, что вскрытые в забое скв. 169 базальты представляют собой пластовое тело внутри осадочного разреза и не являются настоящим океаническим фундаментом.

Осадочный разрез здесь начинается маломощной (менее 10 м) пачкой бурых цеолитовых глин с темно-коричневыми кремнями (см. рис. 11). Обедненные ассоциации наннопланктона и радиолярий позволяют датировать эти отложения поздним альбом [Roth, 1973; Moore, 1973].

Выше следует плохо опробованная толща мощностью около 30 м, сложенная преимущественно розовато-белым и голубовато-серым наннопланктонным писчим мелом с красновато-коричневыми кремнями. Возраст этих отложений по наннопланктону сеноман-туронский [Roth, 1973]. В нижних слоях толщи встречены также раннесеноманские ассоциации планктонных фораминифер – Rotalipora appenninica, R. evoluta, Planomalina buxtorfi, Praeglobotruncana delrioensis, Hedbergella trocoidea, H. planispira, H. cf. brittonensis [Douglas, 1973b] и радиолярий – Dyctyomitra formosa, D. veneta, D. sagitafera, D. margarita, D. malleola, Sethamphora pulchra, Spongosaturnalis polymorphus, Pseudoaulophacus putahensis [Moore, 1973].

Писчий мел вверх по разрезу сменяется толщей коричневых, иногда почти черных плотных глин и алевролитов, часто с примесью цеолитов и с кремнями в верхней части. Вскрытая мощность этих отложений составляет около 100 м Нижняя часть толщи (около 50 м) лишена органических остатков. Судя по стратиграфическому положению между сеноман-туронскими подстилающими и кампанскими перекрывающими отложениями, их возраст, скорее всего, коньяк-сантонский. Подтверждением этому могут служить единичные находки радиолярий Alievium superbum в кернах 3 и 4. В нижней части толщи присутствует силл массивных диабазов мощностью 8 м. К-Ar возраст диабазов в кровле силла 56 ± 2 млн лет [Bass et al., 1973]. Характер контакта с вмещающими глинами неизвестен.

В строении разреза верхней части толщи глин, судя по обедненным наннопланктону и радиоляриям [Roth, 1973; Moore, 1973], принимают участие, вероятно, в полном объеме кампанские и нижне-среднемаастрихтские отложения. 90-метровый интервал выше толщи глин не опробовался, поэтому взаимоотношение меловых и кайнозойских осадков в скв. 169 неизвестно.

Верхнемезозойские отложения Центрально-Тихоокеанской впадины в литологическом отношении близки к одновозрастным осадкам в других крупных абиссальных котловинах Тихого океана. Главное отличие состоит в заметной по объему примеси вулканогенного материала, что свидетельствует об интенсивной вулканической деятельности и на поднятиях, обрамляющих впадину, в меловое время.

### ПОДНЯТИЕ МАГЕЛЛАНА

Поднятие Магеллана представляет собой слегка вытянутую с югозапада на северо-восток структуру в центральной части обширной Центрально-Тихоокеанской впадины. Оно имеет длину около 400 км при ширине около 250 км и возвышается над прилегающей абиссальной равниной приблизительно на 2500 м.

По данным непрерывного сейсмического профилирования фундамент поднятия характеризуется сильно расчлененным рельефом, образованным серией узких параллельных хребтов с относительным превышением около 700 м и вытянутых по его простиранию. Фундамент повсеместно перекрыт осадочным чехлом мощностью более 1 км.

В пределах поднятия Магеллана пробурена одна скв. 167, заложенная в его центральной вершинной части на глубине 3176 м [Winterer, Ewing et al., 1973]. Она достигла акустического фундамента, сложенного сильно измененными, местами брекчированными базальтами. По своему химическому составу они более щелочные, чем базальты срединно-океанических хребтов, и, вероятно, не являются настоящим базальтовым фундаментом, образовавшимся в спрединговом центре, а представляют собой силл среди осадочных образований [Bass et al., 1973].

Скважина вскрыла мощный разрез верхнемезозойских (верхнеюрских-меловых) отложений общей мощностью около 500 м, сложенный преимущественно карбонатными породами (рис. 12).

Нижняя, бо́льшая часть разреза охарактеризована довольно богатым в видовом отношении наннопланктоном, который позволяет расчленять отложения на зональной основе [Bukry, 1973; Roth, 1973], и радиоляриями, дающими возможность производить возрастные датировки в рам-



Рис. 12. Состав и расчленение верхнемезозойских отложений поднятия Магеллана (скв. 167) по планктонным фораминиферам и радиоляриям

Условные обозначения см. на рис. 4

ках ярусов [Moore, 1973]. Планктонные фораминиферы встречаются лишь в кампан-маастрихтской части разреза, где в составе их ассоциаций присутствуют зональные виды [Douglas, 1973 b].

В разрезе верхнемезозойских отложений выделяются четыре разные по мощности толщи, различающиеся по составу, степени диагенетических преобразований и текстурным особенностям. 1. Нижняя толща (керны 67–94), залегающая на базальтах акустического фундамента, сложена преимущественно светло-серыми до светлокоричневых микритовыми известняками с тонкими прослоями темнокоричневых глинистых сланцев и светло-коричневых до темных красновато-коричневых кремней. Известняки обычно характеризуются тонкой волнистой слоистостью и нередко несут следы биотурбации. По всему разрезу постоянно присутствуют горизонты известковистых сингенетичных галек, сменяющихся по направлению к кровле более гомогенными осадками. В нижней части толщи наблюдается прослой алевролитовых туфов. Туфовый материал содержится также и в окружающих породах. Известняки на контакте с базальтами лишены каких-либо признаков термодиагенетических преобразований, что свидетельствует об экструзивной природе последних. Мощность 260 м.

Базальные слои толщи (керн 94) по наннопланктону коррелируются с позднетитонской – раннеберриасской зоной Nannoconus colomi. Радиолярии также позволяют датировать эти отложения поздним титоном – берриасом (зона RK-1 по Т. Муру [Moore, 1973]). Выше по наннопланктону и радиоляриям устанавливаются следующие возрастные интервалы: поздний берриас – ранний валанжин (керны 85–93), поздний валанжин – ранний готерив (керны 75–84), готерив (керны 73, 74), баррем (керны 71, 72), апт – ранний альб (керны 69, 70), ранний альб (керны 67, 68).

2. Выше (керны 65, 66) залегает относительно небольшая по мощности (около 15 м) пачка, в нижней части сложенная алевритовым туфом, а в верхней части – известняками, обогащенными туфовым материалом с прослоями кремней. Туфы обычно темные зеленовато-серые, реже светло-зеленые и беловато-зеленые, тонкослоистые, с отдельными тонкими прослоями светлых известняков. Известняки в верхней части пачки, как правило, зеленовато-серые, с пятнами и линзами более темного материала и со следами биотурбации. Отложения этой пачки имеют позднеальбский возраст.

3. Вулканогенно-осадочные образования вверх по разрезу сменяются толщей (керны 57-65) микритовых известняков, от оранжевых до коричневых с прослоями мергелистых известняков, количество которых увеличивается по направлению к подошве, и коричневых кремней. Известняки часто несут следы биотурбации. В верхней части толщи обычны горизонты турбидитов с градационной слоистостью. В нижней части (керн 63) присутствует горизонт брекчированных известняков. Мощность 70 м.

В разрезе этой толщи по наннопланктону выделяются нерасчлененный верхнеальбский-нижнесеноманский интервал (керны 62-65), сеноман (керн 61), турон (керн 60) и нерасчлененные коньяк-сантонские отложения (керны 57-59). По радиоляриям устанавливаются эти же возрастные подразделения практически в том же объеме, что и по наннопланктону. В коньяк-сантонском интервале радиолярии отсутствуют.

4. Разрез мела на поднятии Магеллана венчается толщей (керны 41-56) однообразного белого наннопланктонного писчего мела с резко подчиненным количеством конкреций и прослоев темных красновато-корич-

невых кремней. В некоторых прослоях писчий мел обогащен раковинами фораминифер, нередко замещенными кремнистым материалом. Мощность 145 м.

Отложения этой толщи содержат довольно разнообразную ассоциацию планктонных фораминифер, на основании которой Р. Дуглас [Douglas, 1973b] выделил в разрезе зоны шкалы Э. Пессаньо [Pessagno, 1967]. Анализ видового состава фораминиферовой ассоциации показывает, что для расчленения отложений здесь вполне применима зональная шкала М. Карон [Caron, 1985].

В нижних слоях толщи (керны 52–56) ассоциация фораминифер состоит из видов Globotruncana arca, G. linneiana, Globotruncanita stuartiformis, Rosita fornicata, Heterohelix striata, Rugoglobigerina rugosa, Pseudoguembelina costulata и указывает на кампанский возраст отложений. Учитывая отсутствие здесь зональных видов и тот факт, что непосредственно выше в основании керна 51 встречен индекс-вид позднекампанской зоны Globotruncanita calcarata, эти отложения можно, вероятно, коррелировать с нерасчлененным интервалом раннекампанской зоны Globotruncanita elevata и среднекампанской зоны Globotruncana ventricosa.

В залегающих выше отложениях позднекампанской зоны Globotruncanita calcarata (керны 4-51), кроме индекс-вида и перечисленных выше видов, присутствуют также Globotruncanita elevata, G. subspinosa, Globotruncata ventricosa, G. plummerae, G. rosetta, G. trinidadensis.

Интервал кернов 46-48 по присутствию видов, переходящих, за исключением G. calcarata, из подстилающих отложений, и появлению Globotruncanella havanensis, Rugotruncana subcircumnodifer, R. subpennyi сопоставляется с нерасчлененным интервалом раннемаастрихтских зон Globotruncanella havanensis и Globotruncana aegyptiaca.

Среднемаастрихтская зона Gansserina gansseri (керны 42-45) характеризуется появлением среди большинства про одящих форм индексвида, Globotruncana aegyptiaca, Abathomphalus intermedius, Rosita contusa.

Верхние слои этой толщи (основание керна 41 и керн 42), где наиболее часты Abathomphalus mayaroensis, Globotruncana aegyptiaca, G. arca, Globotruncanita stuartiformis, Gansserina gansseri, Rosita contusa, Rugoglobigerina rugosa, R. rotundata, Pseudoguembelina excolata, условно отнесены к позднемаастрихтской зоне Abathomphalus mayaroensis (скорее всего, нижняя часть), хотя индекс-вид здесь не встречен. Разнообразная наннопланктонная ассоциация также указывает на принадлежность этих слоев к позднемаастрихтской зоне Micula mura. В целом же наннопланктон, содержащийся в кампан-маастрихтских отложениях, подтверждает схему их расчленения по планктонным фораминиферам [Bukry, 1973; Roth, 1973].

Хотя в данной скважине граница мела и палеогена приходится на неопробованный интервал (10 м), но, учитывая, что последний разделяет отложения верхнего маастрихта (фораминиферовая зона Abathomphalus mayaroensis или наннопланктонная зона Micula mura) и базальные слои палеоцена (наннопланктонная зона Fasciculithus tympaniformis), она, скорее всего, имеет согласный характер.

# хребет лайн

Хребет Лайн представляет собой подводное горное сооружение шириной до 300 км с цепью изолированных островов, которое протягивается от восточного окончания Центрально-Тихоокеанских гор в юго-восточном направлении, к экватору, на расстояние около 3 тыс. км. На всем протяжении он имеет однотипное морфологическое строение и состоит из нескольких (не менее двух) линейно вытянутых параллельных цепей островов или гряд, расположенных обычно на удалении около 100 км друг от друга.

Верхнемезозойские (меловые) отложения в пределах хребта Лайн вскрыты тремя скважинами (165, 315, 316), приуроченными к его южной части [Schlanger, Jackson et al., 1976].

Нижнемеловые отложения в пределах хребта бурением нигде не вскрыты и, скорее всего, отсутствуют. Во всех трех скважинах на толеитовых базальтах фундамента залегают верхнемеловые отложения. Наиболее полный их разрез пробурен скв. 315 у восточного подножия хребта (глубина 4152 м). Здесь непосредственно на мелковезикулярных афировых базальтах с возрастом  $91,2 \pm 2,7$  млн лет [Lanphere, Dalrymple, 1976] залегает толща мощностью 85 м пестроцветных тонкослоистых аргиллитов с прослоями мелкозернистых вулканокластических песчаников, характеризующимися градационной слоистостью (рис. 13). Эти отложения лишены каких-либо органических остатков, и лишь в кровле толщи встречена обедненная ассоциация наннопланктона самой верхней сантонской зоны Marthasterites furcatus с зональным видов [Martini, 1976].

Выше залегает толща мощностью около 125 м, сложенная чередующимися пестроцветными известняками с горизонтами турбидитов. Последние состоят из биогенных остатков (фораминиферы) и вулканокластического материала, количество которого уменьшается вверх по разрезу. Мощность прослоев с градационной слоистостью варьирует от нескольких сантиметров до 1 м; обычно она составляет 5-20 см.

Эти отложения содержат остатки планктонных фораминифер. В базальных слоях (около 10 м) фораминиферы отсутствуют, но наннопланктон, по заключению Е. Мартини [Martini, 1976], указывает на раннекампанский возраст осадков (зона Tetralithus aculeus) и свидетельствует о стратиграфически согласном характере границы сантона и кампана. Выше, в 50-метровом интервале, присутствуют Archaeoglobigerina blowi, Globigerinelloides asperus, Rosita fornicata, Globotruncanita stuartiformis, Globotruncana lapparenti [McNulty, 1976]. Эта ассоциация дает возможность коррелировать отложения с нижнекампанскими зонами Globotruncanita elevata и Globotruncanita stuartiformis шкалы Ж. Сигаля [Sigal, 1977] или с зонами Globotruncanita elevata и Globotruncanita ventricosa шкалы М. Карон [Caron, 1985]. Вместе с планктонными видами встречены бентосные формы Aragonia trinitatensis, Dorothia trochoides, Gaugrvina pyramidata, Pseudoclavulina amorpha, Gyroidinoides globosus, Nuttallides texana, Reusella szajnochae, Rotorbinella supracretacea, Pleurostomella subnodosa, Nodosarella gracillima и др. Состав бентосных фораминифер свидетельствует о смешении в их ассоциации относительно мелководных и глубоководных



Рис. 13. Состав, расчленение и корреляция меловых отложений района хребта Лайн Условные обозначения см. на рис. 4

видов, т.е. о широком развитии в это время процессов переотложения в пределах хребта Лайн.

В осадках средней части толщи (около 30 м) ассоциация планктонных фораминифер отличается большим разнообразием. Здесь она состоит из Globotruncana arca, G. linneiana, G. ventricosa, Rosita fornicata, Globotruncanita elevata, G. stuartiformis, G. calcarata, Heterohelix pulchra, H. puncticulata, H. striata, Planoglobulina multicamerata, Pseudoguembelina costulata, Pseudotextularia elegans [McNulty, 1976]. Присутствие G. calcarata помогает однозначно коррелировать отложения с одноименной верхнекампанской зоной.

Состав бентосных фораминифер аналогичен таковому в нижней части данной толщи.

Выше по разрезу (около 20 м) состав планктонных фораминифер снова несколько обедняется и их ассоциация состоит из Globotruncana aegyptiaca, G. arca, G. falsostuarti, Rosita fornicata, Globotruncanita elevata, G. stuartiformis, Pseudoguembelina costulata и других видов [McNulty, 1976]. Совместное нахождение этих видов позволяет отнести вмещающие отложения к нижнему маастрихту (интервал зон Globotruncanella havanensis и Globotruncana aegyptiaca шкалы М. Карон). Отсутствие зонального вида среднемаастрихтской зоны Gansserina gansseri также свидетельствует о раннемаастрихтском возрасте осадков. Неожиданным является присутствие в данной ассоциации вида Globotruncanita elevata, стратиграфический интервал которого ограничивается кампаном. Появление этого вида в маастрихтских отложениях связано, скорее всего, с переотложением. На широкое развитие в раннем маастрихте процессов переотложения указывает также присутствие среди относительно глубоководных бентосных фораминифер мелководных видов, в том числе крупных рифовых форм дискорбиид.

Самая верхняя часть толщи известковистых аргиллитов и глинистых известняков (около 20 м) лишена фораминифер. Ассоциация наннопланктона, по данным Е. Мартини [Martini, 1976], датирует эти отложения средним маастрихтом.

Отложения среднего маастрихта в скв. 315 со стратиграфическим несогласием перекрыты верхнепалеоценовыми осадками. Общая мощность меловых отложений в этом районе около 200 м.

Меловые (кампан-маастрихтские) отложения вскрыты также скв. 316 (см. рис. 13). По составу они близки к кампан-маастрихтским отложениям в скв. 315 и представлены главным образом чередующимися светло- и зеленовато-серыми биогенными известняками с варьирующим соотношением фораминифер и наннопланктона и темно-зеленых пачек вулканокластических брекчий и песчаников. Отложения имеют градационнослоистое строение и обычно характеризуются умеренной (по высокой) степенью биотурбации. Прослои известняков имеют мощность 5-100 см. Их нижние части обычно горизонтально- или косослоистые, лишены следов биотурбации и сложены главным образом раковинами фораминифер. Верхние части сложены более тонкозернистым материалом, горизонтальнослоистые, со следами илоедов. Горизонты брекчий мошностью от 35 см до 2,5 м, обычно массивнослоистые, плохо сортированные. Некоторые из них имеют отчетливую тонкую горизонтальную и косую слоистость и характеризуются турбидитным строением. Обломочная часть включает базальт, вулканокластический песчаник, известняк и фрагменты крупных мелководных бентосных фораминифер рода Pseudoorbitoides. Общая мощность меловых отложений в скв. 316 около 250 м.

Нижняя часть толщи (около 30 м) лишена планктонных фораминифер и содержит только бентосные виды Aragonia trinitatensis, Reussella szajnochae, Spiroplectammina sp. и переотложенные раковины неопределимых дискорбиид [McNulty, 1976]. Ранне-среднекампанский возраст отложений установлен на основании обедненной ассоциации наннопланктона плохой сохранности [Martini, 1976] и их стратиграфического положения ниже слоев с верхнекампанскими планктонными фораминиферами.

Средняя часть толщи (около 90 м) охарактеризована довольно разнообразными планктонными фораминиферами. Их ассоциация здесь включает Globotruncana arca, C. ventricosa, Globotruncanita stuartiformis, G. calcarata, G. elevata, Rosita fornicata, Hetrohelix striata, Planoglobulina multicamerata, Pseudotextularia elegans, Rugoglobigerina rugosa и позволяет коррелировать отложения с верхнекампанской зоной Globotruncanita calcarata. Бентосные фораминиферы в этих отложениях редки и имеют такой же состав, как в подстилающих осадках.

Отложения верхней части мелового разреза в скв. 316 содержат Globotruncana aegyptiaca, G.linneiana, G. arca, G. falsostuarti, Rosita contusa, R. fornicata, Gansserina gansseri, Globotruncanita elevata, G. stuartiformis, Pseudoguembelina excolata, Pseudotextularia deformis, P. elegans. Состав фораминифер свидетельствует о наличии в разрезе всех маастрихтских фораминиферовых зон, за исключением, вероятно, самой верхней зоны Abathomphalus mayaroensis.

Бентосные фораминиферы в маастрихтских осадках становятся несколько разнообразнее, и их ассоциация представлена видами Bulimina velascoensis, Lenticulina velascoensis, Marssonella sp., Nodosarella cf. coalinguaensis, Nuttallides florealis, N. texana, Vulvulina spinosa.

К. Макналти [McNulty, 1976] отмечает среди бентосных фораминифер наряду с автохтонными также и переотложенные виды.

Как и в скв. 316, отложения мела в данной точке бурения со стратиграфическим несогласием перекрыты осадками палеоцена. Перерыв охватывает, вероятно, самую верхнюю часть маастрихта (зона Abathomphalus mayaroensis) и нижнюю часть дания.

Несколько иной тип разреза меловых отложений вскрыт скв. 165 у подножия западного склона северной части хребта Лайн (см. рис. 13). Здесь на известково-щелочных базальтах (гавайитах), которые, скорее всего, представляют собой поток лавы внутри осадочного разреза, залегает толща вулканокластических алевролитов, песчаников, конгломератов и брекчий с прослоями тонкослоистых мергелистых и микритовых известняков. В основании толщи встречены два маломощных потока базальтов, по составу близких к таковым в забое скважины, возраст которых, вероятно, не моложе 100 млн лет [Lanphere, Dalrymple, 1976]. Внутреннее строение разреза этих отложений свидетельствует о чередовании в процессе их формирования турбидного и пелагического осадконакопления с явным преобладанием первого. Вулканокластический материал, составляющий основную часть турбидитных циклов, поставлялся суспензионными потоками с прилегающих вершин хребта Лайн. располагавшихся на небольших глубинах. Маломошные карбонатные прослои отражают, вероятно, периоды пелагической седиментации, хотя строение некоторых слоев известняков и мергелей не исключает турбилного происхождения большей части карбонатного материала [Winterer, Ewing et al., 1973)].

Общая мощность верхнемеловых отложений в скв. 165 составляет 225 м.

Отложения охарактеризованы редкими и плохой сохранности планктонными фораминиферами, которые встречены в отдельных карбонатных прослоях. Как правило, их раковины перекристаллизованы и подвержены растворению. Ассоциация фораминифер включает Globotruncanita stuarti, G. stuartiformis, G. elevata, Globotruncana arca, G. aegyptiaca, G. stephensoni, Rugotruncana subcircumnodifer, Rugoglobigerina rugosa, Heterohelix globulosa. При отсутствии зональных видов она позволяет выделить лишь средне-верхнекампанские (керны 19, 20), верхнекампанские-нижнемаастрихтские (керн 17) и верхнемаастрихтские (керн 16) слои [Douglas, 1973b; Pessagno, Longoria, 1973].

Ассоциация наннопланктона имеет более разнообразный состав. В соответствии с предложенной П. Ротом [Roth, 1973] зональной шкалой в

меловых отложениях здесь выделены зоны Eifellithus eximius (нижнийсредний кампан, керны 20–25), Broinsonia parca, Tetralithus trifidus (верхний кампан – нижний маастрихт, керны 18, 19), Micula mura (верхний маастрихт, керны 16, 17).

Обедненная ассоциация радиолярий позволяет определить возраст отложений только в рамках позднего мела [Moore, 1973].

Отложения верхнего мела в скв. 165 со стратиграфическим несогласием перекрыты известняками раннеэоценового возраста.

Из анализа материалов глубоководого бурения следует, что возраст фундамента вдоль поднятия Лайн постепенно омолаживается при движении с северо-запада на юго-восток. Это обстоятельство свидетельствует о происхождении этой морфологической структуры в результате прохождения плиты над "горячей точкой". Излияние базальтов островного типа, завершившееся в сантоне, происходило на значительных глубинах, на что указывает их мелковезикулярная текстура и отсутствие в перекрывающих осадках кампана автохтонных или аллохтонных мелководных организмов. Последние появляются в разрезах скв. 165, 315 и 316 лишь в верхнекампанском-раннемаастрихтском интервале [Jackson, Shlanger, 1976; Tiede, Boersma et al., 1981] после того, как хребет Лайн испытал значительное эпейрогеническое воздымание, в результате которого его вершины достигли эвфотической зоны и были заселены рифовыми организмами.

#### восточно-тихоокванская котловина

Обширная Восточно-Тихоокеанская абиссальная котловина занимает всю северо-восточную часть Тихого океана, ограниченную Алеутской островной дугой и Северо-Американским континентом на севере и востоке, системой подводных поднятий на западе и юго-западе и Срединно-Тихоокеанским хребтом на юго-востоке. Дно котловины подстилается океанической корой – молодой (кайнозойской) в восточной части и более древней (позднемеловой) в западной. Кора имеет блоковое строение за счет развития здесь серии трансформных разломов широтного простирания, многие из которых прослеживаются через всю котловину.

Хотя в пределах Восточно-Тихоокеанской котловины пробурено множество скважин, лишь две из них (скв. 163, 164) вскрыли верхнемезозойские (меловые) отложения, достигнув при этом базальтового фундамента (см. рис. 2).

В наиболее полном объеме меловые отложения пробурены скв. 164 в крайней западной части котловины, между хребтами Гавайским и Лайн, на глубине 5499 м (рис. 14).

Здесь на подушечных толеитовых базальтах фундамента залегает толща монотонных цеолитовых глин коричневого цвета с горизонтами кремней и порцелланита. В нижней половине разреза присутствует прослой, обогащенный вулканическим стеклом. Глинистые минералы представлены преимущественно иллитом и палыгорскитом, а цеолиты – клиноптилолитом. Микроскопическое изучение кремней показало обилие в них радиолярий, замещенных халцедоном.



Рис. 14. Состав, расчленение и корреляция меловых отложений Восточно-Тихоокеанской котловины

Условные обозначения см. на рис. 4

В силу своих фациальных особенностей эти отложения практически лишены известковых микроорганизмов. Лишь в отдельных прослоях присутствует плохой сохранности наннопланктон. который свилетельствует о позднемеловом возрасте осадков. В одном из прослоев в основании разреза (керн 25) встречены Сусlagelosphaera margareli и Discorhabdus biradiatus. которые, по заключению

II. Рота [Roth, 1973], датируют отложения, скорее всего, барремом-аптом. Бо́льшая часть разреза (керны 7-19) охарактеризована только фауной радиолярий, ассоциация которых, будучи из-за процессов растворения плохой сохранности и обедненной по составу, все же допускает более уверенную датировку и расчленение отложений. Она включает виды Pseudoaulophacus floresensis, P. superbus, P. pargueraensis, P. lenticularis, Spongodiscus pulcher, Dictyomitra formosa, D. cf. torquata, D. cf. andersoni, Theocampe scalia, T. salillum, T. apicata, Stichomitra asymbatos, S. livermorensis?, Amphipyndax enesseffi, A. stocki, Artostrobium tina, Lithocampe pseudochrysalis, Hemicryptocapsa conara, Solenotryma cf. dacryodes, Lithomelissa cf. heros, Spongosaturnalis polymorphus. На основании этой ассоциации в разрезе меловых отложений скв. 164 установлены сеноман-туронский (керны 17-20, зона RK4), коньяк-сантонский (керны 9-16, зона RK5) и кампанский (керны 7, 8, зона RK6) стратиграфические интервалы [Мооге, 1973].

Общая мощность отложении мела в этом районе составляет 190 м. Выше со стратиграфическим несогласием залегают нижнеэоценовые радиоляриевые илы с кремнями.

Совершенно иной тип разреза меловых отложений встречен юго-восточнее, между разломными зонами Клипертон и Кларион. Здесь в скв. 163 (глубина 5230 м) базальты фундамента на глубине 276 м ниже дна перекрыты толщей мощностью около 120 м, сложенной преимущественно пестроцветным наннопланктонным писчим мелом с подчиненными прослоями темно-коричневых кремней и реже окремненного известняка. В основании толщи в осадках присутствуют ромбы доломита, палагонит и рыбные остатки [Van Andel, Heath et al., 1973] (см. рис. 14).

Осадки по всему разрезу содержат обедненную и униформную ассоциацию планктонных фораминифер, состоящую главным образом из представителей родов Hedbergella и Globigerinelloides. Глоботрунканы практически отсутствуют. Лишь в базальных слоях встречены плохой сохранности экземпляры, условно идентифицированные как Rosita fornicata, Globotruncanita elevata, G. stuartiformis, которые позволяют говорить о постсантонском возрасте отложений [Van Andel, Heath et al., 1973]. Относительно разнообразная и лучшей сохранности ассоциация наннопланктона допускает более уверенную датировку и расчленение отложений. Здесь установлены раннекампанская зона Eiffellithus angustus, среднекампанская зона Broinsonia parca и позднекампанская-раннемаастрихтская зона Tetralithus trifidus [Burky, 1973].

Накопление этих отложений, судя по преобладанию среди фораминифер резистентных видов, почти полному отсутствию глоботрунканид и удовлетворительной сохранности наннопланктона, происходило, вероятно, ниже фораминиферового и несколько выше наннопланктонного лизоклина.

Писчий мел вверх по разрезу сменяется 10–15-метровой пачкой бурых пелагических глин, которые накапливались ниже глубины карбонатной компенсации и на основании скудного наннопланктона также датируются ранним маастрихтом.

Нижнемаастрихтские глины и вмещающие среднезоценовые радиоляриевые илы разделены практически неопробованным 30-метровым интервалом, которому отвечает, судя по низкой скорости бурения и отдельным поднятым обломкам, толща преимущественно кремнистых пород неизвестного возраста.

#### ПЛАТО МАНИХИКИ

Плато Манихики расположено в центральной экваториальной части Тихого океана, являясь южным ограничением Центрально-Тихоокеанской впадины и простираясь более чем на 1000 км с севера на юг и с запада на восток (см. рис. 3). В рельефе плато выделяются три неодинаковые по размеру части: небольшое так называемое Северное плато, Западное плато и занимающее восточную половину Высокое плато, отделенное от двух первых системой трогов островов Дэйнжер и трога Суворова. Подножие плато расположено на глубинах приблизительно 5500 м, а вершина поднимается до глубины 2500-3000 м. Вдоль его южной и юго-восточной окраин присутствуют отдельные вулканические постройки, увенчанные коралловыми рифами.

Происхождение плато связывается с излияниями больших объемов толеитовых базальтов в баррем-аптское время вблизи точки тройного сочленения литосферных плит Тихоокеанской, Фараллон и Феникс [Winterer et al., 1974; Jackson, Schlanger, 1976]. Осадочный чехол достигает мощности 1000 м [Jenkyns, 1976].

Верхнемезозойские отложения в пределах этого подводного поднятия вскрыты единственной скважиной (скв. 317, глубина 2598). Здесь на толеитовых базальтах фундамента в верхней части с маломощными прослоями вулканогенных алевролитов залегает толща мощностью 220 м, сложенная переслаивающимися плотными зелоновато-серыми и красноватыми вулканокластическими песчаниками и алевролитами (рис. 15). Породы местами брекчированы и содержат линзы и прожилки окислов железа и рассеянную по разрезу самородную медь. В нижней части толщи обычны





Условные обозначения см. на рис. 4

прослои с тонкой градационной слоистостью, в кровле разреза присутствуют прослои ракушечных известняков. Возраст известняков неизвестен из-за отсутствия каких-либо органических остатков. Здесь же один из прослоев сильно обогащен органическим веществом. Содержание Сорг достигает 28,7 % [Сатегол, 1976].

Выше залегают переслаивающиеся зеленовато-серые микритовые известняки, изредка с окремненными фрагментами раковин моллюсков, и зеленовато-черные плохо сортированные вулканокластические песчаники и алевролиты. Мощность около 30 м.

Обедненная и плохой сохранности ассоциация наннопланктона, в которой определены лишь Watznaueria barnesae, W. ovata, Parhabdolithus cf. angustus, Cretarhabdus crenulatus, Rhagodiscus asper, свидетельствует о раннемеловом (скорее всего, баррем-аптском) возрасте [Bukry, 1976; Martini, 1976]. Встреченные в этой пачке плохой сохранности раковины двустворчатых моллюсков (Aucellina, Arctotis, Poromya и др.), по заключению Е. Кауффмана [Kauffman, 1976], определяют их возраст в интервале валанжин-альб и свидетельствуют о неритических условиях осадконакопления.

Вверх по разрезу осадочно-вулканогенные отложения сменяются пачкой зеленовато-серых и желтовато-коричневых наннопланктонных микритовых известняков, обогащенных раковинами моллюсков, с редкими конкрециями кремней коричневого цвета. Мощность около 20 м. Отложения по разрезу содержат наряду с обедненной ассоциацией наннопланктона баррем-аптского возраста раковины планктонных фораминифер – Globigerinelloides ferreolensis, G. algerianus, G. maridalensis, G. blowi, Hedbergella gorbachikae, H. infracretacea, Schackoina pustulans. Эта ассоциация позволяет выделить зоны Schackoina cabri (ранний апт), Globigerinelloides algerianus (средний апт) и интервал зон Hedbergella trocoidea – Ticinella roberti (поздний апт – ранний альб) [McNulty, 1976]. Последние две зоны шкалы Дж. Ван-Хинте [Van Hinte, 1971] соответствуют зонам Hedbergella gorbachikae, Ticinella bejaouensis и нижней части зоны Ticinella primula шкалы М. Карон [Caron, 1985].

Отложения апта – раннего альба содержат также разнообразную ассоциацию бентосных фораминифер. Наиболее часты Dorothia gradata, D. subtrochus, D. oxycona, Gavelinella intermedia, G. barremiana, Gyroidinoides nitidus, Osangularia utaturiensis и разнообразные лагениды. Видовой состав бентосных фораминифер свидетельствует об увеличении глубин осадконакопления, вероятно, до верхнебатиальных. На это же указывает и комплекс двустворчатых моллюсков [Kauffman, 1976].

Выше залегает толща переслаивающихся пестроцветных известковистых аргиллитов, микритового наннопланктонного писчего мела и красновато-коричневых кремней. Мощность около 30 м.

Планктонные фораминиферы в этих отложениях практически отсутствуют, будучи представлены единственным видом Hedbergella simplex. Ассоциация бентосных фораминифер более разнообразна и представлена главным образом относительно глубоководными (батиальными) видами Arenobulimina preslii, Pseudoclavulina gaultina, Dorothia gradata, D. hyperconica, D. hostaensis, Lenticulina acuta, Conorbina brotzeni, Gavelinella intermedia, Gyroidinoides nitidus, Pseudonodosaria mutabilis, Ramulina aculeata, Pleurostomella subnodosa [McNulty, 1976].

Альбский возраст этих отложений определен на основании относительно разнообразной ассоциации наннопланктона [Bukry, 1976].

В залегающей выше 15-метровой толще аргиллитов, в верхней части слабокарбонатных, отсутствуют как планктонные, так и бентосные фораминиферы. На основании чрезвычайно обедненной и плохой сохранности ассоциации наннопланктона нижняя часть толщи датируется сеноманом – ранним туроном, верхняя – сантоном. Таким образом, внутри этой толщи существует стратиграфический перерыв, который охватывает верхнетуронский-коньякский интервал.

Разрез мела на плато Манихики венчается толщей белого, иногда розовато- и голубовато-серого наннопланктонного писчего мела с прослоями черных и зеленовато-черных кремней. Нижняя часть толщи, датированная по наннопланктону кампаном [Martini, 1976], лишена планктонных фораминифер и содержит лишь бентосные виды – Aragonia trinitatensis, Dorothia trochoides, Vulvulina spinosa, Gyroinoides subglobosa, G. nitidus, Nuttallides florealis, Pullenia quingueloba, Rotorbinella supracretacea, Stensioina excolata, Pleurostomella subnodosa [McNulty, 1976]. По своему составу это типичная батиальная ассоциация. Базальные слои кампанских отложений отсутствуют и со стратиграфическим несогласием залегают на отложениях сантона.

В верхней половине толщи наряду со многими из перечисленных бентосных форм присутствуют также планктонные виды фораминифер Globotruncana arca, G. lineiana, Rosita contusa, R. fornicata, Gansserina gansseri, Globotruncanita stuarti, G. stuartiformis, Abathomphalus mayaroensis, Gublerina cuvillieri, Heterohelix punctulata, Planoglobulina multicamerata, P. carseyae, Pseudoguembelina excolata, P. elegans, kacemiguembelina fruticosa, Rugoglobigerina rotundata, Rugotruncana subcircumnodifer, R. subpennyi. Несмотря на довольно большое видовое разнообразие фораминифер, они не позволяют проводить расчленение отложений на зональной основе, хотя их состав свидетельствует о присутствии в разрезе всех маастрихтских зон. Смешанный характер этой ассоциации связан, вероятно, как с перемешиванием осадков и контаминацией при бурении, так и, возможно, с переотложением.

Общая мощность меловых отложений в пределах плато Манихики составляет 350 м. Взаимоотношение отложений верхнего мела с палеогеновыми неизвестно, так как они и вышележащие эоценовые осадки разделены неопробованным 125-метровым интервалом.

Как видно из строения осадочного разреза на плато Манихики, в истории формирования его чехла выделяются доаптский период, когда накапливались вулканокластические осадки, и апт-маастрихтский период, в течение которого преобладало пелагическое осадконакопление. При этом в апт-альбское и кампан-маастрихтское время накопление биогенных осадков происходило выше уровня карбонатной компенсации, а в течение сеномана-сантона ниже этого уровня.

## ЮЖНАЯ КОТЛОВИНА

Обширная Южная котловина расположена в юго-западной части Тихого океана между системой глубоководных желобов Тонга-Кермадек на западе и Восточно-Тихоокеанским поднятием на востоке (см. рис. 3). С юга она ограничена зоной разлома Элтанин, а на севере – системой островов Туамоту, Тубуаи, Кука. Дно котловины характеризуется довольно выровненным рельефом и глубинами 5000 – 5500 м.

Этот район Тихого океана до настоящего времени является одним из наименее изученных. Согласно геофизическим исследованиям, дно Южной котловины подстилается океанической корой раннемелового возраста. Удаленность котловины от источников сноса терригенного матери-

ала и положение на протяжении всей истории ее развития в зоне низкой биологической продуктивности обусловили незначительную мощность осадочного чехла в этом районе [Kim et al., 1987].

В пределах котловины пробурены всего лишь три скважины (204, 595, 596) (см. рис. 2). И хотя все они вошли в докайнозойские образования, из-за низкого выхода керна и/или его эпизодического отбора, а также из-за плохого палеонтологического контроля о составе и расчленении верхнемезозойских отложений в этом районе можно говорить лишь в общих чертах.

Скв. 204, пробуренная на глубине 5354 м к востоку от желоба Тонга, в интервале глубин 103–150 м ниже дна вскрыла толщу вулканогенноосадочных пород, сложенную темным зеленовато-серым витрокластическим туфом и желтовато-коричневыми разнозернистыми плохо отсортированными туфопесчаниками с галькой и горизонтами туфоконгломератов. Туфопесчаники часто характеризуются градационной или косой слоистостью и содержат фрагменты иноцерамов. Поскольку в перекрывающих эту толщу олигоцен-нижнемиоценовых пелагических глинах содержатся переотложенные позднемеловые радиолярии и наннопланктон, принимается, что возраст вулканогенно-осадочных образований меловой (возможно, раннемеловой) [Burns, Andrews et al., 1973].

В 91-м рейсе б/с "Гломар Челленджер" в северной части котловины (приблизительно в 1000 км к востоку от желоба Тонга) практически в одной точке в интервале глубин 5600-5700 м были пробурены две скважины (595, 596). Скважины бурились с целью размещения в базальтах фундамента морской сейсмостанции для записи региональной сейсмической активности с последующим применением результатов для проверки выполнения договора о запрещении ядерных испытаний [Menard, Natland, Jordan, Orcutt et al., 1987].

В обеих скважинах на толеитовых океанических базальтах с расчетным возрастом около 140 млн лет [Montgomery, Johnson, 1987] залегает толща цеолитовых и металлоносных пелагических глин темно-коричневого цвета с прослоями и конкрециями таких же темно-коричневых порцелланитов и кремней. По всему разрезу глин присутствуют скелетные остатки рыб (ихтиолиты), количество которых особенно заметно в верхней части толщи. Ихтиолиты определяют возраст отложений как меловой. Более точная датировка в силу плохой изученности их мезозойских комплексов невозможна, однако, учитывая, что в порцелланитах средней части разреза скв. 596 обнаружены плохой сохранности радиолярии альбского или позднемелового возраста, можно предполагать присутствие здесь нижнемеловых и:и даже более древних отложений, на что указывают магнитные аномалии (M-29), соответствующие келловею [Winfrey et al., 1987].

Мощность верхнемезозойских отложений в данном районе составляет около 50 м. В обеих скважинах они перекрыты аналогичными глинами палеоценового возраста. Характер взаимоотношения меловых и палеогеновых осадков остается неясным из-за плохого палеонтологического контроля. Скорее всего, между ними существует постепенный переход. В то же время в скв. 595 на границе мела и палеоцена отмечен слой со смещанной фауной, что свидетельствует о переотложении и соответственно о некоторой активизации донной эрозии в это время и позволяет предполагать наличие здесь кратковременного стратиграфического перерыва.

## хребет лорд-хау

Расположенный в Австрало-Новозеландском регионе хребет Лорд-Хау представляет собой субмеридиональную структуру, протягивающуюся приблизительно от 20° ю.ш. на севере до 35° ю.ш. на юге (см. рис. 3). Морфологически он разделяет котловину Тасманова моря с глубинами до 4500-5000 м и Новокаледонскую впадину, максимальные глубины которой достигают 3500-3700 м. Вершина хребта, поднимаясь до глубины 1500 м, имеет выровненный рельеф.

Формирование этой структуры связано с расколом восточной части Австралийского континента и ее отделением с последующим раскрытием Тасманова моря в раннем кампане [Hays, Ringis, 1972]. По данным геофизических исследований, хребет расположен на квазиконтинентальной коре, в то время как Тасманово море и Новокаледонская впадина подстилаются нормальной океанической корой.

Верхнемезозойские отложения в пределах хребта вскрыты двумя скважинами, одна из которых (скв. 207, 1389 м) пробурена в его южной части, другая (скв. 208, глубина 1545 м) – в северной (Burns, Andrews et al., 1973).

Скв. 207 на глубине 357 ниже дна достигнут фундамент, который пройден на 156 м. В его составе выделяются две толщи. Нижняя толща состоит из выветрелых, частично автобрекчированных потоков витрофировых риолитов, верхняя – сложена чередованием аналогичных риолитовых лав и лапиллиевых туфов с обломками пемзы, образовавшихся при вулканическом извержении в субаэральных или мелководных условиях. К-Аг возраст риолитов верхней толщи 93,7 ± 1,2 млн лет [Lingen, 1973].

Непосредственно выше залегает 50-метровая толща зеленовато-серых аргиллитов с примесью алевритового материала и со следами биотурбации. По всему разрезу этих отложений в рассеянном состоянии присутствуют зерна кварца, полевого шпата, глауконита, пирита. Изредка встречаются также спикулы губок. Отложения практически лишены планктонных микроорганизмов. Лишь в самой кровле аргиллитовой толщи обнаружен наннопланктон, ассоциация которого почти полностью (на 95%) состоит из позднемеловых (скорее всего, позднемаастрихтских) австральных видов с незначительной примесью занесенных сверху при бурении раннепалеоценовых форм [Bukry, 1973; Edwards, 1973]. По заключению Д. Бакри, состав наннопланктона свидетельствует о накоплении осадков в относительно холодноводных условиях на больших глубинах. Агглютинирующие бентосные фораминиферы, принадлежащие к так называемой ржехакиевой фауне, также позволяют коррелировать отложения с верхним маастрихтом (новозеландский ярус Хаумуриен).

Отложения верхнего маастрихта, вероятно, согласно перекрываются писчим мелом раннепалеоценового возраста.

Совершенно иной состав имеют маастрихтские отложения на северном окончании хребта, где они вскрыты скв. 208, не достигшей фундамента. Здесь они представлены тонкослоистым кальцитизированным писчим мелом с кремнями. Микроскопическое изучение показало, что карбонатный материал состоит как из фрагментов наннофоссилий, так и из зерен аутигенного (диагенетического) кальцита. Присутствуют дисперсный пирит и глауконит.

В отличие от одновозрастных отложений на южном окончании хребта маастрихтские осадки в скв. 208 содержат довольно разнообразную ассоциацию планктонных фораминифер, включающую Hedbergella monmouthensis, Rugotruncana cubcircumnodifer, Rugoglobigerina rugosa, R. rotundata, Globigerinelloides volutus, G. subcarinatus, Heterohelix globulosa, Pseudotextularia deformis, Planoglobulina carseyae. Состав фораминифер свидетельствует о позднемаастрихтском возрасте отложений. В кровле пачки писчего мела появляется зональный вид самой верхней маастрихтской зоны Abathomphalus mayaroensis. Отсутствие этого вида в нижележащих осадках, скорее всего, указывает на то, что они принадлежат к зоне Gansserina gansseri. Наннопланктонная ассоциация, присутствующая в этих отложениях, датирует их средним-поздним маастрихтом [Bukry, 1973; Edwards, 1973].

Вместе с планктонными формами присутствует исключительно богатая ассоциация бентосных фораминифер, насчитывающая более 70 видов, среди которых наиболее часты Gaudryina healyi, Bolivinoides spectabilis, B. draco, Gyroidinoides nitidus, G. globosus, Nuttallides florealis, N. truempyi, Alabamina creta, Anomalinoides piripana, A. rubiginosus, Gavelinella beccariiformis, Pullenia coryelli, Osangularia navarroana, Bulimina rakauroana, Bolivina incrassata, Buliminella carseyae, Globulina lacrima, Nodosaria affinis, N. velascoensis, Dentalina basiplanata, Lenticulina macrodisca, L. insulsis и др. [Webb, 1973]. Такое богатое разнообразие планктонных видов фораминифер указывает на открытоокеанические условия, а видовой состав бентосной фауны – на среднебатиальные глубины осадконакопления в этом районе в позднемаастрихтское время.

П. Думитрика [Dumitrica, 1973] в скв. 208 определил несколько видов радиолярий, позволивших сопоставить интервал кернов 30-32 с данием (ранний палеоцен), а кернов 33-34 с маастрихтом. М. Петрушевская и С. Кругликова [Атлас..., 1977] из интервала кернов 30-32 приводят палеоценовый натальный радиоляриевый комплекс, включающий Stylosphaera? goruna, S. minor, Amphisphaera spinulosa gr., Spogurus bilobatus, Stylospongia aff. alveatus, Spongotrochus americanus, Spongopyle? aff. insolita, Amphipyndax stocki, Buryella sp. C Dymitrica, Bathropyramis cf. sanjoaquinensis, Dyplocyclas aff. Clathrocycloma parcum, Lithocampe? aff. lepidosa, Spongomelissa sp., среди которых присутствуют как виды, появляющиеся в позднем маастрихте, так и виды, вымершие на границе маастрихта и палеоцена.

Интересно отметить тот факт, что сходный по видовому составу радиоляриевый комплекс отмечался нами ранее в северо-западном обрамлении Тихого океана, где он был обнаружен в крупной тектонической пластине на юге Корякского нагорья, в бухте Аят [Вишневская и др., 1983]. Аналогичный же по морфологии и очень близкий по таксономическому составу радиоляриевый комплекс был драгирован в Беринговом море, на хребте Ширшова [Богданов и др., 1983].

П. Думитрика [Dumitrica, 1973] в интервале 30-32 определил только виды Saturnalis cf. planetes, Druppatractus cf. coronata, Spongodiscus cf. renillaeformis, Amphipyndax stocki, Stichomitra compsa, ?S. livermorensis, Dictyomitra andersoni, D. cf. regina, Amphipternis clava, Dictyomitra ascelis, Lithomitra eruca, Theocampe pirum, Lithocampe aff. marinae, Cryptophora cf. ornata, Cornutella californica. В керне 29 (низы среднего палеоцена по данным наннопланктона) встречен типично меловой вид Xitus asymbatos, a также Amphipyndax stocki. Как отмечает П. Думитрика, все образцы кернов с 29-го по 32-й (интервал 539-576 м) содержат чрезвычайно интересный и разнообразный радиоляриевый комплекс хорошей сохранности.

Непосредственно ниже (керны 33, 34, поздний маастрихт по данным наннопланктона) радиолярии малочисленны, плохой сохранности, представлены только несколькими формами, среди которых определены Myllocercion sp., Dictyomitra andersoni, Stichomitra sp., Amphipyndax stocki, Druppatractus cf. coronatus.

Судя по обилию переотложенного маастрихтского наннопланктона в базальных слоях палеоцена [Edwards, 1973], рубеж мела и палеогена здесь отмечен кратковременным перерывом.

При анализе микрофауны и микрофлоры в маастрихтских отложениях северной части хребта Лорд-Хау обращает на себя внимание холодноводный состав их ассоциаций. Правда, присутствие здесь, хотя и в небольшом количестве, раковин планктонных фораминифер Abathomphalus mayaroensis, Rugotruncana subcircumnodifer, Planoglobulina carseyae позволяет предполагать относительно тепловодные условия обитания. Однако, учитывая современное географическое положение скв. 208 вблизи границы тропической и субтропической зон, можно сделать вывод, что состав фораминифер в целом имеет холодноводный характер. Наннопланктон и радиолярии характеризуются даже еще более холодноводным составом по сравнению с планктонными фораминиферами. О холодноводных условиях свидетельствует также присутствие в осадках спикул губок. Все это однозначно подтверждает объективность палеотектонических реконструкций [Smith, Briden, 1977; Barron et al., 1981; Barron, 1987], согласно которым этот район в маастрихтское время располагался значительно южнее (50-60° ю.ш.).

## плато кэмпбелл

Континентальный блок плато Кэмпбелл (или Новозеландского), расположенный в юго-западной части Тихого океана, некогда являлся частью суперматерика Гондвана, примыкая с одной стороны к Австралии, а с другой к Антарктиде. Около 80 млн лет назад он отделился от Австралии в процессе спрединга в Тасмановом море, который продолжался, вероятно, в течение 20 млн лет. Отделение его от Антарктиды началось, видимо, в коние раннего эоцена [Weissel, Hayes, 1972; Hayes, Ringis, 1973]. 100 Плато примыкает к о-ву Южный Новой Зеландии, расширяясь от него в юго-восточном направлении. У подножия оно оконтурено изобатой 4500 м. Выровненная поверхность плато с отдельными островами вдоль западной и юго-восточной окраин возвышается над дном прилегающих котловин приблизительно на 4 км (см. рис. 3).

Положение плато на пути Циркум-Антарктического течения предопределило широкое развитие здесь процессов донной эрозии. По данным непрерывного сейсмического профилирования, эти процессы особенно проявились вдоль края плато, где в результате эрозии в раннетретичное время уничтожено по крайней мере 200-300 м осадков [Kennett, Houtz et al., 1975].

Верхнемезозойские (меловые) отложения вскрыты глубоководным бурением лишь в одной точке на юго-восточной окраине плато [Kennett, Houtz et al., 1975]. Здесь скв. 275, пробуренная на глубине 2837 м, прошла, не достигнув фундамента, 62 м осадков, в нижней части (около 50 м) представленных полулитифицированными тонкослоистыми глинистыми алевритами темно-зеленовато-серого цвета. Обломочная часть состоит главным образом из кварца, метаморфических сланцев, мусковита, биотита, полевого шпата, плагиоклаза, хлорита и монтмориллонита. По всему разрезу присутствуют зерна глауконита, железомарганцевые микроконкреции, обломки диатомей, радиолярий и спикул губок. Выше по разрезу алевриты постепенно сменяются желтоватыми и зеленоватыми радиоляриево-диатомовыми илами с примесью песка и алеврита. Обломочный материал близок по составу к таковому из подстилающих отложений.

Эти осадки лишены карбонатных планктонных организмов, но на основании содержащихся в них разнообразных ассоциаций радиолярий [Pessagno, 1975], пинофлагеллят [Wilson, 1975], археомонад, пиатомей и силикофлагеллят [Bukry, 1975 c: Perch-Nielsen, 1975; Hajos, Stradner, 1975] они датируются поздним кампаном – маастрихтом. Э. Пессаньо [Pessagno, 1975] в интервале, включающем керны 1-4, на основе радиоляриевого сообщества Phaseliforma laxa, P. subcarinata, Orbiculiforma australis, renillaeformis, O. campbellensis, Prunobrachium (?) aucklandensis, P. longum, P. kennetti, P. sibericum, Peritivator labyrinthi, Staurodictya (?) fresnoensis, Neosciadiocapsa jenkinsi, Amphipyndax stocki, Theocampe aff. altamontensis, Archaeodictyomitra (?) regina, Dictyomitra densicostata, Cornutella californica, Cinclopyramix (?) sp., Lophophaena (?) polycyrtis, Diacanthocapsa amphora установил позднекампанскую зону Patulibracchium dickinsoni. которую он ранее выделил в верхах позднего кампана Калифорнии [Pessagno, 1973]. Здесь же Э. Пессаньо отмечает, что в отличие от калифорнийского комплекса (35° с.ш.) сообщество плато Кэмпбелл насчитывает. только 25 видов (против 70) и обнаруживает большое сходство с высокоширотными (65° с.ш.) западносибирскими популяциями [Pessagno, 1975; Козлова, Горбовец, 1966]. Таким образом, радиолярии, по заключению Э. Пессаньо, представлены холодноводными видами, что, вероятно, свидетельствует о более высокоширотном положении плато в кампан-маастрихтское время по сравнению с современным его местонахождением.

М.П. Петрушевская [Атлас..., 1977] приводит иллюстрации видов из керна 1 скв. 275, характерных для субантарктической области. Это Petassiforma sp., Spongodiscus aff. renillaeformis, Dictyomirta andersoni, Lithostrobus? aff. conulus, Theocampsomma aff. comys, Staurodictya aff. fresnoensis, Hexalastrum sp., Spongodiscus? communis, Theocampe pyrum gr., Myllocercion sp., Acidnomelos sp., Eribotrys? sp., Lithomitra eruca, Amphipyndax stocki gr.

К. Эмпсон-Морин [Empson-Morin, 1984], изучив 12 образцов из кампанского интервала скв. 275, определила его как батиальный. Подтверждением этому служат как сопутствующие диатомеи, силикофлагелляты, миоспоры, так и значительная примесь глауконита. Большое разнообразие прунобрахид и перитивиаторид, губчатых орбикулиформид и фазелиформид с редуцированным отношением длины к ширине, а также очень плотных решетчатых сциадиокапсид указывает на высокоширотный характер комплекса. Невысокий коэффициент разнообразия (k по Фишеру = 8,1500 экз./г осадка) комплекса при резком преобладании спумеллярий (75% видов) позволил К. Эмпсон-Морин сделать вывод о батиальных или переходных к ним глубинах. Близость континента предполагалась по палинологии [Wilson, 1975]. Для этого же временно́го интервала восстанавливался внешний край плато [Kennett et al., 1975] с, возможно, несколько меньшими глубинами, чем современные.

Нельзя не отметить разительное сходство этого радиоляриевого сообщества с одновозрастными радиоляриевыми ассоциациями высоких широт Северного полушария, а именно, бассейна р. Пикасьваям Корякского нагорья [Ашурко и др., 1990], верховьев р. Ветроваям Северо-Западной Камчатки [Васин, Вишневская, 1990], а также юга Корякского нагорья [Геология..., 1987].

Кампан-маастрихтские отложения в районе скв. 275 перекрыты тонким (первые сантиметры) чехлом четвертичного фораминиферового ила с редкими железомарганцевыми конкрециями.

### КОТЛОВИНА БЕЛЛИНСГАУЗВНА

Глубоководная котловина Беллинсгаузена занимает обширное пространство в крайней юго-восточной части Тихого океана между Антарктидой и Восточно-Тихоокеанским поднятием. Она представляет собой выровненную абиссальную равнину с глубинами более 5000 м в центральной части, постепенно поднимающуюся в южном направлении. Как и описанный выше район Южной котловины, юго-восточная часть Тихого океана до сих пор остается слабоизученной.

По данным геофизических исследований, дно котловины Беллинсгаузена подстилается позднемеловой корой океанического типа, омолаживающейся до олигоценовой в своей северо-восточной части [Herron, Tucholke, 1976]. Близость впадины к Антарктиде, откуда в большом объеме поступал терригенный материал, предопределила довольно большую мощность осадочного чехла, которая составляет обычно около 1 км и увеличивается по направлению к материку. Наибольшие ее значения (до 2,5 км) отмечаются у подножия континентального склона [Craddock, Hollister, 1976].

Из четырех пробуренных здесь скважин лишь одна (скв. 323, глубина 4993 м) достигла меловых отложений (см. рис. 3). В основании разреза на глубине 700 м ниже дна здесь вскрыты толеитовые базальты, которые, однако, по составу и высокому содержанию натрия являются переходными к щелочным породам [Hollister, Craddock et al., 1976]. Это дает основание предполагать, что встреченные базальты слагают силлы внутри осалочного чехла и что собственно океанический фундамент здесь не был достигнут. На это же указывает и их относительно молодой (47 ± 2,4 млн лет) возраст [Vennum, 1976]. Выше базальтов залегает толша мошностью около 25 м плотных коричневых глин, часто цеолитовых. Содержащаяся в них обедненная ассоциация наннопланктона, включающая Watznaueria barnesae, Zigodiscus sigmoides, Cretarhabdus? splendes, Cribrosphaerella ehrenbergi, Micula sp., дает возможность датировать слои поздним маастрихтом [Над. 1976]. Бентосные фораминиферы представлены видами родов Rzehakina, Hormosina, Glomospira, Paratrochamminoides, Kalamopsis, Nodellum [Rögl, 1976], свойственными так называемой "ржехакиевой" фауне, которая во многих районах земного шара характерна для переходных маастрихт-палеоценовых слоев.

Верхнемаастрихтские глины, вероятно, согласно перекрываются известковистыми глинами с заметным содержанием наннофоссилий раннедатского возраста. Содержащаяся здесь довольно разнообразная ассоциация мелких планктонных фораминифер Globigerina edita, G. fringa, G. triloculinoides, G. daubjergensis, Chiloguembelina crinita, Ch. gradata, Ch. subtriangularis, Ch. cf. midwayensis позволяет коррелировать отложения с нерасчлененным интервалом датских базальных зон Globigerina eugubina – Globorotalia pseudobulloides [Rögl, 1976].

Изложенные в данном разделе материалы по стратиграфии верхнемезозойских отложений различных морфологических структур дна Тихого океана и распространению в них фораминифер и радиолярий свидетельствуют о том, что детальность расчленения и палеонтологическая характеристика отложений в значительной степени зависят от их состава и возраста.

На рис. 16, 17 суммированы данные по биостратиграфии нижне- и верхнемеловых отложений, вскрытых в Тихом океане наиболее хорошо документированными скважинами б/с "Гломар Челленджер", и их корреляции с зональной биостратиграфической шкалой М. Карон [Сагоп, 1985] по планктонным фораминиферам. Из анализа этих схем следует, что в раннемеловое время планктонные фораминиферы играют заметную роль в биостратиграфическом расчленении отложений лишь начиная с апта. В неокоме и барреме ведущая роль в датировании и расчленении отложений принадлежит, в зависимости от палеоглубин осадконакопления, радиоляриям или известковому наннопланктону. Для расчленения кремнисто-карбонатных отложений, накапливавшихся в это время на относительно небольших глубинах, главным образом в пределах срединно-океанического хребта и на поднятиях Шатского и Магеллана, в рав-





Условные обозначения к рис. 16, 17

1,2 — расчленение: 1 — на зональной основе, 2 — на ярусной основе; 3,4 — границы: 3 — достоверные, 4 — условные; 5 — стратиграфический перерыв; 6,7 — скважины: 6 — достигшие фундамента, 7 — не достигшие фундамента; 8 — возраст осадков неизвестен



Возраст	Зона	Северо-Заладная котловина						Поднятые Шатского				Поднятие Хесса			
		303	304	436	578	576	45	305	47	48	577	465	466	310	464
Маастрихт	A. mayaroensis									7777					
	G. gansseri														
	G. aegyptiaca					***									
	G. havanensis				~~~							770	$\overline{m}$		
Кампан	G. calcarata														
	G. ventricosa														
	G. elevata														
Сантон	D. asymmetrica													?	
	D. concavata														
лоньяк	D. primitiva														
Турон	G. sigali														
	H. helvetica														
	W.archaeocretacea	~~~	~~~				797								
Сеноман	R. cushmani			V											
	R. reicheli			V				~~~				~~~		~	
	R. brotzeni														



Условные обозначения см. на рис. 16.
	463	J
	171	Центрально-Тихоокеан-
	313	ские горы
	585	Восточно-Марианская
	199	впадина
2000 - 2000	288	
X/ XIIIXIIIIIXIIIX ↔	289	Плато Онтонг-Джава
	462	Владина Науру
	160	
	170	Центрально-Тихоокеан-
	169	Ская котловина
	167	Поднятие Магеллана
	165	
	315	Хребет Лайн
	316	
	163	Восточно-Тихоокеанская
	164	котловина
	317	Плато Маныхики
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	208	Хребет Лорд-Хау
	209	
	277	Плато Кэмпбелл
	323	Котловина Беллинсгаузена

ной мере используются и наннопланктон и радиолярии, а бескарбонатных глубоководных осадков Северо-Западной котловины – преимущественно радиолярии. В некоторых случаях для расчленения и корреляции отложений неоком-барремского возраста используются ассоциации бентосных фораминифер.

Первые находки планктонных фораминифер в Тихом океане приурочены к аптским отложениям плато Онтонг-Джава, Манихики, Центрально-Тихоокеанских гор и Восточно-Марианской впадины. Их ассоциация здесь обычно имеет плохую сохранность и характеризуется незначительной численностью и низким видовым разнообразием. Вследствие этого она, позволяя уверенно датировать отложения в рамках аптского интервала, не дает возможности производить зональное расчленение. Лишь на плато Манихики в их составе возможно выделение некоторых зональных единиц, хотя границы между ними из-за отсутствия видов-индексов и здесь проводятся условно. Радиолярии значительно более разнообразны в видовом отношении, но в силу их меньшей по сравнению с планктонными фораминиферами стратиграфической разрешимости также позволяют датировать отложения в рамках яруса. В альбе разнообразие планктонных фораминифер увеличивается, что находит отражение в более уверенной датировке отложений и их более детальном расчленении. Область применения зональной фораминиферовой шкалы также расширяется, распространяясь, кроме упомянутых выше районов, на поднятия Шатского и Хесса.

В позднемеловое время, как видно из рис. 17, стратиграфическая разрешаемость планктонных фораминифер и соответственно детальность расчленения отложений на основе смены их ассоциаций в пределах большинства положительных морфологических структур Тихого океана существенно возрастают. Особенно богатый видовой состав планктонные фораминиферы имеют в кампан-маастрихтском интервале. Отложения этого возраста практически повсеместно на подводных поднятиях расчленяются на основе биостратиграфической схемы М. Карон с выделением большинства зон и надежным обоснованием их границ. В ряде случаев планктонные фораминиферы дают возможность производить датировку отложений и в пределах глубоководных впадин, хотя здесь, разумеется, не приходится говорить об их зональном расчленении.

Высоким видовым разнообразием характеризуются в верхнемеловых отложениях независимо от их состава и батиметрических условий накопления и радиолярии, которые, как и планктонные фораминиферы, позволяют проводить их расчленение на зональной основе. Однако, как и в подстилающих отложениях раннего мела, стратиграфическая разрешаемость радиолярий в верхнемеловой части разреза осадочного чехла заметно ниже по сравнению с таковой известковистого микропланктона.

## МОРФОЛОГИЯ РАДИОЛЯРИЙ КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИНДИКАТОР ПАЛЕОМИРОТ ОБИТАНИЯ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В настоящее время путем непосредственных измерений установлено, что Тихоокеанская литосферная плита перемещается в северо-западном направлении со скоростью  $6,9 \pm 1,3$  см/год [Kondo et al., 1987]. С не меньшей, а иногда и с большей скоростью плита перемещалась и на протяжении последних 130-120 млн лет [Кононов, 1989]. При этом ее движение имело преимущественно северо-северо-западное направление (рис. 18). Если это так, то, учитывая, что в позднем мезозое широтная климатическая зональность была достаточно хорошо выражена [Крашенинников, Басов, 1985], в Тихом океане мы должны наблюдать постепенное смещение границ климатических поясов в северном направлении.

Климатическая зональность отчетливо отражается сейчас и отражалась в прошлые геологические эпохи в поясном распространении планктон-





1 — точки, фиксирующие положение районов скважин глубоководного бурения через каждые 10 млн лет; 2 — время накопления осадков с высоким содержанием Сорг; 3 — возраст базальтов фундамента ных фораминифер в поверхностных водах и в донных осадках Мирового океана. К сожалению, большинство известных в настоящее время в Тихом океане ассоциаций планктонных фораминифер мелового возраста имеют тропический-субтропический характер и их состав по латерали меняется незначительно. В высокоширотной области Тихоокеанского региона в пределах его северо-западного континентального обрамления меловые (альб-туронские) планктонные фораминиферы к настоящему времени встречены лишь в небольшом количестве экземпляров в пределах Корякского нагорья [Геология ..., 1987]. По этой причине проследить смещение границ климатических поясов по изменениям комплексов планктонных фораминифер пока не представляется возможным.

В последние годы предприняты успешные попытки выделения широтных биогеографических провинций по радиоляриям [Empson-Morin, 1984; Pessagno et al., 1986; Recent. . . , 1986]. Изучение видового разнообразия, обилия и процентного содержания в ориктоценозах тех или иных морфотипов радиолярий позволяет судить о палеоширотах их обитания и соответственно об осадконакоплении, что исключительно важно с точки зрения не только палеобиогеографии, но и геодинамики региона.

Мы проводили межширотное сравнение радиоляриевых комплексов среднемелового (альб-турон) возраста, которые распространены как в низких широтах Тихого океана, так и в умеренных и высоких широтах его континентального обрамления.

В Центральной Пацифике среднемеловые (альб-туронские) радиолярии описаны в двух рейсах б/с "Гломар Челленджер" (17-й, 89-й). Мы дополнительно изучили образцы из скв. 585 (32-2, 94–96 см и 32-4, 98–100 см) из интервалов, не исследовавшихся А. Шаафом [Schaaf, 1986], и установили очень богатый сеноманский комплекс радиолярий, включающий множество видов рода Xitus, а также много новых родов и видов. Так как ранее радиолярии из материалов 89-го рейса не описывались, мы приводим изображения характерных видов этого комплекса (табл. XII).

В обр. 585-39-2, 10-12 см из кремнистого известняка выделен позднеальбский-раннесеноманский радиоляриевый комплекс, в котором наряду с многочисленными характерными видами – космополитами этого возрастного интервала – присутствует большое количество новых видов, вероятно эндемиков. В целом комплексы характеризуются значительным разнообразием тонкоиглистых форм, по общему морфологическому облику и таксономическому составу обнаруживая большое сходство с кубинскими [Vishnevskaya et al., 1982] и центральноатлантическими из скважин 638-641 рейса 103 судна "ДЖОИДЕС Резольюшн" [Thurov, 1968] (табл. XШ).

Среднемеловые радиолярии в Северо-Западной Пацифике встречены в нескольких рейсах б/с "Гломар Челленджер" – 7, 17, 20, 32, 56, 57, 62-м. Наиболее полно описаны радиолярии поднятия Хесса (62-й рейс). На основе их изучения французский радиолярист А. Шааф [Schaaf, 1981, 1985] предложил зональную шкалу для расчленения баррем-сеноманских отложений Северной Пацифики. С помощью различных кислот (уксусной, муравьиной, плавиковой) мы обработали образцы из карбонатных разрезов позднего альба – сеномана в интервалах, не охарактеризованных ранее радиоляриями. В результате для скв. 466 (обр. 29-1, 50-52 см) определен богатый комплекс радиолярий позднего альба – раннего сеномана, включающий более 50 видов. Сходный комплекс радиолярий мы установили в скв. 465А (обр. 31-1, 18-20 см). Важной особенностью выделенного радиоляриевого комплекса является большое разнообразие многих форм, и особенно вида Xitus spicularius. В нашем материале насчитано более шести его разновидностей. А. Шааф этот вид встретил только в позднем барреме (скв. 463). Кроме того, в северо-западной части Тихого океана представительный комплекс альб-сеноманских радиолярий отмыт из кремней, драгированных с поднятия Шатского в 29-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев".

В крайней северо-западной части Тихого океана альб-сеноманские радиолярии встречены в скв. 436 (56-й рейс). По составу это малочисленный, довольно бедный радиоляриевый комплекс [Sakaj, 1980].

Среднемеловые радиолярии широко распространены также в обрамлении Тихого океана, как в северо-западной [Nakaseko et al., 1979; Taketani, 1982; Li, Wu, 1985; Вишневская, 1985, 1988; Казинцова, 1987], так и в северо-восточной [Pessagno, 1977] части.

Из тихоокеанских среднемеловых комплексов особым видовым и родовым разнообразием отличается тропическая радиоляриевая ассоциация из скв. 464-466 (табл. XIV-XXII).

В 7-м рейсе НИС "Академик Вернадский" было установлено, что в поверхностных водах вдоль трансатлантического профиля Венесуэла-Гибралтар радиоляриевые сообщества на шельфе практически полностью представлены породисцидами, а в открытых частях океана в тропиках – наибольшим разнообразием всех морфологических групп [Горбунов, 1979]. Такая же избирательная приуроченность в распределении радиолярий высоких таксонов была обнаружена С.Б. Кругликовой [1979, 1981]. В радиоляриевых ассоциациях, изученных ею в осадках на шельфе современного Тихого океана и Охотского моря, чаще всего доминировали дискоидеи со значительным количеством игл. В осадках современной экваториальной Атлантики вблизи побережья Карибского моря дискоидеи составили 50%, а циртоидеи – только 2–19%.

В этой связи нам представляется, что позднеальбский-сеноманский радиоляриевый комплекс поднятия Хесса, несомненно, тропический, поскольку он отличается исключительно высоким разнообразием всех таксонов и необычайно богат по видовому составу. Высокое разнообразие всех морфологических групп свидетельствует о том, что палеосредой его обитания была, вероятно, открытая пелагиаль. Захоронение этого комплекса, скорее всего, происходило в относительно мелководной обстановке, доказательством чему служат такие косвенные признаки, как высокий процент губчатых форм, низкая иглистость скелетов, преобладание резистентных видов в осадке (табл. XIV). Породисциды, характерные для шельфовых палеообстановок, здесь малочисленны.

Сравнение видового состава радиолярий тропической Атлантики с таковыми тропических районов других океанов позволило В.С. Горбунову [1979] подтвердить ранее выявленную подчиненность таксономичес-

кого состава радиолярий поясной климатической зональности. Этот же автор обратил внимание на еще одну интересную особенность: в донных радиоляриево-фораминиферовых илах Атлантики в более северных станциях, относящихся к субтропической области, количество видов радиолярий составляет около 10, количество экземпляров радиолярий на грамм воздушно-сухого осадка 1000-10 000 и соотношение численности радиолярий и фораминифер порядка 1 : 10 000, а в южных (более тепловодных, принадлежащих к тропической зоне) станциях количество видов радиолярий не менее 55, численность радиолярий на грамм осадка свыше 10 000 и соотношение численности радиолярий и фораминифер от 1:100 до 3:100. Это, несомненно, свидетельствует о том, что в тропических районах, для которых характерно наибольшее видовое разнообразие всех таксонов радиолярий, их продуктивность максимальна.

В позднеальбских-сеноманских осадках скв. 464-466 количество видов радиолярий составляет не менее 50, численность более 10 000 экз./г осадка, а соотношение численности радиолярий и фораминифер от 1:10 до 1:100. Чаще всего мы имеем смешанный фораминиферово-радиоляриевый ил. Ориктоценоз фораминифер и радиолярий хорошо демонстрирует табл. XV, 1. В северных умеренных широтах фораминиферы в ориктоценозе с радиоляриями более редки [Геология. . . , 1987], а в высоких практически не встречаются.

Таким образом, позднеальбский-раннесеноманский радиоляриевый комплекс из скв. 464-466 может рассматриваться как тропический.

Наибольшее сходство альб-сеноманские радиолярии поднятия Хесса обнаруживают с одновозрастными комплексами центральной части Тихого океана (скв. 303–307, 32-й рейс).

Большой интерес представляет сравнение установленных альб-сеноманских комплексов радиолярий Тихого океана с одновозрастными радиоляриевыми ассоциациями, известными в складчатом обрамлении Тихого океана. Это чрезвычайно важно в свете современных представлений о геологическом строении региона с позиций аккреционной тектоники, согласно которым тектоническая структура северного обрамления Тихого океана сформировалась в результате причленения к активной окраине Евразии чужеродных блоков (террейнов), имевших разную геологическую природу и доставленных к месту их современного пребывания плитами Тихого океана из более южных частей палео-Пацифики. Радиолярии, как подчеркивают авторы японского сборника "Радиолярии и радиоляриевые террейны" [Recent..., 1986], могут служить прямым доказательством значительного сближения разнородных тектонических пластин.

Как японские, так и американские радиоляристы, а именно Э. Пессаньо и др. [Pessagno et al., 1986], изучая юрские радиолярии из различных террейнов Северной Америки, пришли к выводу, что многие из них происходят из низких широт приэкваториальной области. При этом деление на широтно-климатические провинции проводится на основе систематического состава радиолярий крупных таксонов. Например, центральнотетическая провинция устанавливается по обилию Pantanellidae, наличию радиолярий рода Ristola и отсутствию Parvicingula, северная тетическая и бореальная – по наличию радиолярий рода Parvicingula.

К. Эмпсон-Морин [Empson-Morin, 1984], исследуя виды кампанских радиолярий из различных точек земного шара, показала, что по частоте их встречаемости и типу сочетаний можно распознавать низкие, умеренные и высокие широты. Например, род Prunobrachium всегда указывает на высокие широты. Многие авторы, изучающие кайнозойскую микрофауну, также обращают внимание на существенные отличия высокоширотных популяций (Северного и Южного полушарий), особенно обедненный видовой состав, сглаженность очертаний, меньшие размеры бореальных форм [Крашенинников и др., 1987; Кругликова, Юшина, 1987].

Исследование распределения современных радиолярий в водной толще и осадках свидетельствует о четкой связи их распространения с климатической или широтной зональностью океана: выделяются бореальная, тропическая, экваториальная и антарктическая зоны накопления скелетов радиолярий, в которых их численность различается на несколько порядков [Кругликова, 1969; Петрушевская, 1969; Goll, Björklund, 1971]. Разнообразие и численность радиолярий убывают по мере перехода от экваториальной зоны к полюсам.

Впервые на существование холодноводных и тепловодных видов указал А. Поповский [ Popofsky, 1907], обнаруживший несколько видов биполярного распространения. Позднее У. Ридель [Riedel, 1958] установил, что среди радиолярий есть виды эндемичные, биполярные и космополиты. Тропические виды не заходят в воды Антарктической области, границей между антарктической и субантарктической фаунами служит зона антарктической конвергенции [Hays, 1965; Nigrini, 1967; Петрушевская, 1967].

В Тихом океане С.Б. Кругликова [1981] установила, что тропические виды не заходят на север далее северной границы зон смешения (приблизительно 40° с.ш.). Широтная зональность в распределении радиолярий может искажаться за счет течений, несущих более холодные или более теплые воды. Однако исследования, проведенные С.Б. Кругликовой по распределению радиолярий высоких таксонов, позволяют проследить по смене сообществ радиолярий существование течений, наличие устойчивых зон подъема вод – апвеллингов, зон дивергенции и конвергенции, а также отделить неритические обстановки осадконакопления от абиссальных или переходных к ним. Одновременно с этим было установлено, что неритические комплексы обнаруживают значительные черты сходства с бореальными, а абиссальные – с тропическими.

С.Б. Кругликова [1979] показала также, что не только общее число видов, но и относительная роль преобладающих групп радиолярий заметно колеблется в осадках различного географического положения. Так, содержание циртоидей, по ее мнению, как правило, не бывает менее 30– 40% общей численности радиолярий, а в бореальной зоне оно обычно превышает 50-60%. Она обращает внимание на то, что имеет место более заметное доминирование циртоидей при переходе от отложений низких к отложениям высоких широт. И наоборот, при движении из высоких широт к низким возрастает роль дискоидей и ларкоидей. В то же время С.Б. Кругликова отмечает, что на одной из станций в тропиках было встречено содержание циртоидей, составляющее 77%. Поэтому, используя при палеогеографических оценках выявленные С.Б. Кругликовой и другими исследователями закономерности в распределении радиолярий высоких таксонов, желательно применение для контроля и других независимых методов (в том числе и анализа радиолярий). В этом разделе мы попытаемся предложить один из возможных методов.

К.Эмпсон-Морин [Empson-Morin, 1984] в своей работе о палеоглубинах и палеоширотах по материалам изучения кампанских радиолярий из тропических и субтропических областей океанов привела интересный пример с видом Patulibracchium californiaensis из меловых разрезов Кипра, Австрии и скв. 146 в Центрально-Венесуэльской впадине Атлантики. Он наглядно свидетельствует о явном различии внешней морфологии скелета одного и того же вида, обитавшего в различных географических провинциях. На возможную экологическую адаптацию одного и того же вида радиолярий к разным условиям указывали М.Г. Петрушевская [1969], Р.Голл [Goll, 1976].

Д.Блюфорд [Blueford, 1988], проведя изучение распределения радиолярий в современных осадках, отмечает, что одни и те же виды спонгодисцид становятся более орнаментированными с поверхности в теплых водах. А.Гранлунд с соавторами [Granlund et al., 1988] на примере вида Lamprocyrtis nigriniae из скв. 685 и 688, пробуренных в Тихом океане, показали, что его форма и размер варьируют как во времени, так и по латерали. В результате своих исследований они пришли к выводу, что по изменению морфометрии скелетов, по-видимому, можно проследить палеоклиматическую зональность и, возможно, другие палеогеографические факторы.

П. Де Вевер, А.Гранлунд и Ф.Кардье [De Wever et al., 1989] разработали систему программ для машинной обработки морфометрических характеристик одного и того же вида из различных регионов мира. Возможность ее использования они проиллюстрировали на примере вида Xipha pessagnoi.

Поэтому, учитывая результаты этих исследований, мы предприняли попытку сравнить радиоляриевые ассоциации Северо-Западной Пацифики и ее обрамления не только по видовому разнообразию и размерам форм, но и по морфологической изменчивости группы отдельных наиболее характерных видов. Для сравнения были выбраны альб-туронские радиолярии из районов низких (30° ю.ш. – 30° с.ш.), умеренных (30–50° с.ш.) и высоких (50–70° с.ш.) широт. Из низкоширотных ассоциаций рассмотрены комплексы приэкваториальной части Тихого (17, 62, 89-й рейсы б/с "Гломар Челленджер"), Индийского (26, 27-й рейсы), Атлантического (1, 10, 11, 13, 14, 103-й рейсы) океанов, Коста-Рики, Омана, Кубы. Для сравнения также привлечены альб-туронские радиоляриевые комплексы ряда районов, расположенных на современных умеренных широтах (30– 50° с.ш.): Кипра, Калифорнии, Японии, Северной Пацифики (20, 32, 56, 57-й рейсы), Восточного Сахалина, Большого и Малого Кавказа, Карпат. Основным материалом проведенного сравнительного изучения радиолярий современных высоких широт послужили альб-туронские комплексы Западного Сахалина, Северной Камчатки и Корякского нагорья, а также кампан-маастрихтские радиолярии Австрало-Новозеландского региона, встреченные в 21 и 29-м рейсах. Для сравнения также были привлечены коллекции не только позднеальбских- сеноманских комплексов радиолярий, но и титонских, сантонских и кампан-маастрихтских Кубы, Италии, Болгарии, Польши, Русской платформы, Румынских Карпат, Крыма, Большого и Малого Кавказа, различных районов Корякии, Камчатки, Сахалина, Калифорнии и скважин глубоководного бурения. Анализу также подверглись все доступные автору литературные опубликованные и неопубликованные материалы.

Таким образом, для сравнения были взяты среднемеловые ассоциации радиолярий как из регионов, в которых имели место крупномасштабные горизонтальные перемещения преобладающего субмеридионального направления (Тихий и Индийский океаны), так и из регионов, где такого рода перемещения были относительно незначительными (Средиземноморье, Атлантический океан). Географическое распространение сравниваемых видов дано в табл. 8, 9, изображения некоторых из них приведены в палеонтологических таблицах XII–XXII.

Отложения этого возраста в северо-западном обрамлении Тихого океана (Беринговоморский регион) повсеместно находятся в аллохтонном залегании, слагая отдельные глыбы и блоки или целые тектонические пластины [Брагин и др., 1986; Григорьев и др., 1987]. По палеомагнитным данным, для северокорякских пластин в альбе- сеномане предполагаются палеошироты 20-30° с.ш. [Кононов, 1985, 1989], что свидетельствует об их последующем перемещении на тысячи километров. Поэтому крайне интересно сравнить эти данные с полученными нами результатами палеоширотной приуроченности радиоляриевых сообществ на основе их систематического состава и морфологических особенностей (рис. 19).

Первое, что обращает на себя внимание в нашем материале по верхнему альбу – нижнему сеноману, – это наиболее высокий коэффициент разнообразия (10-20) у низкоширотных радиоляриевых ассоциаций. Радиоляриевые комплексы умеренных широт имеют средний коэффициент 5, а из отдельных выходов и тектонических пластин высоких широт – 1. В приэкваториальной зоне отмечается обилие дискоидей, а в высокоширотных популяциях они резко подчинены, изобилуют циртоидеи.

Большинство видов из современных умеренных и высоких широт имеют меньшие размеры, более компактную форму, а разнообразные отростки, тонкие длинные иглы, столь характерные для тропических комплексов, здесь массивные, слабо развитые или вообще отсутствуют. Также наблюдаются некоторые морфологические изменения в характере стенки раковины. Ниэкоширотные экземпляры альб-туронского вида Praeconocaryomma universa (табл. XII–XIII) имеют более тонкую стенку, часто иглистые, в то время как высокоширотные раковины этого вида массивные, толстостенные и, как правило, лишены игл. Формы Holocryptocanium barbui (табл. XVI) из центральной части Тихого океана (62-й

# Таблица 8. Распространенность радиолярий отряда Spumellaria в осадках альба-турона

Вид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Acenthoniscus disonius	1	I	I	I		Γ	I	1			I	1	r	1	I	I	1
A trizonalie													+				
Spangagesturnelie huevi							+										
S amieeue				Ŧ	Ŧ												
5. annissus 9. variabilia		+ +															
S. polymornus		Ŧ											+				
S. norridus	+													+			
S. aculeatus			+				+										
S. ? ICHIKAWAI				+													
S. preclarus				+													
S. ? eidalimus				+													
S. ? yaoi				+													
Archaeospongoprunum teha-	+						+										
maensis																	
A. cortinaensis															+	+	
A. praelongum						+											
A. aff. venadoensis						+	+										
Orbiculiforma chartonae	+																
O. cachensis						+	+			+							+
O. maxima						+	+		+								
O. concava							+										
O. multangula						+			+								
O. nevadaensis						+											
O. railensis						+											
O. cf. persenex						+										+	

Acaeniotyle diaphorogona						+			Ť			<b>1</b>	+		
A. umbilicata						+			<b>T</b>			•	•		-
Praeconocaryomma universa	+				+	•	+		+	+				Ŧ	-
P. lipmanae	+				+						+				
P. irregularis						+									
Alievium antiquum	+				+			+		+				+	
A. helenae	+								+					+	
A. praegallowayi			+	+											
A. gallowayi													+		
A. superbum	+	+					+				+		+	+	+
Pseudoaulophacus floresensis		+									+				
P. putachensis	+				 +									+	+
P. stellatus	+													+	
Patellula decora						+									
P. planoconvexa	+														
Halesium sexangulum					+									+	
H. guadratum					+							+			
Pyramispongia glascockensis					•						+				
P. magnifica					+										
Quinquecapsularia spinosa					+										
Stylotrochus antiquum						+						+			
Spongotrochus polygonatus												+			
Spongocyclia lanigera												+			
S. trachodes												+			
Spongoloche grandis												+			
Spongoprunum diversispina												+			
Spongopyle ecleptos	+											+			
S. guleata												+			
S. insolita	+											+			
S. stauromorphos												+			
S. trabeata												+			
Crucella espartoensis												+			

+

#### Таблица 8 (окончание)

Вид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
C. irwini	1	1	!	1			T.	1	T					1			
C. messinae				+		Ť						+					+
Patulibraccium grapevinensis				•													+
P. inaequalum						+											
P. obesum						+											
Patulibraccium davisi						× <b>+</b>											
P. petroleumensis						+							+				
P. ungulae		+				+											
Pantanellium multiperis.							+										
r. ianceola Prominebelli													+				
r. squinaboili Hevenyle dodecenthe											+						
Haliomma minor													+				
Actinomma ? rude													+				
A. tuberculatum							+										
A. hexocontum							+						+				
Porodiscus delicatulus													•				
Spongodiscus maximus		+															
S. multus									+								
S. cf. americanus	+												+				
Stylotractus ovatus													+				
Praestylosphaera aff. hostata							+										
Staurosphaera amplissima							+										
S. globulosa							+										
Staurostylus italicus													+				
Vitorfus campbelli						+	+										

118

Trochodiscus exaspina		+					
Spongodruppa cocos	+						
Phaseliforma concentrica	+			•			
Spongotripus aculeatus							+
Acanthosphaera wisniowskii					+	+	+
A. cenomanica					+		
Cavaspongia californiaensis			+		+		+
C. antelopensis			+		+		+
Vitorfus brustolensis					+		
V. campbelli			+	+			

Примечание. 1-4 – Тихий океан: 1 – 62, 89-й рейсы. [Shaaf, 1981, 1986], 2 – 17-й рейс [Moore, 1973], 3 – 20-й рейс [Foreman, 1973], 4 – 32-й рейс [Foreman, 1975]; 5 – 56, 57-й рейсы [Sakaj, 1980]; 6 – Калифорния [Pessagno, 1976]; 7 – Китай [Li, Wu, 1985]; 8 – Япония [Nishimura et al., 1979; Recent. . . .,1986], 9 – Сахалин [Казинцова, 1983, 1987], коллекционные материалы; 10 – Камчатка [Вишневская, 1988]; 11 – Корякское нагорье [Геология. . . 1987], коллекционные материалы; 12 – Средиземноморье (Юг СССР, коллекционные материалы; Кипр, Оман, Румыния [Dumitrica, 1975], коллекционные материалы); 13 – Индийский океан (26-й рейс [Riedel, Sanfilippo, 1974], 27-й рейс [Renz, 1974]; 14 – Атлантический океан (1-й рейс [Pessagno, 1969], 10-й рейс [Foreman, 1970], 13-й рейс [Dumitrica, 1973], 14-й рейс [Petrushevskaya, Kozlova, 1972], 40-й рейс [Foreman, 1975]; 15 – Куба [Vishnevskaya et al., 1982], коллекционные материалы; 16 – Коста-Рика [Schmidt-Effing, 1980]; 17 – Русская платформа [Вишневская, Казинцова, 1987; Казинцова, 1983], коллекционные материалы.

## Таблица 9. Распространенность радиолярий отряда Nassellaria в осадках альба-турона

Вид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Excentropylomma cenomana	1   +	l +	ſ	1		[ i			I +	I +		+	i I		I	Į	I
Archaeodictyomitra sliteri	+					+											
A. simplex	+	+				+				+							
A. vulgaris	+					+											
A prevideninguie					1	•							+				
													·				
	Ŧ								_				т				
A. squinaboli						+			+			+					
A. excellens		+											+				
Pseudodictyomitra nakasekoi								+		+	+	+					
P. pseudomacrocephala	+	+		+	+	+		+	+	+	+	+	+	+		+	+
P. formosa	+	+										+					+
P. tekschaensis					+												
P. malleola													+	+			+
P. lilyae													+				+
P. lodogaensis	+					+			+	+							
P. carpatica	+					+				+	i	+					
P. pentacolaensis	+					+			+	+						+	
P. vestalensis						+											
P. recta															+		
P. camajuanica															+		
Dictyomitra duodecimcostata				+													
D. albeari															+		
D. expressa															Ŧ		

120

Dictyomitra margarita		+									+	+				
D. sagitafera		+														
D. pyramidalis	+					•										-
D. napaensis					+	+										
D. striata																4
D. ferosia																+
D. urakawensis							+	+					+			
Archicapsa similis	+	+														
Artocapsa bicornis												+				
A. ultima												+				
Mita gracilis	+				+											
M. magnifica	+				+											
Zifondium lassenensis	+				+											
Z. pauperum					+					+						
Thanarla conica	+	+			- + *					+						
T. broweri	+					+										
T. elegantissima	+			+	+		+	+	+	+	+			+	+	
T. lacrimula			+											+		
T. pacifica							+			+						
T. praeveneta	+				+				+	+						
T. veneta	+	+	+		+		+	+	+	+	+	+	+			
T. pulchra		+			+				+							
Stichomitra communis	+							+		+	+					
S. campi												+				
S. cathara												+				
S. rusti		+														
Crolanium cuneatum								+								+
C. triquetrum					+			+								
Xitus pulcher					+											
X. antelopensis					+			+								
X. spicularis	+				+				+		+					
X. alievi	+									+						
X. plenus	+				+			+								
X. rothwelli															+	

÷

121

#### Таблица 9 (окончание)

		T	T		r	<u> </u>			·	<u></u>								·····
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
X asymbetes		+ +	1			1	1	i +	1	+	+	1		+	1	1	1	
X enhitne		•									+					+		
X. snineus							+									+		
X. mosquensis		+																+
Novixitus mclaughlini							+		+		+	+				+		
N. dengoi									+								+	
N. wevli									+								+	
N. bilobgeski												+						
Ultranapora spinifera							+											
U. praespinifera							+	+			+							
U. durhami							+	+								+		
U. xizangensis								+										
Obesacapsula somphedia		+		+	+							+			+			
O. costarricensis																	+	
Spongocapsula zamoraensis		+					+					+						
Stichocapsa procera														+				
S. pseudodecora														+				
S. rutteni														+				
S. wichmanni														+				
S. cribrata				+														
S. dorysphaeroides				+														
Sethocapsa congdnensis									+									
S. echinata									+									
Cryptamphorella sphaerica				+													+	
C. conara				+			+			+	+	+				+		
Holocryptocanium barbui				+			+	+	+		+	+				+		
H. japonicum				+							+							
H. geyserensis									+					+	+			
H. astiensis									+									
H. tuberculatum					+									+	+		+	

Hemicryptocapsa polyhedra	+	+							+			
H. decora												+
Gongylothorax verbecki									+	+	+	
Amphipyndax mediocris								+		+		
A. stocki	+	+					+	+			+	
A. enesseffi		+										
A. epiplatus										+		
A. pyrgodes										+		
Lipmanium sacramentoensis				+		+						
L. caseyi				+								
Petasiforma glascockensis				+								
Petasiforma foremanae				+	+							
P. inusitata				+								
Rotaforma mirabilis				+								
R. hessi				+		+						
Squinabollum fossilis						+	+		+		+	
Saturniforma peregrina				+								
Kozurium corningensis				+								
K. zingulai				+								
Cassideus riedeli				+								
C. yoloensis				+	+							
Microsciadiocapsa lipmanae				+								
M. sutterensis				+								
Ewingium jonesi				+								
E. guindaensis				+ +								

Примечание. Пояснение 1—17 см. в табл. 8.

				6.4										
<b>a</b>		характерные виды альба-сеномана										Общее	разноо	бразие
современ-	Регион,	P.u.	Н.Ъ.	H.g.	Τ.ν.	Т.р.	T.e.	X.s.	N	P.c.	P.p.	Сред-		
ная широта	рейс	Строение и щина стенки	тол-	t	Колич и отн	ество юшени е	ребер s/l	Типи ложени	распо е пор	Форма ребер	r	нее ЧИСЛО ВИЛОВ	Морфо- логия	ĸ
65-62 <sup>0</sup> с.ш	Корякское нагорье	APB .	8	9-10	10-12 0,50		9-10 0,65	*	چ: چ		10-12	10	¢Δ	1-2
5 <del>8-</del> 55	Камчатка	¥K.	<b>O</b>		0,55		9-10 0.5-067	ų.	Ś		8	10-15	なる	2-4
55-52	Русская платформа	P90	<u>ನ</u> C					÷.			10-12	5-10	80	1
52-50	Западный Сахалин		~ ぶ								10	15	<b>\$</b> •	2
50-48	Восточный Сахалин	ZX	う い で					*			8	30	1.84	3
45	Альпы, Карпаты	(Ja	6		10-12 0,55		10-12		<u> </u>		6-9	50	• <u>&amp;</u>	2-2,5
43	Атлантика, р.47 Большой Кавказ				9-11 0.55	8-10 0.43		<b>\$</b> :			8-9	50	Bd#	2,5-3
41	Малый Кавказ		<b>6</b> 6		9-11 0,55	9∸10 0,50	8-9 0.57	(îri			6-8	50	• 8	3-5
43-40	Пацифика, р.56, 57; Япония	$\mathbf{O}$	%	10- 12	8-9 0,55	10-11	9-10 05-065				6-7	50	0 •	4-8
40-33	Япония	ĊŁ	000	15- 18	8-9 0,57		9-10 0,5-0,7	*	نېنې		6-7	50	\$×D	10-15
40-35	Греция, Кипр, Китай	Ŭ-			6-8 0.60	7-8 0,75					6-7	50	A 🌣	10
37-35	Калифорния	S.	%	9-11	6-9 0,55	8-9 0,45-0,6	0,55-0,7	(iii	łł.		6-9	50	口 🌢	12
35-30	Пацифика, р.20, 32, 62		- よ		8-10 0.75-0.8	9-10 0,5-0,75	0,6-0,7				6	50		7-10
20	Оман, Куба	XX			8-9 0,7		9-10 055-0.7	2021			5-6	50	808	20
15-10	Пацифика, р.17, 89	**	000		8-9 0,65		9-10 0,73	¥	Ś		6-7	50	¢γ	10-20
10	Коста-Рика	X			8-9 0.7		8-9 0.7-0.75				4-5	25	ዾ፼ዺ	10
30 <sup>0</sup> с.ш 30 <sup>0</sup> ю.ш.	Атлантика, р. 1, 10.11.13.14.103	**			8 0,6				S.		5-6	50	800	10-15
0-30 <sup>0</sup> ю.ш	Индийский океан р.26, 27						9-10 0,6				4-5	30	7-0B	7-10

рейс) также имеют значительно более тонкую стенку, нежели карпатские, кавказские и западносахалинские экземпляры.

Тихоокеанские виды очень близки к разновидностям, описанным из Японии [Mizutani, 1982; Yamauchi, 1982], Калифорнии [Pessagno, 1977], обнаруживают большое сходство с экземплярами из Восточно-Сахалинских гор и представляют собой подвид H. barbui japonicum, а камчатские виды относятся к подвиду H. barbui barbui. Они в 2 раза крупнее, имеют более правильные шестиугольные поры и практически по всем характеристикам (морфологии стенки, размерам) совпадают с типовым видом, описанным П.Думитрикой [Dumitrica, 1970] из сеномана Румынских Карпат. От кавказских экземпляров данные тихоокеанские виды отличаются меньшими размерами абдомена, более тонкой стенкой. У экземпляров с поднятия Хесса стенка раковины значительно тоньше, чем у камчатских видов. Наибольшее сходство между собой имеют экземпляры из скв. 585 и с Камчатского мыса (табл. XVI, 4–6, и 7), что, вероятно, свидетельствует о близких палеоширотах их обитания.

Все виды Thanarla veneta из приэкваториальной области отличаются наличием широких продольных ребер, меньшим отношением высоты раковины к ширине (табл. XVII). Отношение длины раковины к ее ширине варьирует. Так, у всех тропических – субтропических видов (Оман, Коста-Рика, центральная часть Тихого океана от 0 до 30° с.ш.) оно составляет в среднем 2:1,5 (2:1,3–2:1,6), в то время как у японских видов оно равно 2:1,1–1,2, у калифорнийских – 2:1,2, у камчатских – 2:1,1, а у кавказских, румынских и северокорякских – только 2:1. За счет такого изменения формы скелета (более расширенной у низкоширотных видов и вытянутой у относительно высокоширотных) меняется характер ребристости раковин. У тропических видов она как бы раздутая, крупноребристая, с большими порами, а у умеренно широтных и высокоширотных – стройная, тонкоребристая, струйчатая и мелкопористая, потому что одно и то же количество ребер (18–22) приходится на разную длину окружности раковины.

Интересно отметить, что камчатские экземпляры по данному морфологическому признаку раковины ближе к японским и тихоокеанским, а северокорякские экземпляры обнаруживают большее сходство с кавказскими экземплярами, несмотря на то что имеют много общего с тихоокеанскими. Северокорякские экземпляры наиболее мелкопористые. У вида Thanarla praeveneta отношение высоты раковины к ширине также, по-видимому, зависит от географической широты обитания вида. Так, у япон-

**Рис.** 19. Некоторые изменения морфологии скелетов радиолярий в зависимости от широты обитания

t — количество туберкул на полуокружности, *s* — ширина раковины, 1 — длина раковины, г — количество ребер на полуокружности восьмого сегмента, К — коэффициент разнообразия

Виды: P.u. — Praeconocaryomma universa, H.b. — Holocryptocanium barbui, H.g. — Holocryptocanium geyserensis, T.v. — Thanarla veneta, T.p. — Thanarla praeveneta, T.e. — Thanarla elegantissima, X.s. — Xitus spicularius, N. — Novixitus sp., P.c. — Pseudodictyomitra carpatica, P.p. — Pseudodictyomitra pseudomacrocephala

ских и калифорнийских экземпляров оно составляет 2:0,9, в то время как у кавказских – 2:0,85, у северокорякских – 2:0,8, а у центральнотихоокеанских – 2:1,5.

Сходные характеристики получены для хорошо известного вида-космополита Т. elegantissima. Количество продольных ребер постоянно (9– 10), но тихоокеанские виды более бочонкообразные по сравнению с атлантическими. Изменяется размер пор. У калифорнийских и японских видов они меньше, чем у оманских и малокавказских. Самые мелкие поры у северокорякских экземпляров. Несмотря на некоторые различия, северокорякские виды обнаруживают большее сходство с кавказскими, нежели с японскими и калифорнийскими. Возможно, это обусловлено сходными палеоширотами обитания кавказских и некоторых из корякских фаун.

Экземпляры видов рода Pseudodictyomitra (P. carpatica, P. ladogaensis, P. pentacolaensis и P. pseudomacrocephala) и рода Archaeodictyomitra из умеренных и высоких широт меньше размером, узкоребристые, более массивные. На табл. XVIII хорошо видно, как изменяется отношение ширины раковины к высоте по мере перехода от экваториально-тропических позднеальбских-сеноманских видов скв. 465 к субтропическим формам скв. 585 и Камчатского мыса и к северотетическим хребта Кумроч Северной Камчатки. Аналогичные изменения можно видеть на примере видов Stichomitra communis (табл. XV) и Cryptamphorella sphaerica (табл. XIV).

Виды родов Xitus и Novixitus наиболее разнообразны в приэкваториальной зоне (табл. XIX-XXI). Представители семейства Spongocapsulidae, особенно род Schaafella (табл. XXI), отличаются массивной стенкой раковин. Однако, несмотря на их внешнюю массивность, стенка состоит из кружевного переплетения тончайших перекладин.

М.Г. Петрушевская [1981] указывает, что подобная исключительно толстая губчатая или сложноустроенная стенка раковин родов Spongocapsula, Obesacapsula, Syringocapsa и, вероятно, Xitus и Crolanium характерна для тропических и умеренных широт. Все тихоокеанские виды семейств Xitidae и Spongocapsulidae крупнее и бугристее камчатских и корякских видов, а также видов Русской платформы (табл. XXI, XXII).

Таким образом, несмотря на то что в целом альб-туронские радиоля: риевые ассоциации Камчатки и Корякии предлагается считать тепловодными тропическими или субтропическими [Брагин и др., 1986], среди них намечаются широтные различия. По-видимому, северо-восточнокамчатские альб-туронские радиолярии обитали на палеоширотах, близких к японскиш и калифорнийским, но отличных от корякских, центральнотихоокеанских и приэкваториально-тропических. Вероятно, северо- и южнояпонские радиоляриевые ассоциации также обитали на различных палеоширотах. Корякские альб-туронские радиолярии, скорее всего, занимали более высокие палеошироты, возможно близкие к палеоширотам карпатско-кавказских радиоляриевых ассоциаций. Вместе с тем относительно высокое видовое разнообразие карпатско-кавказских сообществ (по сравнению с одновозрастными комплексами Украины и Русской платформы, а также Корякии) и наличие ряда тепловодных видов (Alievium antiquum, Thanarla veneta и др.) указывают на принадлежность их скорее к тропической или умеренно субтропической биогеографической провинции и на близость к южной границе этой провинции в отличие от корякских, которые, по-видимому, тяготеют к северной границе умеренно субтропической провинции. Сделанному выводу не противоречат редкие находки планктонных фораминифер в Корякской области, встреченные совместно с радиоляриями.

Следовательно, представление о том, что альб-туронские радиолярийсодержащие толщи являются террейнами, пришедшими из центральных частей Тихого океана, вызывает сомнение. В то же время можно говорить о возможной принадлежности к ним тектонических блоков аккреционной призмы, сгруженных вдоль восточного побережья Камчатки и Сахалина. По-видимому, более детальное изучение радиоляриевых популяций позволит по морфологическому облику фауны более уверенно судить о возможных палеоширотах обитания тех или иных сообществ. На основе проведенного радиоляриевого анализа можно предположить, что сообщество, встречающееся в альб-сеноманских отложениях Корякии, обитало, скорее всего, в умеренной области, Северной Камчатки – вблизи северной границы северной субтропической области, Сахалина – вблизи ее южной границы, в то время как альб-сеноманские комплексы из отдельных аккреционных пластин п-ова Камчатский Мыс характерны для тропической зоны.

Изложенные здесь материалы по изменению морфологических особенностей альб-туронских радиолярий показывают, что они могут служить наравне с таксономическим составом показателем принадлежности радиоляриевых сообществ к той или иной биогеографической провинции и, следовательно, показателем палеоширот обитания. Тот факт, что предложенная методика основана на анализе ассоциаций радиолярий альбтуронского возраста, которые к настоящему времени являются наиболее широко распространенными и изученными в пределах Тихоокеанского региона, подчеркивает его достаточную обоснованность. Тем более интересно применить данную методику радиоляриевого анализа и к другим, как более ранним, так и более поздним временным интервалам.

Наиболее древние достоверно установленные комплексы радиолярий в Тихом океане датируются поздней юрой (титоном). В скв. 801 в Восточно-Марианской впадине встречены среднеюрские (бат-келловейские) формы, однако эти данные носят предварительный характер.

Важным элементом титонской ассоциации радиолярий являются представители рода Hsuum, которые в осадках Тихого океана встречены нами впервые (скв. 305). Согласно палеомагнитным данным, район скв. 305 в среднем альбе пересек экватор. Следовательно, в титоне, т.е. на 40 млн лет раньше, он располагался южнее экватора, но, вероятно, уже в области тропиков (15-20° ю.ш.), если принять скорость движения плиты относительно постоянной. Таким образом, титонский радиоляриевый комплекс с многочисленными представителями рода Hsuum, скорее всего, является тропическим. Как в титонских кремнях скв. 305 (табл. XXIII), так и в одновозрастных кремнях из основания разреза скв. 196 и 306 из спумеллярий наиболее многочисленно представлены актиномиды и хагиастриды со сложной губчато-сетчатой стенкой. Среди насселлярий также обильны сирингокапсиды и парвицингулиды с губчато-нодозной структурой, характерной для умеренно тропической области (табл. XXIII, 8; XXIV, 1-6). В титон-раннеберриасовом комплексе скв. 196 многочисленны пантанеллиды и акантоциркусы, служащие индикаторами низких широт [Pessagno et al., 1986]. Титонские парвицингулы из осадков Тихого океана ширококонические, часто бочонковидные, что также подтверждает их тепловодный характер и близость к видам из Средиземноморской провинции.

В то же время в современных высоких широтах (севернее 60° с.ш.) в одном из тектонических блоков яшм бассейна р. Малый Научирынай, а также в разрезе горы Семиглавая (Корякское нагорье) мы встретили титонский радиоляриевый комплекс, отличающийся таким же высоким таксономическим разнообразием и очень близкой морфологией скелетов. Так, вид Triactoma ex gr. blakei (табл. XXIII, 1-3) в этом комплексе практически не отличается от встреченного в скв. 534 в низких широтах Атлантики [Baumgartner, 1984]. Раковины Paronella pristidentata также очень близки по характеру орнаментации и морфологии (табл. XXIII, 4, 5).

Не меньшее сходство обнаруживают между собой виды Obesacapsula pacifica и O. palmerae из Тихого океана и Корякии (табл. XXIV, 1-4, 5, 6). Очень близки по всем параметрам особи нового вида Hsuum basovi из кремней титона поднятия Шатского (скв. 305) и яшм келловея?-титона Корякского нагорья (табл. XXIII, 9-12). Все эти факты, очевидно, указывают на единство палеоклиматической среды обитания обсуждаемых одновозрастных радиоляриевых комплексов и, следовательно, на близкие палеошироты. О наличии тропических фаун в мезозойских осадочных комплексах Корякии высказывались и другие авторы [Сей, Калачева, 1983; Дагис и др., 1989], что подтверждает предста́вление о значительных перемещениях плит в Тихоокеанском регионе.

Судя по таксономическому составу, наиболее древние юрские (баткелловейские) радиолярии из скв. 801 могут быть также сопоставлены с одновозрастными комплексами из Новой Зеландии [Spörli et al., 1989] и с биполярными синхронными радиоляриевыми сообществами из Корякии. Те и другие характеризуются преобладанием моноциртоидных, часто губчатых форм, толстостенными массивными скелетами компактной формы, что свидетельствует, скорее всего, о более холодноводных условиях.

Баррем-аптские радиолярии Тихого океана также практически все представлены тепловодным комплексом. Тем не менее несомненный одновозрастный аналог этого субтропического палеосообщества встречен в современных высоких широтах в северо-западном обрамлении Тихого океана на территории Корякского нагорья в разрезе так называемой "северской свиты" [Вишневская, 1988; Брагин и др., 1988]. Следовательно, согласно радиоляриевому анализу, формирование этого фрагмента карбонатно-кремнистого разреза баррем-аптского возраста происходило в низких широтах, а его современное высокоширотное положение, вероятно, можно объяснить только с позиции плейт-тектоники.

Палеогеография радиолярий кампана для тропической и субтропической областей была детально рассмотрена К.Эмпсон-Морин [Empson-Morin, 1984] на примере их ассоциации из скв. 313, пробуренной в восточной части Центрально-Тихоокеанских гор. Поэтому мы остановимся на результатах палеоэкологического анализа рапиолярий из умеренных и высоких палеоширот сантона-кампана. К первым, скорее всего, относятся палеопопуляции радиолярий поднятия Хесса (скв. 310А). Здесь присутствуют многочисленные спонгосатурналиды, очень близкие по морфологии скелета к одновозрастным формам западного склона Большого Кавказа (табл. XXIV, 7, 8). В комплексе также установлены разнообразные формы рода Neosciadiocapsa (табл. XXIV, 9-11), областью обитания которого, по данным М.Г. Петрушевской [1981], были преимущественно умеренные и высокие широты. Виды из скв. 310А, как и кавказские особи, отличаются от высокоширотных форм этого рода ажурной крупнопористой структурой стенки с петельчатым строением поровых рамок (табл. XXIV, 12). Здесь многочисленны орбикулиформиды, псевдоаулофациды и амфипиндациды с двухслойной орнаментированной стенкой. В континентальном обрамлении Тихого океана сходные палеопопуляции умеренных широт встречены в флишоидных толщах Северной и Центральной Камчатки.

Высокоширотные популяции кампана плато Кэмпбелл (скв. 275) могут быть сопоставлены с биполярными радиоляриевыми комплексами юга Корякского нагорья [Геология . . ., 1987].

Все эти высокоширотные радиоляриевые ассоциации сантона-кампана отличаются доминированием разнообразных плотногубчатых орбикулиформид, спонгурид и прунобрахид с редуцированным отношением высоты к ширине, а также обилием очень плотных мелкорешетчатых форм рода Neosciadiocapsa. При этом морфология многих одноименных видов из кампана плато Кэмпбелл [Pessagno, 1975] и южной части Корякского нагорья [Геология ..., 1987] настолько близка, что они практически неразличимы.

Для позднего маастрихта амфибореальными биполярными видами, вероятно, являются некоторые высококонические крупнорешетчатые формы родов Bathopyramix, Clathrocyclas и веретеновидные рода Spongurus Корякского нагорья и скв. 208 на хребте Лорд-Хау [Атлас..., 1977; Геология..., 1987].

В заключение необходимо подчеркнуть, что все сделанные на основе анализа морфологии скелетов радиолярий предположения требуют дальнейших исследований в этой области и подтверждения выявленных закономерностей на современном материале, а также проверки по остальным группам фауны и другими независимыми методами.

### ИСТОРИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ТИХОМ ОКЕАНЕ В ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

С началом осуществления Проекта глубоководного бурения стало очевидно, что океанический осадочный чехол имеет более сложное строение, чем это представлялось ранее. Пробуренные к настоящему времени в Мировом океане скважины, а также геолого-геофизические исследования позволили установить основные особенности состава и строения его осадочного чехла.

1. Повсеместно осадочный чехол подстилается океаническими базальтами, обычно толеитового состава.

2. Возраст базальных слоев закономерно меняется по латерали, удревняясь при движении от срединно-океанических хребтов в сторону континентов. В этом же направлении в целом увеличивается и мощность осадочного чехла.

3. Практически повсеместно вверх по разрезу и при удалении от срединно-океанических хребтов увеличивается относительная глубоководность осадков.

4. Отложения чехла имеют полифациальный состав, что свидетельствует о многообразии условий их формирования.

5. В открытом океане на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя преобладающим было биогенное – карбонатное и кремнистое – пелагическое осадконакопление.

6. Широкое развитие в осадочной толще океанов имеют стратиграфические перерывы, связанные с ненакоплением осадков или с размывом уже отложившегося осадочного материала.

В целом анализ кернов глубоководного бурения показывает, что в строении осадочного чехла океанов принимают участие аналоги практически всех современных океанических осадков, в разной степени диагенетически преобразованных. Это в значительной мере облегчает восстановление на основе актуалистического подхода условий формирования тех или иных осадочных толщ в различные геологические эпохи.

Перечисленные выше особенности состава и строения осадочного чехла свойственны всем океаническим бассейнам. Вместе с тем история развития каждого из них имела свои специфические черты, которые во многом определяли процессы осадконакопления и формирования чехла. Такими специфическими признаками для Тихого океана на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя являлись: 1) огромные размеры; 2) сильно расчлененный рельеф, особенно в его западной части; 3) активные окраины почти по всей периферии бассейна; 4) широкое развитие островодужного и внутриплитного вулканизма; 5) постоянное перемещение Тихоокеанской литосферной плиты в северном (и северо-западном) направлении.

Взаимодействие всех этих факторов обусловило своеобразие состава, строения и истории формирования тихоокеанского осадочного чехла.

Хотя глубоководное бурение в Тихом океане проводится с перерывами уже более 20 лет и здесь пробурено в общей сложности более 300 скважин, история развития этого бассейна и осалконакопления в нем во многом остается схематичной. Особенно это касается мезозойского этапа его геологической истории, восстановление которой на современном уровне изученности сталкивается со значительными трудностями. Последние обусловлены прежде всего недостаточным количеством и качеством геолого-геофизических материалов. Верхнемезозойские отложения в пределах огромной акватории Тихого океана вскрыты приблизительно лишь в 60 точках. Почти все они расположены в западной тропической – субтропической области океана между 40°с.ш. и 40°ю.ш. При этом часть скважин пробудена в абиссальных котловинах с глубинами более 5000 м, где осадочный чехол имеет небольшую мощность и сложен, как правило, бескарбонатными фациями. Это исключает возполучения здесь разрезов осадков с представительными можность комплексами известковых (и кремниевых) микроорганизмов, с помощью которых производится детальное расчленение отложений и датировка тех или иных геологических событий.

В большинстве скважин, пробуренных в пределах подводных поднятий, разрезы верхнего мезозоя сложены преимущественно карбонатными осалками. Опнако повсеместно они содержат многочисленные горизонты и прослои кремней. Такое чередование более плотных и относительно мягких разностей пород обусловливает незначительный выход керна при бурении и затрудняет получение непрерывных разрезов. Особенно низким процент выхода керна был на первом этапе осуществления Проекта глубоководного бурения, когда, с одной стороны, еще не была отработана технология бурения в подобных породах, а с другой - бурение, как правило, велось с эпизодическим отбором керна. При такой методике его отбора опробованные интервалы в разрезе скважины чередуются иногда с довольно значительными по мощности неопробованными интервалами. Кроме того, осложняющим фактором является широкое развитие в Тихом океане на протяжении мелового периода процессов эрозии и растворения, которые приводили соответственно к появлению стратиграфических перерывов и формированию толщ осадков с плохим палеонтологическим контролем.

В силу изложенных обстоятельств в Тихом океане практически отсутствуют достаточно полные разрезы мезозойских отложений, что в сочетании с ограниченным общим числом скважин, вскрывших осадки этого возрастного интервала, позволяет восстанавливать последовательность лишь наиболее крупных геологических, палеоокеанических и палеоклиматических событий.

Имеющиеся в настоящее время работы по геологическому развитию и истории формирования осадочного чехла Тихого океана касаются его отдельных структур. Первая попытка реконструкции истории мезозойского и кайнозойского осадконакопления в пределах всей северной части Тихоокеанского бассейна была сделана участниками 20-го рейса б/с "Гломар Челленджер" [Неегон et al., 1973]. Они проанализировали полученные к тому времени материалы по литологии, био- и сейсмостратиграфии чехла, возрасту и магнитным характеристикам базальтового фундамента и выделили в составе осадочного чехла Тихоокеанской литосферной плиты пять литолого-статиграфических единиц (снизу вверх): 1) базальную кремнисто-карбонатную толщу мелового возраста, состоящую из известняков, писчего мела, мергелей и кремней; 2) маломощную толщу меловых абиссальных пелагических глин; 3) кремнисто-карбонатную толщу позднемелового-третичного возраста, сложенную писчим мелом и кремнями; 4) толщу цеолитовых красных глин мелового-третичного возраста; 5)толщу верхнетретичных алевритовых глин вулканического происхождения, выклинивающуюся в восточном направлении. Границы между этими толщами диахронны и удревняются в западном и северном направлениях.

Для объяснения такого строения чехла была предложена кинематическая модель, в соответствии с которой он формировался на плите, постоянно погружавшейся и перемещавшейся на протяжении позднего мезозоя в северо-западном, в раннем кайнозое – в северном, а с позднего зоцена – в западно-северо-западном направлении. При этом та часть коры, которая сформировалась в срединно-океаническом хребте южнее экватора, при своем перемещении пересекала экваториальную зону высокой биопродуктивности. "Момент" пересечения экваториальной зоны шириной около 10° в разрезе осадочного чехла отражался увеличением мощности кремнисто-карбонатных отложений.

Материалы бурения в последующих рейсах б/с "Гломар Челленджер" в целом подтвердили правильность этой модели осадконакопления в Тихом океане. Вместе с тем получены многочисленные новые данные, которые свидетельствуют о том, что процесс формирования осадочного чехла этого океанического бассейна в мезозойское время был значительно сложнее.

О предмеловой истории геологического развития Тихого океана практически ничего не известно. По данным геофизических исследований, юрская океаническая кора достаточно широко развита в его северозападной части. Самой древней магнитной аномалией, идентифицированной в этом районе, является аномалия M29, имеющая среднеюрский возраст. Это означает, что верхнеюрские осадочные образования занимают здесь значительную площадь. Однако до настоящего времени, несмотря на относительно большое количество скважин, пробуренных в северозападном секторе Тихого океана, достоверно установленные верхнеюрские отложения обнаружены лишь в нескольких точках.

В скв. 801, пробуренной в одном из последних рейсов судна "ДЖОИДЕС Резольюшн", для кремней из забоя по радиоляриям установлен бат-келловейский возраст, однако это определение носит пока предварительный характер.

Возможно, самая верхняя часть разреза юрского осадочного чехла вскрыта на западном фланге поднятия Шатского (скв.49, 50), в пределах абиссальной равнины к юго-западу от последнего (скв.196) и на поднятии Магеллана (скв.167). Во всех этих скважинах породы в забое, представленные известняками с прослоями кремней, датировались по радиоляриям или наннопланктону как позднеюрские-раннемеловые [Bukry, 1971; Kling, 1971; Moore, 1973; Roth, 1973; Foreman, 1973]. Правда, некоторые из этих авторов отдавали предпочтение раннемеловому (бериасскому) возрасту.

Наиболее достоверно установленными древними и относительно широко распространенными осадочными образованиями в Тихом океане являются титон-неокомские отложения, вскрытые бурением в глубоководной Северо-Западной котловине (скв. 195, 196, 303, 304, 307), на поднятии Шатского (скв. 49, 50, 305, 306), во впадине Науру (скв. 462) и в пределах Центрально-Тихоокеанской котловины на поднятии Магеллана (скв. 167).

Все эти районы с древней позднеюрской океанической корой в раннемеловое время располагались, согласно расчетам и различным палеотектоническим реконструкциям [Lancelot, Larson, 1975; Smith, Briden, 1977; Firstbrook et al., 1980; Barron, 1987; Кононов, 1985, 1989; Зоненшайн и др., 1987], в Южном полушарии значительно южнее экватора, т.е. вне зоны высокой биологической продуктивности (рис.20).

В пределах поднятия Шатского, которое расположено в центральной части Северо-Западной котловины, в неокоме шло накопление кремнистокарбонатных осадков. Хотя ни одна из скважин здесь не достигла фундамента, по материалам непрерывного сейсмического профилирования ясно, что верхнеюрские и неокомские кремнисто-карбонатные отложения имеют значительную мощность (до 150-200 м). Такой состав неокомских отложений свидетельствует о том, что их накопление, начиная с берриаса, происходило существенно выше уровня карбонатной компенсации. Это означает, что они накапливались либо в пределах поднятия, которое в неокоме уже существовало как отдельная морфологическая структура, либо на гребне срединно-океанического хребта. В последнем случае возраст коры в данном районе должен быть не древнее берриасского. Именно такой возраст она имеет на плейт-тектонической реконструкции Э. Бэррона [Barron, 1987] для берриасского времени. Непрерывное накопление кремнисто-карбонатных осадков в течение всего неокома и позднее свидетельствует, скорее всего, в пользу первого предположения, а тот факт, что за это время (приблизительно 18 млн лет) накопилось около 200 м осадков, подтверждает расчеты, согласно которым этот район находился вне высокопродуктивной экваториальной зоны.

Одновременно с возвышенностью Шатского появилось и поднятие Магеллана, где также, начиная уже с берриаса, накапливались биогенные карбонатные осадки с примесью органогенного кремнистого материала. На существование в это время поднятия Магеллана указывает и наличие в разрезе неокомских отложений скв.167 горизонтов турбидитов. Вершина поднятия была, вероятно, увенчана действующим вулканом (вулканами), продукты извержения которого (которых) присутствуют в неокомском интервале данной скважины в виде рассеянного пеплового материала в известняках и прослоя алевролитовых туфов в основании разреза.

Подобные кремнисто-карбонатные осадки накапливались в течение неокома и в районах скв. 194-196, 303, 304, 307, которые в настоящее



время находятся в пределах Северо-Западной котловины на абиссальных равнинах. В неокоме же все эти районы располагались на флангах погружавшегося срединно-океанического хребта. В конце неокома при своем погружении они пересекли линию карбонатной компенсации, и начиная с готерива-баррема эдесь накапливались глубоководные бескарбонатные пелагические глины и биогенные кремнистые осадки, впоследствии в процессе диагенеза преобразованные в кремни и порцелланиты.

Глубоководные осадки в неокомское время отлагались, вероятно, в пределах абиссальной равнины Южной котловины, где в доальбское время на базальтовой коре с возрастом 140 млн лет накопилась приблизительно 20-метровая толща бескарбонатных пелагических глин [Menard, Natland, Jordan, Orcutt et al., 1987].

Совершенно другие условия в неокомское время существовали во впадине Науру (скв. 462), формирование коры которой в пределах срединно-океанического хребта между плитами Тихоокеанской и Феникс завершилось в оксфорде. По данным С. Шлангера и Р. Моберли [Schlanger, Moberly, 1986], в валанжине и готериве здесь из многочисленных небольших спрединговых центров (рассеянный спрединг) происходило излияние больших масс базальтовых лав, формировавших обширные потоки. Последние чередовались с маломощными прослоями вулканокластических песчаников с редкими скелетами радиолярий. Большая мощность этих образований (скв. 462, вскрыто около 500 м) указывает на высокую интенсивность вулканизма в это время.

Внутриплитный вулканизм во впадине Науру продолжался в барреме. В это время здесь шло формирование толщи чередующихся базальтовых потоков и горизонтов вулканогенных песчаников. Количество последних несколько увеличилось по сравнению с неокомом.

Вероятно, в это же время началось формирование северной части хребта Лайн [Jackson, Schlanger, 1976]. В отличие от многих других подводных поднятий эта структура возникла и развивалась на более древней океанической коре вне срединно-океанического хребта в результате прохождения плиты над "горячей точкой", ее разогрева и, как следствие, подъема и излияния больших объемов вулканитов, по составу отвечающих базальтам океанических островов.

К началу баррема сформировалась как подводное поднятие и западная часть Центрально-Тихоокеанских гор. Это крупное подводное сооружение, так же как и хребет Лайн, возникло на уже сформированной океанической коре, но в отличие от последнего, по-видимому, не как результат воздействия "горячей точки", а вследствие регионального разогрева литосферы и широкого развития внутриплитного вулканизма.

Рис. 20. Палеогеодинамические реконструкции Тихого океана [Зоненшайн и др., 1984]

<sup>1,2 —</sup> зоны: 1 — спрединга, 2 — субдукции; 3 — трансформные разломы; 4 — положение скважин глубоководного бурения

Литосферные плиты: ТИХ — Тихоокеанская, КУЛ — Кула, ФАР — Фараллон, АЛУК — Алук



**Рис.** 21. Палеогеографическая и палеобатиметрическая реконструкция западной части Центрально-Тихоокеанских гор [Vallier et al., 1981]

Условные обозначения к рис. 21, 23.

1 - суша; 2 - скважины глубоководного бурения и их номера

Как показало изучение химического состава эффузивов, драгированных на многих гайотах Центрально-Тихоокеанских гор, среди них преобладают известково-щелочные базальты и трахиты [Thiede et al., 1981]. В течение барремского времени западная часть Центрально-Тихоокеанских гор представляла собой архипелаг из многочисленных вулканических островов, расположенный приблизительно в районе 20°ю.ш. (рис. 21). Вблизи этих островов накапливались карбонатные осадки, среди которых, судя по разрезу скв. 463, преобладали наннопланктонные илы. Пелагическое осадконакопление нередко прерывалось формированием прослоев мелководных неритических осадков, которые сносились с прилегающих мелководий. Извержение вулканов продолжалось и в барреме, о чем свидетельствует обогащенность отдельных прослоев карбонатных осадков в барремском интервале скв. 463 пепловым материалом.

На большей части современного северо-западного сектора Тихого океана в барреме продолжалось накопление пелагических осадков. При этом на поднятии Шатского и Магеллана, как и в течение всего неокома, накапливались планктоногенные кремнисто-карбонатные илы. В районах же скв. 194–196, 303, 304, 307, которые к этому времени в процессе спрединга дна переместились за пределы срединно-океанического хребта и окончательно погрузились ниже уровня карбонатной компенсации, шло накопление глубоководных пелагических глин и кремнистых илов. Подобные бескарбонатные пелагические глины продолжали накапливаться, вероятно, также и на абиссальной равнине в пределах современной Южной впадины.

Начиная с апта и до конца позднего мела в Тихом океане происходили крупные геологические события, которые привели к изменениям в топографии дна и в характере осадконакопления. Вторая половина раннего и весь поздний мел - это время интенсивного внутриплитного вулканизма. Свидетельства этого процесса обнаруживаются в настоящее время практически повсеместно в западной и центральной частях Тихого океана, как на поднятиях, так и в глубоководных впадинах. В результате разогрева литосферы и интенсивного внутриплитного вулканизма центральная часть Тихого океана в меловое время претерпела значительное воздымание [Schlanger et al., 1981]. Подъем дна в этой части океана фиксируется как расчетными данными, т.е. отклонением его батиметрической эволюции от кривой нормального океанического погружения Б. Парсонса и Дж. Склейтера [Parsons, Sclater, 1977], так и геологическими, т.е. широким распространением мелководных осадков на вершинах подводных поднятий и гайотов, а также переотложенной неритической фауны мелового возраста в синхронных отложениях склонов и поднятий, где они чаще всего представлены турбидитами. Величина отклонения от кривой нормального океанического погружения была показана С. Шлангером с соавторами [Schlanger et al., 1981] на примере впадины Науру. В соответствии с их расчетами в период с апта по маастрихт район впадины Науру претерпел подъем на 1600 м, а отклонение от кривой Парсонса-Склейтера в маастрихте составило 2 км.

Интенсивность внутриплитного вулканизма не оставалась постоянной. Д. Ри и Т. Валлиер [Rea, Vallier, 1983] на основе анализа встречаемости вулканогенного материала в меловых разрезах Центральной Пацифики пришли к выводу, что на протяжении мелового времени в Тихом океане имели место периоды относительного усиления и ослабевания вулканической активности (рис. 22). По изменению интенсивности внутриплитно-



го вулканизма, а также других особенностей осадконакопления в аптмаастрихтской истории формирования тихоокеанского осадочного чехла можно выделить три главных периода: апт-сеноманский, турон-сантонский и кампан-маастрихтский.

Апт-сеноманский интервал в истории формирования осадочного чехла Тихого океана занимает особое место. Он характеризовался значительным расширением области распространения вулканических и вулканокластических образований. Вулканокластический материал образует прослои и горизонты различной мощности или присутствует в качестве примеси среди пелагических осадков в разрезах скважин, пробуренных как на поднятиях, так и в пределах глубоководных котловин.

Наиболее мощные разрезы вулканогенно-осадочных образований в апт-сеноманское время накопились в глубоководных впадинах Науру (скв. 462) и Восточно-Марианской (скв. 585), а также на плато Манихики (скв. 317). Формирование этих разрезов происходило в разных батиметрических и океанологических условиях. По характеру строения они также существенно различаются. Во впадине Науру отложения этого возрастного интервала представлены преимущественно гиалокластитами, в настоящее время измененными до смектита и анальцима. В толщу гиалокластитов с горизонтальной, косой и градационной слоистостью были внедрены силлы базальтов с радиометрическим возрастом 110±3 млн лет [Ozima et al., 1981]. Суля по обедненной ассоциации наннопланктона, в численном отношении представленной практически единственным видом Watznaueria barnesae, и по глубоководным видам агглютинированных бентосных фораминифер, присутствующим в некоторых прослоях вместе с радиоляриями, костными остатками рыб и обрывками растений, накопление этих отложений происходило в глубоководных (абиссальных) условиях ниже уровня карбонатной компенсации [Larson, Schanger, 1981]. Растительные остатки сносились, вероятно, с близлежащих вулканических островов. Глубины во впадине с учетом подъема ее дна в результате разогрева литосферы в это время составляли около 4000 м [Schlanger et al., 1981].

Глубоководная Восточно-Марианская впадина в апт-сеноманское время также заполнялась преимущественно вулканокластическим материалом, который сносился со склонов прилегающих островов и формировал толщу турбидитов мощностью более 300 м. Согласно расчетам и палеобатиметрическим построениям [Whitman et al., 1986], дно Восточно-Марианской впадины, подстилаемое океанической корой с возрастом около 170 млн лет, в среднемеловое время находилось на глубинах 5000-6000 м. Это подтверждается также присутствием в апт-сеноманских отложениях вместе с разнообразной ассоциацией перемещенных с меньших глубин видов бентосных фораминифер автохтонных абиссальных форм [Sliter, 1986]. В апт-альбское время по периферии

**Рис.** 22. Встречаемость вулканогенных осадков мелового возраста в скважинах глубоководного бурения в западной части Тихого океана [Rea, Vallier, 1983]

<sup>1 —</sup> достоверно; 2 — вероятно; 3 — возможно; 4 — возраст фундамента; 5,6 — границы: 5 — достоверные, 6 — условные; 7 — возраст неизвестен; 8 — возраст наиболее древних осадков, вскрытых скважиной; 9 — стратиграфические перерывы

впадины возникли многочисленные вулканические построики, вершины которых достигали эвфотической зоны, а нередко и возвышались над уровнем моря. Вокруг вулканических островов развивались рифовые постройки, следы которых в настоящее время наблюдаются в толще апт-альбских турбидитов, заполняющих впадину. Встречающиеся по всему разрезу остатки мелководных организмов (орбитолиниды, морские ежи, рудисты, водоросли), а также ооиды вместе с вулканокластическим материалом сносились с шельфа и склонов островов мутьевыми и обломочными потоками при землетрясениях и извержениях вулканов. Начиная со второй половины среднего альба происходит постепенное затухание вулканизма и погружение островов, окружавших впадину и служивших источником поставки в нее мелководного материала, и уже в конце альба здесь накапливаются преимущественно пелагические осадки [Schlanger, Moberly, 1986].

Вулканокластические осадки в это время накапливались также и в пределах плато Манихики, которое возникло в самом начале апта в результате излияния больших масс базальтов вдоль срединно-океанического хребта на границе Антарктической и Тихоокеанской плит. Базальты содержат крупные и в большом количестве везикулы, что, по мнению Э. Джексона с соавторами [Jackson et al., 1976], свидетельствует об их излиянии на глубинах менее 400 м. После завершения излияния, приблизительно 110 млн лет назад, началось накопление вулканокластических образований.

Формирование их происходило, вероятно, в короткие сроки с большой скоростью. По некоторым оценкам [Jackson, Schlanger, 1976], толща вулканокластических отложений на плато Манихики мощностью 240 м, вскрытая скв. 317, накопилась приблизительно за 3 млн лет. В конце апта вулканическая активность резко упала и на плато началось накопление мелководных органогенных карбонатных осадков, в которых вулканокластический материал играл подчиненную роль. Фауна моллюсков, встреченная в верхнеаптских отложениях, характерна для тропическихсубтропических вод и глубин менее 200 м [Kauffman, 1976]. Обращает на себя внимание отсутствие в этих отложениях настоящих рифовых органических остатков, что, скорее всего, связано с более южным положением плато в это время. Согласно палеомагнитным данным [Cockerham, Jarrard, 1976], в конце раннего мела оно располагалось вблизи 30° ю.ш., и в этом случае температурные условия были неблагоприятными для обитания рифовых организмов.

Начиная с альба плато постепенно погружалось и в его пределах установилось биогенное пелагическое осадконакопление. Глубины на плато в альб-сеноманское время оставались, вероятно, небольшими, однако состав осадков (карбонатные аргиллиты и глинистый писчий мел с кремнями) указывает на интенсивное растворение. Объяснение этому следует искать, вероятно, в значительном подъеме тогда уровня карбонатной компенсации.

Одновременно с плато Манихики на западном продолжении того же самого срединно-океанического хребта сформировалось и плато Онтонг-



**Рис.** 23. Палеогеографическая и палеобатиметрическая реконструкция поднятия Хесca [Vallier et al., 1981]

Условные обозначения см. на рис. 21

Джава. Вулканическая активность в апт-сеноманское время была здесь, однако, заметно ниже, чем в районе плато Манихики. После завершения излияния базальтов в позднем апте на плато, вершинная часть которого располагалась на батиальных глубинах, сразу же установилось пелагическое осадконакопление, сочетавшееся с турбидитным переотложением [Klein, 1975]. В течение среднего мела здесь сформировалась приблизительно 100-метровая толща планктоногенных известняков с кремнями и прослоями туфов, которые обычно имеют градационную слоистость. В отличие от плато Манихики, где вулканокластический материал слагает мощную толщу в основании осадочного разреза и играет заметную роль в разрезе пелагических осадков, на плато Онтонг-Джава он присутствует в резко подчиненном количестве.

Апт-сеноманский интервал отмечен также появлением и формированием поднятия Хесса. Как самостоятельная структура оно возникло на рубеже баррема и апта в точке тройного сочленения срединно-океанических хребтов, разделявших южнее экватора литосферные плиты Тихоокеанскую, Кула и Фараллон [Hilde et al., 1976].

Начиная с этого времени поднятие в составе Тихоокеанской плиты перемещалось на север с одновременным погружением. Формирование поднятия происходило за счет излияния толеитовых базальтов в его северной части и трахитов в пределах южного массива. Трахиты, вскрытые скв. 465, изливались в мелководных или субаэральных условиях [Vallier et al., 1981]. В начале апта южная часть поднятия состояла из серии вулканических островов (рис. 23). Мелководные условия на большей части плато сохранялись на протяжении всего апт-сеноманского интервала. Это обусловило накопление здесь карбонатных осадков с примесью, иногда значительной, биогенного кремнистого материала.

Ассоциация бентосных фораминифер свидетельствует о том, что накопление их происходило в условиях шельфа и перехода его к материковому склону. Наиболее мощная толща биогенных карбонатно-кремнистых осадков накопилась в северной, наиболее глубоководной части поднятия (скв. 464), которая в апте-сеномане пересекала экваториальную зону высокой продуктивности. Южная часть поднятия пересекла эту зону в позднемеловое время, что также отмечено в разрезе высокими скоростями осадконакопления.

В апт-сеноманское время продолжалось формирование Центрально-Тихоокеанских гор. При этом интенсивная вулканическая деятельность имела место в восточной части этого поднятия, где излияния базальтов вблизи уровня океана или выше его имели место вплоть до конца сеномана [Winterer, Ewing et al., 1973]. В пределах западной части Центрально-Тихоокеанских гор, которая сформировалась, вероятно, еще в неокоме, в апт-сеноманское время накапливались пелагические карбонатные осадки. В аптском интервале среди них обычен вулканокластический материал, как в виде примеси, так и в виде прослоев.

На поднятии Шатского, где, судя по составу ассоциации бентосных фораминифер, глубины составляли менее 1000 м, в апт-сеноманское время продолжалось накопление пелагических кремнисто-карбонатных илов. Скорости их аккумуляции были высокими, составляли 14 м/млн лет в скв. 305 и11 м/млн лет в скв.306[Larson, Moberly et al., 1975], что, вероятно, свидетельствует о прохождении поднятия в это время под экваториальной зоной высокой продуктивности. Хотя в разрезе пелагических осадков апт-сеноманского возраста не встречен вулканогенный материал, тем не менее имеются указания, что вулканическая деятельность на поднятии продолжались и в этом интервале [Васильев, 1988; Ханкишиева, 1989].

Апт-сеноманские пелагические осадки с примесью вулканогенного материала распространены также и в пределах Северо-Западной, Центрально-Тихоокеанской, Восточной и, вероятно, Южной глубоководных впадин. К апту большинство современных котловин погрузилось по абиссальных глубин и в них шло накопление глубоководных, как правило, бескарбонатных, реже слабокарбонатных, пелагических осадков. На таких больших глубинах по аналогии с современным океаном должны были формироваться конденсированные разрезы пелагических глин. Реальный же состав апт-сеноманских отложений в некоторых скважинах, пробуренных в глубоководных впадинах, иной. Мошности осадков также нередко больше расчетных. Это, в частности, касается, скважин Северо-Западной котловины, которые вскрыли глинисто-кремнистые отложения апт-сеноманского возраста повышенной (около 50 м) мошности. Такой состав осадков связан, по-видимому, с прохождением плиты под экваториальной зоной высокой продуктивности ниже уровня карбонатной компенсации. Расчеты показывают, что район скв. 303, 304, 307, а также поднятия Шатского пересекал экваториальную зону шириной 10° в течение апт-сеноманского времени [Lancelot, Larson, 1976; Кононов, 1989].
Пелагическое осадконакопление в глубоководных впадинах сопровождалось, как правило, формированием пепловых прослоев обычно небольшой мощности. Вулканокластический материал присутствует среди пелагических осадков и в дисперсном состоянии.

Таким образом, вулканическая деятельность в той или иной форме проявилась в апт-сеноманское время практически на всей громадной акватории Центральной Пацифики, как в пределах поднятий, так и в ряде глубоководных впадин, что явилось, вероятно, следствием регионального разогрева литосферы и привело к ее воздыманию.

Тектоническим и вулканическим процессам во внутренних частях Тихоокеанской литосферной плиты сопутствовали аналогичные процессы в пределах окраины Австралийской плиты. В начале позднего мела здесь в результате дробления континентальной литосферы начались излияния риолитовых лав, которые в настоящее время слагают фундамент хребта Лорд-Хау. Во второй половине сеномана их интенсивность несколько уменьшилась, и в это время формировалась толща лапиллиевых туфов, чередующихся с потоками аналогичных риолитов. Извержение вулканов происходило в субаэральных или мелководных условиях [Burns, Andrews et al., 1973].

Специфической особенностью апт-сеноманского временного интервала является накопление во многих районах центральной части Тихого океана прослоев, обогащенных органическим веществом. Эта особенность тем более заметна на фоне практически полного отсутствия подобных образований в предшествующей и последующей истории формирования осадочного чехла.

Отложения с высоким содержанием органического углерода в Тихом океане известны в настоящее время главным образом в пределах подводных поднятий Шатского (скв. 305, 306), Хесса (скв. 310, 464-466), Центрально-Тихоокеанских гор (скв. 171, 463) и плато Манихики (скв. 317). Кроме того, они встречены также и в глубоководных впадинах Восточно-Марианской (скв. 585) и Науру (скв. 462). Анализ всех местонахождений подобных осадков в Тихом океане показывает, что они существенно различаются по составу, возрасту и содержанию органического углерода (табл. 10). Чаще всего они представлены пелагическими глинистыми или кремнисто-карбонатными образованиями, но в ряде случаев, как, например, в скв. 171 в восточной части Центрально-Тихоокеанских гор и в скв. 317 на плато Манихики, вулканокластическими песчаниками и алевролитами. Концентрации органического углерода в этих отложениях обычно колеблются от 7 до 10%. Минимальное содержание Сорг в перечисленных выше местонахождениях отмечено в аптских отложениях во впадине Науру. Здесь в тонких прослоях аргиллитов с остатками наземной растительности среди базальтовых потоков концентрация органического углерода составляет 0,2%. Максимального значения (30,5%) она достигает в вулканокластических песчаниках баррем-аптского возраста на плато Манихики.

Органическое вещество в углеродсодержащих отложениях Тихого океана по своему генезису может быть преимущественно сапропелевым,

Местонахож- дение	Номер скважи- ны	Глуби- на, м	Литология	Bospact	Максималь- ное содер- жание Сорг, %
Поднятие Шатского	305	2903	Пелагические гли- нистые сланцы	Баррем-апт	-
			Глинистый порцел- ланит	Ранний сеноман	9,3
	306	3399	Кремнистые гли- нистые сланцы	Баррем-апт	-
Поднятие Хесса	310	3516	Пелагические гли- нистые сланцы	Ранний сеноман	-
	464	4637	Кремни и мергели	Ранний альб	4,2
	465	2161	Известняки и кремни	Поздний альб	8,6
	466	2665	То же	То же	7,5
Центрально- Тихоокеанские	171	2290	Вулканокласти- ческий песчаник и	Турон	2,8
горы	463	2525	алевролит Известняки и кремни	Апт	7,5
Плато Манихики	317	2598	Вулканокластичес- кий песчаник	Баррем-апт	30,5
Впадина Науру	462	5181	Аргиллит	Апт	0,25
Восточно-Мари- анская впадина	585	6109	Турбидиты	Рубеж сеномана и турона	9,9

как, например, в скв. 305 и 306 на поднятии Шатского, в скв. 310, 465, 466 на поднятии Хесса и в некоторых других скважинах, или гумусовым, как в скв. 462 во впадине Науру и в скв. 171 в восточной части Центрально-Тихоокеанских гор. Иногда оно может быть смешанного происхождения (например, в скв. 463 в Центрально-Тихоокеанских горах).

Глубоководным бурением установлено, что отложения с высоким содержанием органического вещества, так называемые черные глинистые сланцы, пользуются исключительно широким распространением в отложениях чехла. Особенно широко они развиты в Атлантическом океане, где слагают мощные толщи в разрезах скважин вдоль его западного и восточного побережий. Вопросы географического и стратиграфического распространения этих отложений, а также различные модели их происхождения рассмотрены ранее одним из авторов [Крашенинников, Басов, 1985]. Проведенный анализ имеющихся материалов по составу, строению и распространению отложений, обогащенных органическим веществом, в разных местонахождениях в Атлантическом океане показал, что их формирование в этом бассейне в большинстве случаев связано с поступлением в осадки больших объемов органического вещества морского или наземного происхождения и с существованием в течение длительного времени анаэробных или близких к ним условий в придонном слое воды. Подобные условия могут возникать в большинстве случаев при слабом вертикальном перемешивании водных масс и, как следствие, стабильной стратификации вод в океаническом бассейне.

Необходимыми факторами, способствовавшими ослабеванию циркуляции водных масс и возникновению стагнантных обстановок, являлись относительно небольшие размеры и глубины океанического бассейна, его замкнутость, очертания и наличие порогов, осложнявших водообмен с другими океанами.

Режим стагнации в природном слое на огромных пространствах был, вероятно, характерен в середине мелового периода для Атлантического океана. В Тихом океане, который в меловое время имел свободный водообмен с другими бассейнами и гораздо бо́льшие, даже по сравнению с современными, размеры, возникновение подобных гидрохимических условий исключалось. Очевидно, что накопление здесь слоев с высоким содержанием органического вещества происходило в другой обстановке.

Проблемы происхождения углеродсодержащих отложений и условий их формирования в Тихом океане касались в своих работах многие исследователи [Jenkyns, 1976; Dean, 1981; Dean et al., 1981; Jenkyns, Schlanger, 1981; Larson, Schlanger, 1981; Schorno, 1981; Simoneit, 1981; Thompson et al., 1981; Thiede et al., 1981; Timofeev, Bogolyubova, 1981; Vallier et al., 1981], и все же она еще далека от разрешения.

Большинство исследователей для объяснения механизма образования здесь этих отложений используют модель, предложенную С. Шлангером и X. Дженкинсом [Schlanger, Jenkyns, 1976], согласно которой они формируются в условиях развития слоя кислородного минимума. Слой с пониженными содержаниями растворенного кислорода развивается в приконтинентальных частях океана на промежуточных глубинах (обычно в интервале 200–1000 м) в районах с высокой биопродуктивностью в поверхностных водах, обусловленной обычно прибрежными апвеллингами. При высокой биологической плотности кислород в воде истощается за счет его потребления зоопланктоном и расхода на окисление больших масс органики. Такие условия в современном Тихом океане характерны для Перу-Чилийского и Калифорнийского побережий, откуда слой кислородного минимума простирается на большие расстояния в сторону центральных частей океана. В меловое время, когда циркуляция водных масс была вялой, слой кислородного минимума в океане был, вероятно, еще более выраженным и масштабным, что создавало благоприятные условия для накопления органического вещества на больших пространствах [Schlanger, Jenkyns, 1976; Fisher, Arthur, 1977; Thiede, van Andel, 1977; Arthur, Schlanger, 1979]. При этом органическое вещество накапливалось

в районах пересечения слоя кислородного минимума с континентальным склоном или со склонами внутриокеанических поднятий.

Данная модель является достаточно убедительной, но не универсальной. С ее помощью можно, вероятно, объяснить накопление углеродсодержащих отложений лишь в некоторых районах Тихого океана. Это касается в первую очередь их местонахождения в пределах подводных поднятий Шатского (скв. 305, 306), Хесса (скв. 310, 464–466), Центрально-Тихоокеанских гор (скв. 463), где повышенное содержание органического вещества отмечено в разрезах пелагических осадков. На формирование этих отложений в пределах слоя кислородного минимума указывает их относительная мелководность, сапропелевая природа большей части или всего органического вещества и планктоногенный состав вмещающих осадков, синхронность их накопления с широким развитием анаэробных условий в Атлантическом и Индийском океанах.

Несмотря на то что возрастной интервал, к которому приурочены в этих районах углеродсодержащие отложения, довольно длительный (апт-альб), бескислородные условия устанавливались, вероятно, на короткое время, о чем свидетельствует маломощность прослоев с высокими концентрациями органического вещества. Так, по оценкам Й. Тиеде с соавторами [Thiede et al., 1981], продолжительность каждого из трех эпизодов накопления осадков с высоким содержанием органического углерода, имевших место в апте в пределах Центрально-Тихоокеанских гор, приблизительно 10 тыс. лет. Планктоногенный состав вмещающих отложений и сапропелевый характер органического вещества свипетельствуют о высокой биологической продуктивности поверхностных вод в это время. При этом если поднятие Хесса, согласно расчетам по метолу И. Лансло и П. Ларсона [Lancelot, Larson, 1975], нахопилось в пределах высокопродуктивной экваториальной зоны, то Центрально-Тихоокеанские горы располагались намного южнее (см. рис. 18, 20). Высокая продуктивность вод в районе этого поднятия была связана, вероятно, с местными апвеллингами.

При отмирании зоо- и фитопланктона на дне скапливались большие массы органического вещества, на разложение которых расходовался полностью или почти полностью растворенный в природном слое воды кислород, и вблизи дна могли устанавливаться анаэробные условия, что подтверждается присутствием в прослоях с повышенными концентрациями С<sub>орг</sub> в заметном количестве пирита. Свой вклад в установление анаэробных условий могла вносить, вероятно, и вулканическая деятельность, следы которой в виде вулканического пепла обнаруживаются в этих прослоях.

Формирование прослоев с повышенными концентрациями органического углерода в глубоководной впадине Науру (скв. 462), а также на плато Манихики (скв. 317) и на восточном окончании Центрально-Тихоокеанских гор (скв. 171) происходило, вероятно, в иных условиях и за счет других источников. Как правило, они сложены грубозернистым вулканокластическим материалом, нередко со следами переотложений, и органическое вещество в них имеет преимущественно наземное происхождение. Образование таких прослоев было, судя по их незначительной мощности и высокой скорости осадконакопления, кратковременным и происходило в разных районах асинхронно на протяжении длительного периода (баррем-турон). Геохимический анализ органического вещества показывает, что накопление его происходило в условиях низкой продуктивности поверхностных вод и достаточно высокого содержания растворенного кислорода в придонном слое [Thompson et al., 1981]. Таким образом, определяющими факторами в формировании углеродсодержащих отложений в этих районах являлись близость суши, покрытой растительностью, и высокие скорости осадконакопления, приводившие к быстрому захоронению органического вещества.

В скв. 585, пробуренной в Восточно-Марианской впадине, среди глубоководных турбидитов вблизи границы сеномана и турона встречен единственный прослой алевролитов, обогащенных органическим веществом морского происхождения [Schlanger, Morberly, 1986]. Содержание  $C_{opr}$  в них достигает 9,9%. Судя по интенсивной биотурбации отложений, они накапливались в условиях достаточной насыщенности придонных вод и поверхностного слоя осадков растворенным кислородом. Очевидно, что формирование этого прослоя в Восточно-Марианской впадине также связано с переотложением и быстрым захоронением органического вещества, но в отличие от впадины Науру и плато Манихики накопление осадков с высоким содержанием  $C_{opr}$  здесь вначале происходило на склонах окружающих поднятий, которые на рубеже сеномана и турона находились в зоне кислородного минимума.

В конце апт-сеноманского периода в Тихом океане широкое развитие получили эрозионные процессы, проявившиеся в размыве или ненакоплении осалков, растворении карбонатного материала и формировании конденсированных разрезов, переотложении уже накопленных осадков. Как показывает анализ временного и пространственного распространения стратиграфических перерывов [Басов, 1988а,б], в большинстве скважин, вскрывших отложения поздней юры и раннего мела, сеноманские отложения либо представлены только своей нижней частью, либо полностью отсутствуют (рис. 24). Непрерывные разрезы отложений вблизи рубежа раннего и позднего мела отмечены в меньшинстве скважин, вошедших в нижнемеловые осадки. Проведенная нами статистическая обработка встречаемости перерывов в меловых отложениях Тихого океана позволила проследить изменения эрозионной активности на протяжении мелового периода и на рубеже мела и палеогена. Для этой цели было отобрано более 30 скважин, которые вскрыли более или менее полные разрезы меловых отложений с удовлетворительной палеонтологической характеристикой. Большинство из них расположено в северозападной части Тихого океана. Скважины отбирались таким образом, чтобы содержащиеся в осадках органические остатки обеспечивали возрастные датировки в пределах зон, в худшем случае в рамках подъяруса или яруса. Пля каждого интервала в 2 млн лет подсчитывался процент скважин, в которых осадки уничтожены эрозией или содержат переотложенную фауну. Полученные значения наносились на геохроно-

Возраст				Политие	Uarckoro				Поднятые	Xecca		Подн. Обручева		Центрально-	ropu	Плево	Онтонг-Джава	Поди. Магеллана		Хребет Лайн		Плато Макискики			чеверо-запад- ная котловина				ВМарнанская вп	Впадина Науру	Центрально-Тн-	хоокеанская котл.	Восточно-Тихо- океанская котл	
	47	48	49	20	305	306	577	310	464	465	466	192	171	313	.463	288	289	167	165	315	316	317	2	199	303	304	307	576	585	462	169	170	164	
Ранний палеоцен	Π							_	8							1								_				-						1
Маастрикт		-							8			Į						Ĩ	Ï	[]									0		0			- 10-
Кампан					ľ																													02 D3
Сантон									8						-	Ĩ	ł			Ų		0								0	Ø	Ø	Ø	
Турон									ß	-							l	I				Ø	-						Ø	0	Ø	"	Ø	12.
Сеноман									Ø													0							0	Ø	2		Ø	
Альб													<b>U</b>																	Ş	Ş	Ļ		.∪ ⊡° ₹,
Алт									•								ļ								0	8	Ø		Ľ				Ø	
Баррем																						¥			Ø	0							0	
Готерив																																	Ŧ	
Валанжин			ij																						ļ	ļ								
Берриас																																		
Поэдняя юра	L					•												Ŧ																

логическую шкалу, и в результате были пострены кривые встречаемости перерывов, переотложений и фаций растворения, которые характеризуют изменения активности эрозионных процессов в течение мелового времени и на рубеже мела и палеогена (рис. 25).

Из анализа кривой следует, что на начало позднего мела приходится максимум эрозионной деятельности в Тихом океане, с пиком на рубеже сеномана и турона. Отложения этого возрастного интервала отсутствуют более чем в 60% скважин. Кроме того, в 5–10% скважин осадки содержат в заметном количестве переотложенный осадочный материал и фауну, что свидетельствует о нестабильности гидродинамических условий вблизи них в это время.

Непрерывная, достаточно хорошо документированная палеонтологически последовательность слоев на рубеже раннего и позднего мела и в начале последнего отмечена в Тихом океане менее чем в десяти скважинах (рис. 26). При этом некоторые из них пробурены в пределах абиссальных котловин на глубинах более 4500-5000 м: на северном окончании поднятия Хесса (скв. 464) и во впадинах Науру (скв. 462), Центрально-Тихоокеанской (скв. 169), Восточной (скв. 164). Разрезы верхнемеловых отложений в этих скважинах сложены преимущественно бескарбонатными палагическими глинами, детальная стратификация и точная датировка которых затруднены из-за отсутствия диагносцируемых карбонатных микрофоссилий, поэтому полностью исключить наличие здесь стратиграфического перерыва вблизи границы нижнего и верхнего мела нельзя. Более того, в скв. 169, 310, 317 и 464 в средней части сеномана происходит отчетливая смена карбонатно-кремнистых отложений бескарбонатными пелагическими глинами, что может являться свидетельством усиления придонной гидродинамики и подъема в связи с этим удовня карбонатной компенсации. Лишь в пределах Центрально-Тихоокеанских гор скв. 463 вскрыт непрерывный разрез отложений рассматриваемого возрастного интервала, представленных фораминиферово-наннопланктонным писчим мелом с кремнями.

В большинстве скважин, пробуренных в Северо-Западной котловине и на поднятии Шатского, стратиграфический перерыв охватывает весь верхний мел и бо́льшую часть кайнозоя, что затрудняет его точную возрастную привязку. Однако тот факт, что в большинстве из них как во впадине, так и на поднятии нижняя граница перерыва проходит либо по кровле альба, либо в основании сеномана, т.е. практически синхронна, скорее всего, свидетельствует об эрозии в начале позднего мела.

Таким образом, перерыв в осадконакоплении в начале позднего мела проявился в Тихом океане практически повсеместно в области распространения верхнемезозойских отложений как на подводных поднятиях, так и в глубоководных впадинах. В большинстве районов он выражен в

Рис. 24. Перерывы в осадконакоплении в верхнемезозойских отложениях Тихого океана

<sup>1 —</sup> карбонатные осадки; 2 — вулканогенно-осадочные образования; 3 — фации растворения; 4,5 — возраст: 4 — достоверно установленный, 5 — условно определенный; 6 — перерыв; 7 — скважины, достигшие фундамента



Рис. 25. Изменение эрозионной активности в северо-западной части Тихого окезна в позднем мезозое

1-3 — частота встречаемости, % скважин: 1 — перерывов, 2 — переотложений, 3 — фаций растворения в карбонатных разрезах

виде размыва отложений этого временного интервала, а в ряде скважин – в смене карбонатного осадконакопления бескарбонатным.

Активная эрозионная деятельность в это время имела место также в Южной Атлантике [Крашенинников, Басов, 1985; Barker, Dalziel et al., 1977; Melguen, 1978; Supko, Perch-Nielsen, 1978] и в южной части Индийского океана [Luyendyk, Davies, 1974; Robinson, et al., 1974].

В Северной Атлантике, где в апт-сеноманское время преобладали стагнантные условия и шло накопление черных глинистых сланцев, обогащенных органическим веществом, на конец сеномана также приходится максимум встречаемости перерывов в разрезах глубоководных скважин [Thiede, Ehrmann, 1986].

Субглобальный характер перерыва в начале позднего мела означает, что его причиной являются общепланетарные процессы, происходившие в это время или предшествовавшие ему. Известно, что на рубеж раннего и позднего мела приходится крупная тектоническая перестройка (австрийская фаза) на континентах и в океанах. Именно в это время происходили расширение Южной Атлантики с отделением Фолклендского плато от Африки, активное формирование Индийского океана, сопроРис. 26. Наличие перерывов, переотложений и фаций растворения на рубеже сеномана и турона в скважинах глубоководного бурения в северо-западной части Тихого океана

Условные обозначения к рис. 26, 28, 30

1-3- разрезы: 1 - непрерывный, 2 - конденсированный (фации растворения), 3 непрерывный с переотложением; 4 - стратиграфический перерыв



вождавшееся раздвижением Антарктиды, Африки и Индийско-Мадагаскарского блока, разрушение единства Антарктиды и Австралии, раскрытие морей Уэдделла и Скотия, появление связи между северной и южной частями Атлантического океана и другие события.

Такое широкое развитие эрозионных процессов в это время однозначно свидетельствует об усилении гидродинамической активности. Усиление циркуляции в меловое время, когда океан был хорошо и равномерно прогретым, т.е. характеризовался низкими широтным и вертикальным градиентами, было обусловлено в первую очередь тектоническими причинами. Реорганизация литосферных плит, имевшая место на рубеже раннего и позднего мела и сопровождавшаяся различными тектоническими событиями в океанах и на континентах, привела к формированию единой системы течений. Именно в это время, вероятно, возникло экваториальное течение, опоясавшее земной шар и соединившее Тихий океан, Тетис и расширяющуюся Северную Атлантику. Это мощное течение, видимо, и обусловило широкое развитие эрозии и переотложений в центральной части Тихого океана. Тот факт, что большинство хорошо документированных сеноман-туронских перерывов здесь отмечено в пределах подводных поднятий, которые в это время находились в приэкваториальной области и вершины которых, судя по находкам аллохтонной неритической фауны, достигали уровня моря, свидетельствует в пользу данного предположения. Однако усилилась не только поверхностная циркуляция, но в связи с усложнением рельефа дна, вероятно, и глубинная, что нашло отражение, с одной стороны, в размыве или ненакоплении осадков и формировании перерывов (например, скв. 170, 585), а с другой – в смене карбонатного осадконакопления бескарбонатным (скв. 169, 310, 464) на промежуточных и больших глуби-



Рис. 27. Кривая изменения глубины карбонатной компенсации в Тихом океане в позднемезозойское время [Thierstein, 1979]

нах. Накопление фаций растворения на батиальных глубинах указывает на значительный подъем в это время уровня карбонатной компенсации. Согласно реконструкции Х. Тирштайна [Thierstein, 1979], в конце сеномана – начале турона он находился на глубине менее 3000 м (рис. 27).

В турон-сантонское время характер осадконакопления в Тихом океане заметно изменился. Этот временной интервал характеризовался ослаблением или полным прекращением вулканической деятельности и преобладанием пелагического осадконакопления. По данным Д. Ри и Т. Вэллиера [Rea, Vallier, 1983], вулканокластический материал в отложениях этого возраста присутствует менее чем в 40% скважин, вскрывших верхнемеловые отложения с более или менее хорошей палеонтологической характеристикой, в то время как вулканогенные осадки апт-сеноманского возраста встречены в 80% скважин.

Вулканокластический материал в заметном количестве встречен лишь в пределах подводных поднятий Онтонг-Джава (скв. 288), Центрально-Тихоокеанских гор (скв. 171), хребта Лайн (скв. 315 и, возможно, 165), Хесса (скв. 466). Вероятно, он присутствует также в турон-сантонских отложениях Центрально-Тихоокеанской впадины (скв. 66, 169, 170). Обычно вулканокластический материал в этих местонахождениях играет подчиненную роль, присутствуя в качестве примеси или образуя отдельные маломощные прослои среди пелагических осадков. Исключением являются скв. 171 в восточной части Центрально-Тихоокеанских гор и скв. 165, 315 в центральной части хребта Лайн, где вулканогенные осадки практически полностью слагают разрез турона-сантона. В скв. 165 среди толщи турбидитов, сложенных вулканокластическим материалом, присутствуют также потоки базальтов.

На большей части Тихого океана на протяжении турон-сантонского времени преобладало пелагическое осадконакопление – биогенное карбонатное и кремнисто-карбонатное в пределах подводных поднятий и бескарбонатное на абиссальных равнинах.

Карбонатно-кремнистые отложения турон-сантонского возраста вскрыты бурением на поднятиях Шатского, Хесса, Центрально-Тихоокеанских гор и Онтонг-Джава. Обычно их разрезы представлены в неполном объеме, будучи лишены либо нижних слоев турона, либо верхних слоев сантона либо тех и других одновременно. Несмотря на это, они повсеместно имеют значительную мощность (обычно более 100 м), что свидетельствует о довольно высоких скоростях осадконакопления, превышающих средние скорости накопления биогенных пелагических осадков. Это является несколько неожиданным, если учесть, что, согласно палинспастическим реконструкциям [Thiede et al., 1981], поднятия Шатского и Хесса в турон-сантонское время уже пересекли высокопродуктивную экваториальную зону, в то время как плато Онтонг-Джава и Центрально-Тихоокеанские горы еще не вошли в нее. Повышение скорости осадконакопления в пределах этих структур, находившихся вне экваториальной зоны, можно объяснить несколькими причинами.

Во-первых, они могли быть вызваны замедлением скорости перемещения плиты и изменением направления ее движения в это время на западное, т.е. увеличением периода пребывания плиты в пределах экваториальной зоны. Правда, в литературе отсутствуют указания на существенные изменения скорости и траектории движения Тихоокеанской плиты на протяжении турон-сантонского времени.

Во-вторых, ширина высокопродуктивной зоны могла меняться во времени и в течение турон-сантонского интервала была значительно шире современной (5° ю.ш. – 5° с.ш.).

И наконец, в-третьих, увеличение темпов аккумуляции осадков могло быть обусловлено локальным возрастанием биологической продуктивности поверхностных вод вблизи поднятий в связи с местным апвеллингом и обогащением их биогенными элементами. Вполне вероятно, что последние две причины вблизи экваториальной зоны могли действовать совместно. На это указывает, в частности, тот факт, что на плато Манихики (скв. 317), которое в это время находилось намного южнее экваториальной зоны, приблизительно на широте 25°, мощность турон-сантонских отложений составляет первые десятки метров, т.е. продуктивность вод здесь была очень низкой.

В глубоководных впадинах на протяжении турон-сантонского времени накапливались бескарбонатные пелагические глины, нередко со значительной примесью биогенного кремнистого материала, впоследствии диагенетически преобразованного в кремни. Мощность этих отложений обычно невелика, за исключением района скв. 164 Восточно-Тихоокеанской впадины, где она достигает почти 100 м.

В конце сантона в западной части Тихого океана вновь отмечается



Рис. 28. Наличие перерывов, переотложений и фаций растворения на рубеже сантона и кампана в скважинах глубоководного бурения в северо-западной части Тихого океана

Условные обозначения см. на рис. 26

усиление эрозионной деятельности после ee некоторого затухания в позднетуронскораннесантонское время (см. рис. 25). Максимум эрозионной активности приходится на позлний сантон - ранний кампан Басов, 1988а]. Отложения этого временного интервала отсутствуют более чем в половине СКВажин, вскрывших верхнемеловой разрез (рис. 28). Наиболее

хорошо этот перерыв документирован для относительно мелководных скважин, пробуренных на поднятиях Хесса (скв. 465, 466) и Магеллана (скв. 167), Центрально-Тихоокеанских гор (скв. 171, 463), плато Онтонг-Джава (скв. 288) и Манихики (скв. 317). Хотя этот перерыв отмечен также в отдельных скважинах в Атлантическом и Индийском океанах, с наибольшей интенсивностью эрозионная деятельность на рубеже сантона и кампана проявилась, вероятно, в Тихом океане.

Региональный характер этого перерыва и приуроченность главным образом к вершинам подводных поднятий свидетельствуют о том, что он явился, скорее всего, не результатом усиления общей циркуляции, а прямым следствием тектонического воздымания этих сооружений. С. Шлангер с соавторами [Schlanger et al., 1981], проанализировав имеющиеся материалы по меловому вулканизму и распространению переотложенной неритической фауны в центральной части Тихого океана, пришли к выводу, что в результате разогрева литосферы в это время произошло ее воздымание. При этом вершины многих поднятий оказались вблизи уровня моря или были выведены на поверхность и подверглись эрозии. Понижение уровня океана на кривой П. Вайла [Haq et al., 1987], которое по времени приблизительно совпадает с этим перерывом, могло усилить эффект влияния тектонического воздымания подводных гор на эрозионную деятельность в их вершинных частях. Увеличение контрастности рельефа могло привести также к интенсификации и придонной циркуляшии.

Вместе с тем нельзя полностью исключить возможность влияния на интенсивность циркуляции температурных колебаний. Хотя, согласно широко распространенной точке зрения, меловой период характеризовался слабой контрастностью климата, палеонтологические и изотопные исследования свидетельствуют о том, что и в это время имели место довольно значительные климатические колебания. Наиболее заметно они проявились в высокоширотных областях Земли [Крашенинников, Басов, 1985; Крашенинников и др., 1990]. По некоторым данным [Coplen, Schlanger, 1973; Douglas, Savin, 1973, 1975], в северной и южной частях Тихого океана на конец сантонского века приходится начало похолодания, которое могло привести к некоторой интенсификации поверхностной и придонной циркуляции и активизиции процессов эрозии, растворения карбонатных осадков и переотложений. Кроме того, в последние годы появились новые свидетельства существования в меловое время ледников по крайней мере в приполярных областях Земли [Matthews, Poore, 1980; Barron et al., 1984], что также указывает на сложную климатическую и океанологическую историю мелового периода.

В кампан-маастрихтское время на большей части Тихого океана вновь активизировался внутриплитный вулканизм. Наиболее мощные толщи вулканогенных осадков в это время накопились вдоль западного и восточного подножий хребта Лайн (скв. 165, 315, 316) и в пределах восточной части Центрально-Тихоокеанских гор (скв. 313). Накопление их происходило на разных глубинах. На восточном окончании Центрально-Тихоокеанских гор, в районе скв. 313, глубины в это время были, вероятно, батиальными. В течение кампана и начала маастрихта здесь накопилась толща вулканических осадков мощностью около 200 м, сложенная преимущественно вулканокластическими песчаниками с горизонтами вулканобрекчий и прослоями пелагических карбонатно-кремнистых осадков, преобразованных впоследствии в известняки и кремни. Хотя среди этих отложений не встречены остатки рифовых организмов, присутствующие в них округлые кальцитовые зерна, вероятно, были переме-[Schlanger et al., 1981]. В маастрихте щены с окружающего мелководья осадконакопление здесь сменяется интенсивным кремнисто-карбонатным пелагическим.

Вдоль восточного и западного подножий хребта Лайн на протяжении кампана формировались разрезы турбидитов, сложенных вулканокластическим материалом, который мутьевыми потоками сносился с хребта Лайн. На его мелководное происхождение указывает присутствие переотложенных мелководных крупных фораминифер, моллюсков и водорослей, которые в кампан-маастрихтское время населяли рифовые постройки на вершинах подводных гор вдоль хребта Лайн [Schlanger, Jackson, 1976; Tiede et al., 1981].

Хотя за пределами этих двух структур бурением нигде больше не вскрыты более или менее мощные разрезы вулканогенно-осадочных образований, интенсивная вулканическая деятельность была свойственна, вероятно, всей западной части Тихого океана. На это указывает присутствие в качестве примеси в том или ином количестве вулканогенного материала (часто диагенетически преобразованного) практически во всех скважинах, вскрывших в северо-западном секторе Тихого океана меловые отложения [Rea, Vallier, 1983].

К концу позднего мела вулканическая активность повсеместно затухает. Преобладающим в кампан-маастрихтское время на большей части

Тихого океана было пелагическое осадконакопление. В этот период в пределах всех поднятий накапливались довольно мощные толщи планктоногенных кремнисто-карбонатных илов. Надо отметить, что эти отложения имеют большую мошность не только в тех районах, которые, согласно расчетам [Lancelot, Larson, 1975; Кононов, 1989], в это время проходили под высокопродуктивной экваториальной зоной, например в районе Шентрально-Тихоокеанских гор (скв. 171, 313, 463), но и в находившихся за ее пределами поднятиях Шатского, Хесса, Магеллана, плато Онтонг-Джава, Манихики. Такое интенсивное карбонато- и кремненакопление в Тихом океане явилось, вероятно, следствием увеличения общей продуктивности поверхностных вод в кампан-маастрихтское время. Это проявилось не только в накоплении мощных толщ биогенных осадков на подводных поднятиях, но и в появлении планктоногенного карбонатного материала в глубоководных палагических осадках во впадинах Науру (скв. 462), Восточно-Марианской (скв. 199, 585), Центрально-Тихоокеанской (скв. 169, 170), а также в широком развитии в это время рифовых построек на вершинах многочисленных подводных гор в центральной части Тихого океана.

Остатки рифовых организмов (крупные фораминиферы родов Pseudoorbitoides, Asterorbis, Lepidorbitoides, Sulcoperculina, Vanghanina, рудисты, кораллы, водоросли) сейчас часто встречаются в центральной части Тихого океана как in situ в кампан-маастрихтских отложениях на подводных поднятиях и гайотах, так и в переотложенном состоянии во впадине Науру и вдоль подножия хребта Лайн [Premoli-Silva, Brusa, 1981]. Мелководные крупные фораминиферы, встреченные в турбидитах кампан-маастрихтского возраста в районе хребта Лайн (скв. 165, 315, 316), по заключению Дж. Бекманна [Beckmann, 1976], имеют сходство с одновозрастной фауной фораминифер Карибского региона. Находки псевдоорбитоидов отмечены также и на Новой Гвинее. Это дало основание С. Шлангеру с соавторами [Schlanger et al., 1981] предположить наличие в кампанмаастрихтское время в тропической области Тихого океана мелководного моста, проходившего через плиты Тихоокеанскую и Фараллон и соединявшего Центральную Америку и северную окраину Австралии. По этому мосту осуществлялась миграция мелководной тропической бентосной фауны из Карибского региона в западном направлении.

Учитывая широкое развитие рифов в кампане и маастрихте в центральной части Тихого океана, вероятно, следует предполагать, по аналогии с современным океаном, достаточно высокие температуры поверхностных вод в этом регионе. Однако имеющиеся в настоящее время данные палеотемпературных измерений по соотношению тяжелых и легких изотопов кислорода в карбонатных планктонных осадках и раковинах известковых микроорганизмов показывают, что они были существенно ниже современных. По нашим определениям [Борщевский и др., 1986], температура поверхностных вод на протяжении позднего кампана и маастрихта в районе поднятия Хесса (скв. 465), находившегося в это время севернее экватора (10–15° с.ш.), постепенно уменьшалась с 21,5 до 19°С (рис. 29). Близкие значения кампан-маастрихтских поверх-



Рис. 29. Кривые изотопного состава углерода и кислорода в верхнепалеоценовых карбонатных осадках поднятия Хесса и определение палеотемператур

1 - наннопланктонный ил; 2 - кремни; 3 - перерыв

ностных температур были получены для северной и центральной частей Тихого океана и другими исследованиями [Douglas, Savin, 1973, 1975; Boersma, Shackleton, 1981]. Такие относительно низкие значения температуры поверхностных вод в экваториально-тропической области в кампане и маастрихте по сравнению с современными и одновременный расцвет рифовых организмов заставляют предполагать либо заниженные определения, либо, скорее всего, толерантность обитателей позднемеловых рифов к более холодноводным условиям, существовавшим здесь в это время.

Высокая биологическая продуктивность поверхностных вод и поступление на дно в большом количестве карбонатного материала при отмирании зоо- и фитопланктона явились, вероятно, причиной резкого и значительного погружения в кампан-маастрихтское время уровня карбонатной компенсации (см. рис. 27). В середине маастрихта в центральной части Тихого океана он достиг глубины более 6000 м [Thierstain, 1979].

В кампан-маастрихтское время отмечена минимальная активность эрозионных процессов на всей акватории Тихого океана. Осадки этого

возраста отсутствуют приблизительно лишь в четверти скважин, вскрывших хорошо палеонтологически охарактеризованные разрезы меловых отложений. При этом ни в одной из скважин не встречено перерыва, ограниченного кампан-маастрихтским интервалом, что, несомненно, свидетельствует о повсеместном преобладании процессов аккумуляции над эрозией.

На этом фоне несколько неожиданным является широкое развитие в центральной части Тихого океана процессов переотложения. Анализ состава и распространения в верхнемезозойских и кайнозойских отложениях переотложенной фауны, проведенный здесь И.Тиеде с коллегами [Thiede et al., 1981], показал, что интенсивность переотложений в кампане и маастрихте была самой высокой в меловое время и сопоставимой с их интенсивностью в кайнозойское время, когда процессы эрозии и переотложений достигли максимального развития. Удивительно то, что кампан-маастрихтский максимум встречаемости переотложенной фауны является единственным, который по времени не совпадает с падением уровня океана, что многие исследователи считают главной причиной усиления эрозии и мобилизации осадочного материала на дне океана. Среди переотложенной фауны резко преобладают неритические формы.

Другой характер осадконакопление имело в пределах окраинной части Австралийской литосферной плиты, на хребте Лорд-Хау и плато Кэмпбелл, и в глубоководной впадине Беллинсгаузена на Антарктической плите. В северной части хребта Лорд-Хау в течение маастрихта накапливались наннопланктонные илы с примесью глауконита и пирита, в то время как его южная часть была ареной аккумуляции терригенных осадков, в которых также в качестве примеси образовались пирит и глауконит. Состав органических отстатков (фораминиферы, наннопланктон, радиолярии) свидетельствует об относительно холодноводных условиях, которые были обусловлены, вероятно, более высокоширотным положением данного района в маастрихтское время.

Терригенные отложения в кампане и маастрихте накапливались и на плато Кэмпбелл. Как и в Тасмановом море, они содержат в качестве примеси глауконит, что является, вероятно, индикатором развития в данном районе процессов апвеллинга и поступления на дно значительных масс органического вещества. Состав радиолярий свидетельствует о высокоширотном положении Австрало-Новозеландского региона в это время.

Вероятно, в наиболее широком масштабе терригенные отложения накапливались в кампане и маастрихте вокруг Антарктиды. К сожалению, об истории осадконакопления в пределах Тихоокеанского сектора Антарктической литосферной плиты в меловое время ничего не известно, поскольку глубоководным бурением лишь в одной точке в котловине Беллинсгаузена (скв. 323) вскрыты верхнемаастрихтские глины.

Конец мелового периода в Тихом океане ознаменован усилением циркуляции водных масс и широким развитием эрозионных процессов, что нашло отражение в почти повсеместном присутствии стратиграфического перерыва на рубеже мезозоя и кайнозоя (рис. 30; см. рис. 24). Рыс. 30. Наличие перерывов, переотложений и фаций растворения на рубеже мезозоя и кайнозоя в скважинах глубоководного бурения в северо-западной части Тихого океана

Условные обозначения см. на рис. 26

Непрерывный разрез переходмела к палеогену карбоных от натных пелагических осадков с хорошим палеонтологическим контролем вскрыт только на вершинах попнятий Шатского (скв. 47, 577) и Хесса (скв. 465). В районах непосредственно этих верхнемаастрихтских наннона планктонных илах (зона Abathomphalus mayaroensis) согласно без каких-либо изменений в



литологии залегают аналогичные осадки, в которых установлена непрерывная последовательность фораминиферовых зон тропической-субтропической шкалы от зоны Globigerina eugubina (базальная часть дания) до зоны Globorotalia subbotinae (нижний эоцен в скв. 577 [Heath, Burckle et al., 1985], зоны Hantkenina aragonensis s. 1. (базальные слои среднего зоцена) в скв. 47 и верхнепалеоценовой зоны Globorotalia vetlascoensis в скв. 465 [Крашенинников, 1982]. Заслуживает внимания присутствие в разрезе палеоцена в скв. 465 переотложенных мелководных бентосных фораминифер [Thiede et al., 1981], что может указывать на нестабильность гидродинамического режима в палеоценовое время в этом районе. В скв. 464 у северного окончания поднятия Хесса граница мела и палеогена проходит внутри толщи монотонных пелагических глин мошностью около 50 м позднемелового (турон) - раннемиоценового возраста, лишенных каких-либо органических остатков. Расчетная скорость осадконакопления для этого периода невелика и составляет 0,6 м/млн лет. Хотя она сопоставима со скоростью аккумуляции, свойственной в настоящее время абиссальным красным глинам, стратиграфические перерывы, в том числе и на рубеже мезозоя и кайнозоя, в этом разрезе вполне допустимы [Thiede, Vallier et al., 1981].

Непрерывные разрезы пограничных маастрихт-палеоценовых отложений сохранились также в Тасмановом море на хребте Лорд-Хау (скв. 207, 208) и в абиссальной котловине Беллинсгаузена (скв. 323), где поступление осадочного материала превалировало над его выносом.

Усиление эрозионных процессов на рубеже мела и палеогена было одним из самых ярких событий в истории формирования осадочного чехла Мирового океана, следы которого в виде стратиграфических перерывов, резкого падения скоростей пелагической аккумуляции и переотложений установлены глубоководным бурением практически повсеместно. К этому же рубежу приурочены и многие другие события глобального масштаба, такие, как массовое вымирание морских и наземных организмов, падение температуры поверхностных вод океана и резкий подъем уровня карбонатной компенсации, аномальное повышение в пограничных слоях некоторых элементов, в частности иридия и элементарного углерода, и др. Возможные причины усиления эрозионной деятельности в Мировом океане в конце мела – начале палеогена рассматривали многие исследователи, в том числе и один из авторов настоящей работы [Крашенинников, Басов, 1986].

Таким образом, суммируя изложенное, в позднемезозойской истории формирования осадочного чехла Тихого океана можно выделить несколько главных периодов, которые различались тектоническим режимом, активностью вулканизма, океанологическими условиями осадконакопления, биологической продуктивностью поверхностных вод и другими особенностями.

1. Доаптский период характеризовался повсеместным преобладанием пелагического осадконакопления, карбонатного и кремнисто-карбонатного в пределах срединно-океанических хребтов и формирующихся подводных поднятий и бескарбонатных пелагических глин с примесью биогенного кремнистого материала в абиссальных котловинах. Базальтовый внутриплитный вулканизм был приурочен главным образом к поднятиям Шатского, Магеллана, западной части Центрально-Тихоокеанских гор, северной части хребта Лайн, формировавшимся в это время, и к впадине Науру, где излияния базальтовых лав происходили, вероятно, из многочисленных небольших спрединговых центров.

2. Апт-сеноманский период характеризовался резкой активизацией процессов внутриплитного вулканизма, сопровождавшегося формированием подводных поднятий и накоплением во многих районах центральной части Тихого океана мощных толщ вулканокластических отложений. Излияния вулканитов происходили, как правило, в мелководных условиях. Интенсивный внутриплитный вулканизм явился следствием общего разогрева в это время центральных частей Тихоокеанской литосферной плиты и ее регионального воздымания. Отличительная черта этого периода – широкое распространение в океане слоя кислородного минимума, в районах пересечения которого с подводными поднятиями происходило формирование отложений с высоким содержанием органического вещества. Накопление подобных отложений происходило также и в некоторых глубоководных впадинах путем быстрого захоронения органического вещества переотложенным осадочным материалом, сносимым с мелководий.

Конец сеномана – начало турона отмечены широким развитием эрозионной деятельности на большей части Центральной Пацифики, что нашло отражение в наличии стратиграфического перерыва или фаций растворения и переотложения на границе сеномана и турона в разрезах многих скважин. Большинство перерывов приурочено к вершинам подводных поднятий.

3. В течение турон-сантонского интервала масштабы проявления вул-

канизма значительно уменьшились. Повсеместно преобладало пелагическое осадконакопление – преимущественно карбонатное на приподнятых участках дна и бескарбонатное в глубоководных впадинах. Исключением являлись восточное окончание Центрально-Тихоокеанских гор и центральная часть хребта Лайн, где турон-сантонские разрезы практически полностью сложены вулканокластическими осадками.

В конце сантона – начале кампана вновь усилилась эрозионная деятельность после ее относительного затухания в позднетуронское-раннесантонское время. Интенсивность проявления эрозионных процессов была ниже, чем на рубеже сеномана и турона.

4. Кампан-маастрихтский период ознаменован новой вспышкой внутриплитного вулканизма, следы которого обнаруживаются практически во всех скважинах северо-западного сектора Тихого океана, достигших меловых отложений. Наибольшей интенсивностью он отличался в районе хребта Лайн и в восточной части Центрально-Тихоокеанских гор. Конец мела отмечен резким затуханием вулканизма. В течение кампана и маастрихта произошло расширение области распространения карбонатных пелагических и рифогенных осадков, сопровождавшееся значительным падением уровня карбонатной компенсации. Рубеж мела и палеогена – время усиления гидродинамической активности в придонном и поверхностном слоях океана и широкого распространения в Тихом океане эрозионных процессов, проявившихся как на подводных поднятиях, так и в глубоководных впадинах.

В целом рассмотренные материалы по стратиграфии, составу и истории формирования верхнемезозойских отложений в западной части Тихого океана не противоречат принимаемой большинством исследователей модели перемещения в течение позднего мезозоя Тихоокеанской литосферной плиты в северо-северо-западном направлении.

### ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

В разделе, посвященном региональной стратиграфии, было показано, что при комплексном изучении планктонных фораминифер и радиолярий обеспечивается детальное расчленение разрезов верхнемезозойских отложений как на подводных поднятиях, так и в пределах абиссальных котловин. Ассоциации обеих этих групп микроорганизмов в Тихом океане, как правило, имеют большую численность и характеризуются высоким видовым разнообразием и хорошей сохранностью. Степень сохранности и известковых раковин фораминифер, и кремневых скелетов радиолярий зависит от интенсивности процессов растворения и диагенетических преобразований. Анализ таксономического состава фораминиферовых и радиоляриевых сообществ раннего и позднего мела показывает, что в Тихом океане они практически повсеместно имеют тепловодный характер. Исключением являются умеренные и высокие широты Южного полушария (Австрало-Новозеландский регион), где их состав заметно более холодноводный. К сожалению, ограниченный объем данной работы не позволяет привести изображения и детальные описания всех видов фораминифер (как планктонных, так и бентосных) и радиолярий, встречающихся в верхнеюрских и меловых отложениях Тихого океана. Их монографическая обработка – дело будущего. Здесь же мы ограничиваемся рассмотрением только их наиболее характерных и массовых представителей, которые имеют важное стратиграфическое и палеоэкологическое значение.

Ниже приводятся список и изображения таких характерных видов планктонных фораминифер (табл. I-XI) и радиолярий (табл. XII-XXIV). Описание новых видов радиолярий дается полностью в конце списка. Виды планктонных фораминифер расположены в систематическом порядке в соответствии с классификацией М.Карон [Caron, 1985]. В связи с тем, что систематика радиолярий разработана еще недостаточно хорошо, в списке они даны в алфавитном порядке, а на таблицах – по возрастным комплексам. Для некоторых видов радиолярий в таблицах помещены экземпляры не только из осадков Тихого океана, вскрытых скважинами глубоководного бурения, но и из одновозрастных отложений его северо-западного континентального обрамления, где радиолярии являются руководящей группой при расчленении мезозойских вулканогенно-кремнистых толщ, а также из ряда районов Средиземноморья и Атлантики, с которыми проводится сравнение видов для выявления палеогеографических критериев.

## Планктонные фораминиферы

Heterohelix globulosa (Ehrenberg), 1840; табл. I, 1-3. Heterohelix reussi (Cushman), 1938; табл. I. 4. 5. Heterohelix striata (Ehrenberg), 1840; табл. I. 6. 7. Pseudotextularia elegans (Rzehak), 1981; табл. I, 8, 9. Pseudoguembelina costulata (Cushman), 1938; табл. I. 10, 11. Pseudoguembelina excolata (Cushman), 1926; табл. I, 12. Pseudoguembelina palpebra Bronnimann and Brown, 1953; табл. I. 13, 14. Racemiguembelina fruticosa (Egger), 1898; табл. II, 1, 2. Planoglobulina multicamerata de Klasz, 1953; табл. II, 3. Planomalina buxtorfi Gandolfi, 1942; табл. II, 4-6. Globigerinelloides casevi (Bolli, Loeblich and Tappan), 1957; табл. II. 7. 8. Globigerinelloides eaglefordensis (Moreman), 1927; табл. II, 9, 10. Globigerinelloides prairiehillensis Pessagno, 1967; табл. II, 11, 12. Schackoina multispinata (Cushman and Wickenden), 1932; табл. II, 13. Hedbergella amabilis Loeblich and Tappan, 1961; табл. III, 1, 2. Hedbergella delrioensis (Carsey), 1926; табл. III, 3-5. Hedbergella holmdelensis Olsson, 1964; табл. III, 6-9. Hedbergella planispira (Таррап), 1940; табл. III, 10-12. Ticinella bejaouensis Sigal, 1966; табл. IV, 1-3. Ticinella primula Luterbacher, 1963; табл. IV, 6-8. Ticinella raynaudi Sigal, 1966; табл. IV, 4, 5. Rotalipora appenninica (Renz), 1936; табл. IV. 9-11. Rotalipora brotzeni (Sigal), 1948; табл. IV, 12; табл. V, 1, 2.

Rotalipora gandolfi Luterbacher and Premoli Silva, 1962; табл. V, 3-5. Rotalipora greenhornensis (Morrow), 1934; табл. V, 6-9. Praeglobotruncana delrioensis (Plummer), 1931; табл. V, 10, 11. Praeglobotruncana gibba Klaus, 1960; табл. V, 12, 13. Praeglobotruncana stephani (Gandolfi), 1942; табл. V, 14, 15. Dicarinella asymetrica (Sigal), 1952; табл. VI. 1. 2. Dicarinella concavata (Brotzen), 1934; табл. VI, 3, 4. Dicarinella imbricata (Mornod), 1950; табл. VI. 5. 6. Helvetoglobotruncana helvetica (Bolli), 1945; табл. VI, 7-9. Helvetoglobotruncana praehelvetica (Trujillo), 1960; табл. VI, 10-12. Whiteinella baltica Douglas and Rankin, 1969; табл. VI, 13, 14. Whiteinella archaeocretacea Pessagno, 1967; табл. VII, 1. Whiteinella paradubia (Sigal), 1952; табл. VII, 2-4. Archaeoglobigerina blowi Pessagno, 1967; табл. VII, 5-7. Marginotruncana pseudolinneiana Pessagno, 1967; табл. VII, 8-10. Marginotruncana schucegansi (Sigal), 1952; табл. VII, 11-13. Marginotruncana sigali (Reichel), 1950; табл. VIII. 1-3. Globotruncana aegyptiaca Nakkady, 1950; табл. VIII, 4-6. Globotruncana arca (Cushman), 1926; табл. VIII, 7-9. Globotruncana linneiana (d'Orbigny), 1839; табл. VIII, 10-12. Globotruncana plummerae Gandolfi, 1955; табл. VIII, 13-15. Globotruncana ventricosa (White), 1928; табл. IX, 1-3. Globotruncana falsostarti Sigal, 1952; табл. IX, 4, 5. Globotruncanita calcarata (Cushman), 1927; табл. IX, 6, 7. Globotruncanita stuarti (de Lapperent), 1918; табл. IX, 8, 9. Globotruncanita stuartiformis (Dalbiez), 1955; табл. IX, 10-12. Globotruncanita subspinosa (Pessagno), 1960; табл. IX, 13, 14. Rosita contusa (Cushman), 1926; табл. Х. 1, 2. Rosita fornicata (Plummer), 1931; табл. X. 3. 4. Rugoglobigerina hexacamerata Bronnimann, 1952; табл. X, 5-7. Rugoglobigerina rugosa (Plummer), 1926; табл. X, 8-10. Rugotruncana subcircumnodifer (Gandolfi), 1955; табл. X, 11, 12. Rugotruncana subpennyi (Gandolfi), 1955; табл. X, 13, 14. Gansserina gansseri Bolli, 1951; табл. XI, 1-3. Globotruncanella citae (Bolli), 1951; табл. XI, 4, 5. Globotruncanella havanensis (Voorwijk), 1937; табл. XI, 8, 9. Globotruncanella petaloidea (Gandolfi), 1955; табл. XI, 6, 7. Abathomphalus intermedius (Bolli), 1951; табл. XI, 10-12. Abathomphalus mayaroensis (Bolli), 1951; табл. XI, 13-15.

## Радиолярии

Acanthosphaera? parvipora Squinabol; ταδπ. XII, 6. Acanthosphaera? sp.; ταδπ. XII, 9. Archaeospongoprunum aff. tehamaensis Pessagno; ταδπ. XIV,1. Archaeodictyomitra simplex Pessagno; ταδπ. XVIII, 2, 3. Archaeodictyomitra vulgaris Pessagno; ταδπ. XVIII, 1, 4. Cromyodrimus? sp.; ταδπ. XII, 8.

Cryptamphorella conara (Foreman): табл. XIV, 6, 8-9. Cryptamphorella sphaerica (White); табл. XIV, 7. Dictyomitra cf. napaensis Pessagno: табл. XIII. 12. Dictyomitra costata (Squinabol); табл. XII, 11; табл. XIII, 11. Dictyomitra ex gr. striata Lipman; табл. XII, 10. Holocryptocanium barbui Dumitrica; табл. XVI, 1-7. Neosciadiocapsa agarkovi Vishnevskaya; табл. XXIV, 12. Neosciadiocapsa diabloensis Pessagno; табл. XXIV. 9-11. Novixitus sp.; табл. XX, 6, 7. Obesacapsula somphedia (Foreman); табл. XXII. 1-3. Obesacapsula sp.; табл. XXII, 4; табл. XXIII, 8. Orbiculiforma chartonae Schaaf; табл. XIV. 3. Orbiculiforma maxima Pessagno; табл. XIV, 4, 5. Paronaella pristidentata Baumgartner; табл. XXIII, 4, 5. Paronaella sp.; табл. XII, 2, 5. Parvicingula cf. elegans Pessagno and Whalen; табл. XXIII, 6, 7. Patulibracchium davisi Pessagno; табл. XIII. 2. Praeconocaryomma ex gr. universa Pessagno; табл. XII, 4; табл. XIII, 1. Praeconocaryomma? sp.; табл. XII, 3. Pseudoaulophacus cf. putahensis Pessagno; табл. XIII, 8-10. Pseudoaulophacus ex gr. pargueraensis Pessagno; табл. XII, 7; табл. XIII, 4-7. Pseudoaulophacus praefloresensis Pessagno; табл. XIII, 3. Pseudoaulophacus? sp.; табл. XII, 1. Pseudodictyomitra aff. pentacolaensis Pessagno; табл. XVIII. 5. 6. 8-10. Pseudodictvomitra carpatica Losvniak: табл. XV, 1-3. Pseudodictvomitra lodogaensis Pessagno; табл. XVIII, 10. Pseudodictyomitra recta Vishnevskava; табл. XVIII. 7. Pseudodictyomitra sp.; табл. XV, 4, 5. Spongocapsula palmerae Pessagno; табл. XXIV, 5, 6. Spongocapsula aff. zamoraensis Pessagno; табл. XXII, 5, 6. Spongocapsula sp.; табл. XXII. 8. Spongosaturnalis ex gr. huevi (Pessagno); 1976; табл. XXIV, 7. 8. Spumellaria: табл. XIV. 2. Stichomitra communis Squinabol; табл. XII, 12; табл. XIII, 13; табл. XV, 6-9. Thanarla ex gr. elegantissima (Cita); табл. XVII, 5. Thanarla veneta (Squinabol); табл. XVII, 1-4, 6-10. Triactoma blakei Pessagno; табл. XXIII, 3. Triactoma ex gr.blakei Pessagno; табл. XXIII, 1, 2. Xitus asymbatos (Foreman); табл. XX, 1, 2. Xitus ex gr. asymbatos (Foreman); табл. XIX, 2, 5; табл. XX, 8; табл. XXI, 3. Xitus ex gr. spicularius (Aliev); табл. XX, 3-5; табл. XXI, 4, 5. Xitus bogdanovi Vishnevskava sp. nov.; табл. XXI, 2. Xitus? plenus Pessagno; табл. XIX, 6-8. Xitus spicularius (Aliev); табл. XIX, 1, 3, 4. Zifondium?lassenensis Pessagno; табл. XXII, 7.

#### СЕМЕЙСТВО HSUIDAE PESSAGNO AND WHALEN, 1982

## Род Hsuum Pessagno 1977, emend. Takemura, 1986

Типовой вид. Hsuum cuestaensis Pessagno, 1977.

Раковина многосегментная, субконическая, в начальной части постепенно переходящая в веретеновидную или субцилиндрическую к терминальному концу. Цефалис маленький, полусферический, непористый, имеет короткий апикальный рог, часто редуцированный. У среднеюрских видов рог массивный, по форме как бы граненый, плавно заострен кверху, часто по ширине равен диаметру цефалиса, образует с ним единое целое и слегка наклонен вбок. У позднеюрских видов апикальный рог, как правило, очень тонкий, округлый в поперечнике, крепится к цефалису с помощью тонкой шляпки. Торакс, абдомен и последующие сегменты постепенно увеличиваются в размере. Наружные пережимы между сегментами почти не выражены. Продольные ребра непостоянные на первых сегментах, далее отчетливые, часто соединены друг с другом при помощи поперечных гребней, подходящих беспорядочно под разными углами. Поры мелкие, расположены продольными и поперечными рядами. Между пвумя соседними продольными ребрами может быть до 2-6 пор в одном горизонтальном ряду. Торакс и абдомен малопористые.

Hsuum basovi Vishnevskaya sp. nov. Ταδπ. XXIII, 9-12

Название. Вид назван в честь И.А. Басова, советского специалиста в области стратиграфии осадочного чехла океанов.

Голотип. Экз. 305 СС (11), коллекция ИЛСАН, титон, поднятие Шатского, Тихий океан.

Паратип. Экз. 757-6, коллекция ИЛСАН, верхний келловей?-нижний титон, р.Малый Научирынай, Корякское нагорье.

Диагноз. Субконическая многосегментная раковина с невыдержанной продольной ребристостью. Наружные пережимы между сегментами неотчетливые. Продольные ребра, как правило, начинаются с абдомена или последующих сегментов, причем не все ребра появляются одновременно. К терминальному концу количество ребер по мере расширения раковины возрастает. Местами ребра соединяются между собой за счет небольших гребневидных выростов межпоровых перегородок. Цефалис маленький, по направлению к апикальному концу плавно переходит в тонкий короткий рог, слабо наклоненный вбок. Поверхность раковины мелкопористая. Между двумя ребрами насчитывается 2–4 ряда пор. В начальной части раковины (I–III сегменты) поры малочисленны, к терминальному концу количество пор возрастает. Устье открытое, едва заметно зауженное, изнутри окаймлено узким валиком.

Размеры. Высота раковины: средняя 270-400 мкм; ширина у основания: средняя 160-175 мкм, голотипа 165 мкм.

Сравнение. Отличается равномерной мелкопористостью.

Распространение и возраст. Тихоокеанский регион. Поздняя юра.

СЕМЕЙСТВО SPONGOCAPSULIDAE PESSAGNO, 1977

## Род Schaafella Vishnevskaya gen. nov.

Типовой вид. Schaafella tochilinae Vishnevskaya sp. nov.

Диагноз. Раковина, как у большинства представителей семейства, но цефалис субконический, камеры более узкие и частые, за счет чего раковина может быть названа мультициртоидной. Устье всегда широкое, открытое. Стенка также особого устройства: она включает в себя комбинацию элементов губчатой, кситоидной и ячеистой структуры.

Сравнение. От родов Spongocapsula и Syringocapsa отличается пропорциональным мультициртоидным строением раковины, от рода Obesacapsula – очень слабым увеличением размера последующих сегментов. В то же время по характеру устройства внешней стенки этот род обнаруживает некоторые сходства с формами семейства Xitidae.

Название. Род назван в честь Андре Шаафа, французского радиоляриста, внесшего существенный вклад в изучение мезозойских радиолярий Тихого океана.

Распространение и возраст. Тихий океан. Поздний альб – ранний сеноман.

Schaafella deweveri Vishnevskaya sp: nov.

Табл. ХХІ, б

Название. Вид назван в честь Патрика Де Вевера (Франция) – президента Международной радиоляриевой ассоциации.

Голотип. Экз. 466-29-1, 50-52 см, коллекция ИЛСАН, поздний альбранний сеноман, поднятие Хесса, Тихий океан.

Диагноз. Раковина мультициртоидная (апикальный угол 60°), 6-7-сегментная. Цефалис маленький, гладкий, конусовидный. Торакс и последующие сегменты губчато-кситовидные. Сегментация раковины отчетливая. Сегменты постепенно увеличиваются в размере к терминальному концу раковины. Устье широкое, открытое, изнутри окаймлено валиком. Стенка толстая, губчато-пористая, насчитывает от 4 до 6-8 рядов пор в толщину стенки у основания раковины.

Размеры. Высота раковины 300 мкм; ширина у основания 250 мкм; средний диаметр пор 5 мкм.

Распространение и возраст. Тихий океан. Поздний мел – ранний сеноман.

Schaafella nodosa Vishnevskaya sp. nov.

Табл. XXI, 8

Название. Nodosa – узловатая.

Голотип. Экз. 466-29-1, 50-52 см, коллекция ИЛСАН, поздний альбранний сеноман, поднятие Хесса, Тихий океан.

Диагноз. Раковина мультициртондная (апикальный угол 40°), 6-8-сегментная. Цефалис слабопористый, субсферический. Торакс и последующие сегменты мелкогубчато-ячеистые. Сегментация отчетливая. Все сегменты приблизительно равновеликие по высоте. Начиная с торакса стенки раковины осложнены слабо выступающими буграми или нодозами. Устье открытое. Стенка толстая, губчатая.

Размеры. Высота раковины 300-350 мкм; ширина у основания 6-го сегмента 150-200 мкм; средний диаметр пор 3 мкм.

Распространение и возраст. Тихий океан. Поздний альб – ранний сеноман.

Schaafella tochilinae Vishnevskaya sp. nov.

Табл. ХХІ, 7

Название. Вид назван в честь С.В. Точилиной, советского специалиста по радиоляриям Тихого океана.

Голотип. Экз. 466-29-1, 50-52 см, коллекция ИЛСАН, поздний альбранний сеноман, поднятие Хесса, Тихий океан.

Диагноз. Раковина мультициртоидная (апикальный угол 50°), 5-6-камерная. Цефалис пористый, субконический со сглаженной вершиной, снабженной тонкой короткой иглой. Торакс и последующие сегменты губчато-пористые. Сегментация раковины отчетливая. Устье открытое, окаймленное изнутри валиком. Стенка толстая, как бы сложена двумя рядами поровых рамок – внутренним и внешним, но сложно переплетенными между собой.

Размеры. Высота раковины 200 мкм; ширина у основания 5-го сегмента 150 мкм; средний диаметр пор 10 мкм.

Сравнение. От других видов рода отличается более крупным субконическим цефалисом, крупногубчато-ячеистым строением стенки раковины.

Распространение и возраст. Тихий океан. Поздний альб – ранний сеноман.

## Род Obesacapsula Pessagno, 1977

Obesacapsula pacifica Vishnevskaya sp. nov.

Табл. XXIV, 1-4

Название. По преимущественному распространению в Тихом океане.

Голотип. Экз. 757-1988, коллекция ИЛСАН, поздний келловей?-ранний титон, р.Малый Научирынай, Корякское нагорье.

Паратип. Экз. 303 СС, титон, поднятие Шатского, Тихий океан.

Диагноз. Раковина многосегментная (5-7), губчатая, толстостенная. Наружные пережимы очень хорошо выражены. Цефалис маленький, конический, слабопористый. Переход к тораксу постепенный. Абдомен, как и все последующие сегменты, отделен глубоким пережимом, причем каждый из сегментов сначала резко расширяется, а затем постепенно уменьшается до начального диаметра. Все сегменты имеют вид дисков, увеличивающихся к терминальному концу раковины в диаметре. Размеры. Высота раковины 350-500 мкм; ширина у основания 230-250 мкм; размер пор 5-8 мкм.

Сравнение. От других видов этого рода отличается более резкими наружными пережимами, отсутствием апикального рога, наиболее открытым устьем, строго пропорциональным увеличением размеров камер по направлению к терминальному концу раковины.

Распространение и возраст. Тихоокеанский регион. Поздняя юра.

### СЕМЕЙСТВО OXITIDAE PESSAGNO, 1977

## Род Xitus Pessagno, 1977

Xitus bogdanovi Vishnevskaya sp. nov.

Табл. XXI, 1, 2

Название. Вид назван в честь известного советского геолога Н.А. Богданова.

Голотип. Экз. 466-29-1, 50–52 см, коллекция ИЛСАН, верхний альбнижний сеноман, поднятие Хесса, Тихий океан.

Диагноз. Раковина субконическая, многокамерная (8–12), апикальный угол 30°. Первый сегмент, или цефалис, маленький, полусферический, непористый, часто имеет короткую тонкую вершинную иглу. Второй сегмент, или торакс, также, как правило, непористый, но отделен от цефалиса одним рядом круглых мелких пор (в количестве 5–6 на 1/2 окружности). Все последующие сегменты имеют сложную кситовую структуру. От торакса абдомен отделен рядом пор (8–10 на 1/2 окружности). Вся кситовая поверхность раковины равномерная. На абдомене насчитывается 3 выступа на 1/2 окружности, на восьмом сегменте 5 выступов на 1/2 окружности. К терминальному концу раковина едва заметно заужена. Устье открытое, изнутри окаймлено валиком.

Размеры. Высота раковины 300-350 мкм; ширина у основания 150-180 мкм.

Сравнение. От описанных видов рода Xitus отличается строго пропорциональной кситовой структурой стенки раковины.

Распространение и возраст. Тихий океан, плато Хесса. Поздний альб – ранний сеноман.

Xitus asymbatos (Foreman)

Табл. ХХ, 1, 2

Stichomitra asymbatos Foreman, 1968, p. 73, pl. 8, figs. 10 a-c

Оригинал. Экз. 466-29-1, 50-52 см, коллекция ИЛСАН, поздний альб – ранний сеноман плато Хесса, Тихий океан.

Диагноз. Раковина многосегментная (6-7 камер) субконическая, мелкопористая, часто имеет вершинную иглу. Вся поверхность раковины осложнена нодозами или бугорчатыми выростами, создающими орнамент в виде двухслойной стенки, характерный для представителей рода Xitus.

Размеры. Высота раковины 200-300 мкм, ширина у основания















# Таблица VIII










# Таблица XIII











# Таблица XVIII





# Таблица ХХ









Таблица XXIV



седьмого сегмента 80-150 мкм.

Распространение и возраст. Поздний мел. Всесветно. В Тихом океане скв. 460, 461, 466.

Xitus ex gr. spicularius (Aliev)

Табл. ХХ, 3, 5; табл. ХХІ, 4, 5

Dictyomitra spicularius Aliev: Алиев, 1961, с. 34, табл. 2, 1, 2; 1965, с. 39, табл. 6, 9; D. sp. cf. D. spicularia Aliev: Foreman, 1973, p. 264, pl. 8, figs. 8, 9; Xitus spicularius (Aliev) Pessagno, 1977, p. 56, pl. 9, fig. 7, pl. 10, fig. 5; Schaaf, 1981, p. 440, pl. 4, fig, 11, pl. 5, figs. 12 a, b, pl. 19, fig. 2 a, b

Оригиналы. Экз. 466-29-1, 50-52 см, коллекция ИЛСАН, поздний альб – ранний сеноман, плато Хесса, Тихий океан; экз. 10, колл. ИЛСАН, сеноман, Куба; экз. 791, колл. ИЛСАН, альб-сеноман, Камчатка.

Диагноз. Раковина коническая многосегментная (5-8 камер). Цефалис субсферический непористый иногда имеет короткую тонкую вершинную иглу. Внешняя поверхность торакса и последующих сегментов осложнена нодозами. На 1/2 окружности раковины у основания последнего сегмента насчитывается 4-5 нодоз. Устье открытое, окаймлено валиком. Стенка раковины в поперечном сечении толстая мелкопористая. Поры маленькие, круглые.

Распространение и возраст. Валанжин-альб Кавказа, поздний альб Калифорнии, поздний валанжин – сеноман Тихого океана (скв. 463, 465, 466), альб-сеноман Корякского нагорья и Камчатки.

Xitus? plenus Pessagno

Табл. XIX, 6-8

Xitus plenus Pessagno, 1977, p. 55. pl. 9, fig. 15, 21, 22, 26; pl. 12. fig. 15

Оригинал. 466-29-1, 50-52 см, коллекция ИЛСАН поздний альб-ранний сеноман, плато Хесса, Тихий океан.

Диагноз. Раковина коническая, многокамерная. Цефалис маленький с короткой вершинной иглой. Торакс и последующие сегменты имеют двухслойную структуру стенки. Внутренний слой образован ячеистой стенкой с гексагонально расположенными округлыми порами, внешний – крупными пористыми нодозами или туберкулами, расположенными по два ряда на каждом сегменте.

Распространение и возраст. Поздний альб Калифорнии, альбсеноман Кубы, Тихого океана (скв. 466).

#### CEMEЙCTBO WILLIRIEDELLIDAE DUMITRICA, 1970

## Род Crytamphorella Dumitrica, 1970

Cryptamphorella conara Foreman

#### Табл. XIV, 6, 8, 9

Hemicryptocapsa conara Foreman, 1968, pl. 4, figs. 11 a-b; Cryptamphorella conara (Foreman): Dumitrica, 1970, p. 80, pl. 11, figs. 66a-c; Kling, 1982, p. 549, pl. 5, fig. 4

12. 3ak. 1121

Оригинал. Экз. 466-29-1, 50-52 см, коллекция ИЛСАН, поздний альб – ранний сеноман, плато Хесса, Тихий океан.

Диагноз. Раковина трехсегментная. Цефалис и торакс маленькие, образуют цефалоторакс, погруженный в крупный сферический абдомен, который имеет отчетливые поры, расположенные в широких поровых рамках. Абдомен замкнут.

Размеры. Диаметр абдомена 150-200 мкм, средний диаметр пор 10-15 мкм.

Замечания. М.Г. Петрушевская [1981] для этого рода предлагает ограниченное распространение: тропические и умеренные широты.

Распространение и возраст. Поздний мел. Всесветно. В Тихом океане встречен в скв. 164, 166, 313, 460, 461, 466, 585.

## СЕМЕЙСТВО ARCHAEODICTYOMITRIDAE PESSAGNO, 1976

#### Род Dictyomitra Zittel, 1887

Dictyomitra cf. napaensis Pessagno

Табл. XIII, 12

Dictyomitra napaensis Pessagno, 1976, p. 53, pl. 4, fig. 16; pl. 5, figs. 1, 9; Mizutani et al., 1982, p. 65, pl. 91. fig. 12

Оригинал. Экз. 585-39, коллекция ИЛСАН, поздний альб, Восточно-Марианская впадина, Тихий океан.

Диагноз. Раковина многокамерная (8-9 камер), субконическая в начальной части и цилиндрическая в терминальной, цефалис полусферический; камеры отделены друг от друга слабыми пережимами. Поверхность раковины струйчатая. Количество струй к устью постепенно увеличивается (на тораксе 6-7 на 1/2 окружности, на восьмом постабдоменальном сегменте 15-16). Все поры реликтовые, по 3-4 ряда пор на сегмент.

Размеры. Высота раковины 225-250 мкм, ширина у основания 85-100 мкм, средний размер пор 1 мкм.

Сравнение. По всем параметрам близка к видам, описанным из турона-коньяка Калифорнии.

Распространение и возраст. Турон-коньяк Калифорнии, турон? – ранний сантон Беринговоморского региона СССР, альб-турон (скв. 585) Тихого океана.

#### Род Archaeodictyomitra Pessagno, 1976

Archaeodictyomitra simplex Pessagno

Табл. XVIII, 2, 3

Archaeodictyomitra simplex Pessagno, 1977, p. 43, pl. 6, figs. 1, 24, 28, pl. 12, fig. 12.

Оригинал. Экз. 466-29-1, 50-52 см, коллекция ИЛСАН, поздний альб – ранний сеноман, плато Хесса, Тихий океан.

Диагноз. Раковина многосегментная, струйчатая, по форме субконическая, удлиненная, к устью слабо заужена. На постабдоминальном сегменте насчитывается 8 струй на 1/2 окружности раковины, которые 170 четко прослеживаются на всех последующих сегментах. На первых трех сегментах струйчатость не выдержанная. Струи неравномерно прободены порами, растянутыми вкрест простирания струй. Сегментация на внешней поверхности раковины не выражена.

Размеры. Средняя высота раковины 250 мкм, ширина 80-100 мкм.

Сравнение. От вида A. simplex, описанного Э. Пессаньо, отличается меньшим количеством струй.

Распространение и возраст. Альб-сеноман Калифорнии. Средний мел Тихого океана.

# Archaeodictyomitra vulgaris Pessagno

# Табл. XVШ, 1, 4

Archaeodictyomitra vulgaris Pessagno, 1977, p. 44, pl. 6, fig. 15; Schaaf, 1981, p. 14, pl. 4, fig. 2.

Оригинал. Экз. 466-29-1, 50-52 см, коллекция ИЛСАН, поздний альб-ранний сеноман, плато Хесса, Тихий океан.

Диагноз. Раковина многосегментная, струйчатая, постепенно расширяющаяся к основанию, сегментация неотчетливая. На 1/2 окружности раковины приходится 8–10 струй. Каждая струя прободена порами, расположенными поясообразно к оси конуса раковины.

Размеры. Средняя высота раковины 200-230 мкм, ширина 100-150 мкм.

Сравнение. От вида A. vulgaris, описанного Э. Пессаньо, отличается более крупными и широкими струями.

Распространение и возраст. Валанжин-апт Калифорнии, баррем (скв. 463), средний мел (скв. 466) Тихого океана.

## CEMEЙCTBO ARTOSTROBIDAE RIEDEL, 1967

## Род Stichomitra Cayeux, 1987

#### Stichomitra communis Squinabol

Табл. XII, 12; табл. XIII, 13; табл. XV, 6-9

Stichomitra communis Squinabol, 1914, p. 141, pl. 8, fig. 40.

Оригиналы. Экз. 8506-1-3, коллекция ИЛСАН, альб-турон Корякского нагорья; экз. 466-29-1, 50-52 см, колл. ИЛСАН, поздний альб-ранний сеноман Тихого океана; экз. 585-39-2, 10-12 см, колл. ИЛСАН, альб Тихого океана; экз. 791, колл. ИЛСАН, альб-сеноман Камчатки.

Диагноз. Раковина многокамерная (более 6), к терминальному концу очень медленно расширяющаяся, равномернопористая. Продольная ребристость отсутствует. Наружные межкамерные пережимы отчетливы. Поры среднего размера, расположены в шахматном порядке. На сегменте от 3 до 5 поперечных рядов пор. Все поры сквозные.

Размеры. Высота раковины 400 мкм, средняя ширина раковины 130 мкм, диаметр пор 5–10 мкм.

Распространение и возраст. Апт-турон Италии, Кавказа СССР, Калифорнии, Беринговоморского региона СССР, Тихого океана.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Биостратиграфическое изучение мезозойского осадочного чехла Тихого океана и восстановление истории его формирования, как следует из изложенного в настоящей работе, сталкиваются с серьезными трудностями. Они связаны прежде всего с недостаточной полнотой и не всегда хорошим качеством имеющихся к настоящему времени геологических материалов. Это предопределяет известную схематичность реконструкций палеогеографических (в широком смысле) условий осадконакопления.

Этот пробел, вероятно, в значительной мере будет заполнен, с одной стороны, начавшимся сейчас бурением в западной части Тихого океана с помощью нового бурового судна "ДЖОИДЕС Резольюшн", которое проводится в рамках Международной Программы океанского бурения, а с другой стороны, предстоящим в ближайшие годы осуществлением национальной программы глубоководного бурения. Оно, по нашему мнению, также должно начаться в западной и северо-западной частях Тихого океана – ключевом для понимания мезозойской истории Тихоокеанского бассейна регионе. Можно не сомневаться, что эти работы принесут важную дополнительную информацию, которая в сочетании с уже имеющейся будет способствовать более детальному и уверенному восстановлению истории геологического развития и осадконакопления в Тихом океане в мезозойское время.

Вместе с тем при реконструкции мезозойской истории Тихого океана существуют трудности, которые едва ли исчезнут просто в результате дополнительных сборов геолого-геофизической информации. Эти трудности являются объективными, будучи обусловлены особенностями строения и развития дна этого бассейна на протяжении мезозоя.

Одна из них заключается в том, что границы Тихого океана почти на всем протяжении имеют конвергентный характер, в результате чего бо́льшая часть океанской коры с мезозойским возрастом должна была либо поглотиться в зонах субдукции, либо обдуцироваться на континентальные окраины.

Согласно плейттектоническим представлениям, Тихоокеанская плита на протяжении позднего мезозоя перемещалась в северо-северо-западном направлении. Это принимают большинство исследователей на основе палеомагнитных и расчетных данных. И хотя это как будто подтверждается некоторыми геологическими материалами, в частности законо-

диахронным изменением скоростей кремнисто-карбонатного MEDHO осадконакопления в меридиональном направлении, что связывается с прохождением плиты под экваториальной зоной высокой биологической пропуктивности, по настоящего времени отсутствуют однозначные геологические показательства масштабного ее перемещения. Таким показательством могло бы послужить обнаружение фрагментов океанической коры позднемезозойского возраста в пределах северо-западного обрамления Тихого океана. Однако многолетние работы различных геологических институтов АН СССР и производственных организаций Министерства геологии СССР пока не подтверждают наличия здесь типичных океанских осадочных образований. Это может свидетельствовать о том, что кора была полностью сублуцирована. Полное ее поглощение могло произойти лишь в том случае, если осадочный чехол имел небольшую мощность и если в пределах плиты отсутствовали крупные поднятия, которые не могли субдуцироваться, а должны были причленяться к континенту.

В связи с этим возникает вопрос: действительно ли в северо-западном обрамлении отсутствуют океанские разрезы? Ответ на этот вопрос, который должен быть получен в ходе дальнейших исследований, имеет принципиальный характер. От ответа на него во многом зависит восстановление геодинамического сценария, по которому шло развитие Тихоокеанского бассейна в мезозойское время.

Другим независимым свидетельством движения плиты в меридиональном направлении, при котором она должна была пересекать разные широтные зоны, могло бы послужить изменение состава планктонных организмов, в частности фораминифер, в связи с переходом из одной климатической области в другую. К сожалению, имеющиеся на сегодняшний день материалы не позволяют выявить такие изменения, поскольку районы, где пробурено подавляющее большинство скважин, вскрывших верхнемезозойские отложения, находятся сейчас и находились, согласно расчетам, в меловое время в пределах тропической – субтропической области.

Эта область в позднем мезозое, когда океан был равномерно прогрет, характеризовалась относительно высокими и стабильными температурами поверхностных вод, поэтому изменения в составе фораминифер, если они и были, не проявились настолько, чтобы однозначно могли интерпретироваться как следствие климатических колебаний. Для выявления последних необходимо изучение ассоциаций планктонных фораминифер из разных широтных зон. В связи с этим одной из важных задач бурения в предстоящие годы должно быть получение меловых карбонатных разрезов с фауной планктонных фораминифер из умеренных и высоких широт северной половины Тихого океана. К сожалению, это необычайно сложная задача, так как данная область занята абиссальной равниной, где трудно ожидать получения карбонатных разрезов. Единственным районом в северной части Тихого океана, где могут быть встречены подобные отложения, является поднятие Обручева. И хотя фундамент (трахиты) на гайоте Мейджи, по данным глубоководного бурения, имеет маастрихтский возраст, нельзя исключить присутствие в пределах поднятия и более древних осадков.

Относительно мелководные отложения мелового возраста с фауной планктонных фораминифер могут быть вскрыты бурением, вероятно, и в пределах Алеутской впадины Берингова моря. Последняя в соответствии с палеотектоническими реконструкциями расположена на плите Кула, которая при движении на север из низкоширотной области субдуцировалась под Северо-Американскую плиту и часть которой впоследствии была изолирована с юга Алеутской системой желоб- дуга. По данным магнитных исследований [Plate-tectonic..., 1982], самый древний возраст океанической коры в Алеутской впадине валанжинский (аномалия M13). Наиболее благоприятным местом для бурения здесь является, на наш взгляд, район погребенного хребта Сандер и плато Умнак, где нижняя часть разреза осадочного чехла может быть сложена осадками мелового возраста с тепловодными комплексами планктонных фораминифер.

Изложенное выше подчеркивает важность дальнейшей разработки и совершенствования описанной в монографии методики определения по составу и морфологическим особенностям радиоляриевых сообществ, их принадлежности к тем или иным биогеографическим палеопровинциям. Учитывая повсеместную встречаемость радиолярий независимо от фациального состава осадков как в океане, так и в пределах северного континентального обрамления в отложениях, принимающих здесь участие в строении инородных тектоно-стратиграфических комплексов (террейнов), эта методика при отсутствии или обедненности известкового микропланктона может в будущем стать надежным инструментом для климатических и тектонических реконструкций.

Необходимы также дальнейшие исследования меловых отложений в пределах северо-западного обрамления Тихого океана с целью обнаружения в них планктонных фораминифер. Сравнение их (в случае обнаружения) с одновозрастными океаническими комплексами могло бы помочь расшифровке тектонической истории Тихоокеанского региона.

# SUMMARY

Despite the hundreds of the DSDP holes drilled in the Pacific Ocean many problems of its sedimentary cover stratigraphy remain unsolved and the history of sediment accumulation within the basin is reconstructed, in a great extent, fragmentarilly. This especially conserns the oldest pre-Cenozoic deposits that are mainly recovered in the western part of the Pacific. Such poor knowledge could be explained by few causes: 1) relatively small number of the holes recovered the Upper Mesozoic deposits; 2) irregular distribution of the holes which are mainly situated in the Northwestern Pacific; 3) spot coring (especially in the first legs) when sampled intervals in the holes alternate with unsampled intervals; 4) alternation of harder cherty and softer carbonate or clayey layers in the sequence that predetermines poor core recovery; 5) unequal paleontological content of different sediment types.

Samples of the Upper Mesozoic rocks and sediments from Sites 165, 192, 199, 305, 310, 313, 315, 462, 463, 465, 466, 585 drilled in Glomar Challenger Legs 17, 19, 20, 30, 32, 61, 62, 86 served as a material for this study. These samples were obtained due to courtesy of the DSDP leadership to whom the authors express their sincere gratitude.

Taxonomic composition, stratigraphic and geographic distribution of planktonic foraminifers and radiolarians were studied in the samples. Benthonic foraminifers whose stratigraphic value is not so high were also studied and used for paleobathymetric interpretations. Besides numerous data on sedimentary cover stratigraphy, composition and structure published in the DSDP Initial Reports and other issues were taken into consideration.

Integrated investigation of calcareous and siliceous planktonic microfossils allows stratigraphic subdivision and correlation of both shallow-water carbonate or siliceous-carbonate and deep-water carbonate-free sediments. Biostratigraphic zonal schemes developed by M. Caron (1985) on planktonic foraminifers and by A. Schaaf (1986) on radiolarians are used in this study for subdividing of the Cretaceous sediments. The latter, being less detailed than the foraminiferal scale, is applicable practically everywhere in the Pacific regardless the depth and latitudinal conditions of sedimentation and types of deposits. Slightly modified, this zonal scale can be used in stratigraphic studies of synchronous deposits widely distributed within the northwestern continental framing of the Pacific Ocean. Here quite diverse radiolarian assemblages often occur in cherty and volcanic/cherty rocks incorporated in tectonic nappes. Within the Koryak-Kamchatka region analysis of radiolarians taxonomic composition as well as their morphological peculiarities testifies to co-occurance of assemblages from different latitudinal zones. This observation confirms the idea that northwestern continental framing of the Pacific has an accretional structure consisting of numerous tectono-stratigraphic units (terrains) delivered from different areas of the Pacific snd spatially juxtaposed here. It is supposed that the radiolarian assemblage, which occurs now the Albian-Cenomanian deposits within the Koryak Highland, inhabited during that time a boreal realm, the one from the North Kamchatka – near northern boundary of the north subtropical zone and that from Eastern Sakhalin Island near its southern edge while the Albian-Cenomanian assemblages from some accretional blocks of Kamchatsky Mys Peninsula are characteristic of the tropical realm.

Unfortunately the Upper Mesozoic deposits of the Northwestern Pacific continental framing are practically barren of planktonic foraminifers. This fact could serve as independent indicator of sedimentary basin paleolatitudinal position. At present the Late Mesozoic (Cretaceous) planktonic foraminifers occur here in a few outcrops only. In all the findings they are very impoverished being represented by Hedbergella and Globigerinelloides species, have a poor preservation and low abundance what makes them useless for paleooceanological and paleoclimatic interpretations.

Though planktonic foraminifers are distributed in the Cretaceous sediments practically everywhere in the Pacific with the exception of the deepest and high latitudinal areas, and have a high diversity and good preservation, they are characterized by relatively monotonous taxonomical composition in different latitudinal belts. Such a phenomenon is caused by the position of all the Upper Mesozoic sequences with planktonic foraminifers known at the moment during the entire Cretaceous within the warmwater realm though they constantly drifted together with the Pacific Plate northward to their recent places. This makes veritable paleoceanological and paleoclimatic reconstructions in the Pacific for the Late Mesozoic based on planktonic foraminifers composition very doubtful, if possible at all.

The present-day knowledge makes it possible only schematically reconstruct the depositional history in the Pacific.

During the Late Mesozoic pelagic sedimentation was always dominant here: carbonate and siliceous-carbonate oozes accumulated within mid-oceanic ridge and under-sea rises and carbonate-free clays in the abyssal basins. In the Cretaceous the significant role in the Pacific sedimentary cover formation belonged to the volcanoclastic material. Deep-water parts of the ocean near under-sea rises and ridges were the arena of turbidite accumulation. The latter consisted of both biogenic (pelagic and neritic) and volcanoclastic material depending on time and place of formation.

Analysis of composition and structure of sequences based on deep-sea drilling data allows to establish four main stages in the Late Mesozoic history of the Pacific sedimentary cover formation. These stages differ in tectonics regime, in the volcanism intensity and, accordingly, in the role of volcanoclastic material in sedimentation, its oceanological conditions, biological productivity of surface water and other peculiarities.

1. The pre-Aptian period is characterized by predominance of pelagic sedi-

mentation: carbonate and siliceous-carbonate oozes within mid-oceanic ridges and forming under-sea rises and carbonate-free pelagic clays with admixture of biogenic siliceous material in abyssal basins. Intraplate basalt volcanism was confined to the Shatsky and Magellan Rises, western part of the Mid-Pacific Mountains, northern part of the Line Ridge that were forming at that time and to the Nauru Basin where eruptions of basalt lavas were going on from multiple small speading centers.

2. Aptian-Cenomanian was a time of sudden activization of intraplate volcanism accompanied by under-sea rises formation and accumulation, in many areas of the Central Pacific, of thick volcanoclastic sequences. As a rule eruptions of lavas have taken place in shallow-water conditions. Intensive intraplate volcanism was a result of general heating of central parts of the Pacific Plate and its regional raising at that time. Wide distribution of the oxygenminima layer in the ocean was the most peculiar feature of this stage. The areas of intersection of this layer with the under-sea rises were marked by formation of organic-rich deposits. Accumulation of such carbonaceous sediments has taken place within some deep basins due to quick burial of organic matter with material redeposited from shallow water areas.

Latest Cenomanian-Earliest Turonian in the Pacific was a time of strong erosional activity pronounced mostly within its central part. This is reflected in major stratigraphic hiatus and wide distribution of dissolution facies or redeposition at the Cenomanian-Turonian boundary in many Upper Mesozoic sequences. The majority of hiatuses is characteristic of underwater rises tops.

3. During the Turonian-Santonian interval the intensity and distribution of volcanism significantly decreased and pelagic sedimentation prevailed practically everywhere: mostly carbonate on the uplifted parts of the bottom and carbonate-free in the deeps. Explosive volcanism is observed only near the eastern extremity of the Mid-Pacific Mountains and in the central part of the Line Ridge, where the Turonian-Santonian sequences are almost completely composed of volcanoclastic sediments.

At the end of the Santonian-beginning of the Campanian erosional activity again intensified after its relative ceasing in the Late Turonian-Early Santonian. Intensity of erosional processes was weaker as compared with that at the Cenomanian-Turonian boundary.

4. The Campanian-Maastrichtian was noted by a new pulse of intraplate volcanism the traces of which occur almost in all the holes in the Northwestern Pacific which penetrated the Cretaceous sediments. The strongest evidence of Campanian-Maastrichtian volcanism is seen in the Line Ridge area and within the eastern part of the Mid-Pacific Mountains. Its activity stopped everywhere in the Pacific at the end of the Cretaceous. During this stage the area of carbonate pelagic and reef sediments distribution significantly widened due to increase of calcareous microorganism productivity in surface water. This was accompanied with a sharp fall of the CCD level. The . Cretaceous-Paleogene boundary was a time of intensification of bottom and surface circulation in the ocean and as a result of wide development of erosional processes reflected in stratigraphic hiatuses, redeposition and dissolution facies. Consequences of this event occur both on under-sea rises and in deepwater basins.

The above stages reflect the sequence of the most prominent geological and paleoceanological events that had taken place in the Pacific Ocean during the Late Mesozoic. More detailed reconstruction of geological history of the ocean and its sedimentary cover formation require further investigations within both the ocean itself and its continental framing. Renewed here after many years the deep-sea drilling from D/V "JOIDES Resolution" already brought and will undoubtedly bring more of a new information that will provide an opportunity to reconstruct in detail the extremely complex geological evolution of this region.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аблаев А.Г., Васильев Б.И., Бирюлина М.Г. и др. Биостратиграфические исследования плато Огасавара, желоба Муссау, вала Эаурипик (Тихий океан). Владивосток: ТОИ ДВО АН СССР, 1987. 43 с.
- Атлас микроорганизмов в донных осадках океанов. М.: Наука, 1977. 196 с.
- Ашурко В.Г., Разумный А.Г., Вишневская В.С. Разнообразие радиоляриевых комплексов бассейна р. Пикасьваям: Тез. докл. IX Всесоюз. радиоляриевого семинара. Л., 1990. С. 12.
- Басов И.А. Геологические события мела-кайнозоя северо-западной части Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988 а. № 12. С. 59-68.
- Басов И.А. Эрозионная деятельность в северо-западном секторе Тихого океана в позднем мезозое и кайнозое // Тихоокеан. геология. 1988 б. № 6. С. 14-25.
- Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н. Верхнемеловые образования подводного хр. Ширшова (Берингово море) // ДАН СССР. 1983. Т. 1, № 5. С. 1183-1187.
- Боршевский Ю.А., Басов И.А., Медведовская Н.И. и др. Изотопный состав кислорода и углерода в верхнемеловых и палеогеновых карбонатных осадках северо-западной части Тихого океана: Тез. докл. XI Всесоюз. симпоз. по геохимии изотопов. М., 1986. С. 49-50.
- Брагин Н.Ю., Зинкевич В.П., Ляшенко О.В. и др. Среднемеловые (апт-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 21-34.
- Брагин Н.Ю., Крылов К.А., Пральникова И.Б. и др. Значение детального микрофаунистического опробования при расчленении вулканогенно-кремнистых образований // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. С. 16—24.
- Васильев Б.И. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ТОИ ДВО АН СССР, 1988. 191 с.
- Васильев Б.И., Точилина С.В., Ващенкова Н.Г. О геологическом строении островного склона глубоководного желоба Волкано (Тихий океан) // ДАН СССР. 1987. Т. 296, № 5. С. 1176—1179.
- Васин В.Н., Вишневская В.С. Местонахождения сантон-маастрихтских радиолярий в верховьях р. Ветроваям (юг Корякского нагорья): Тез. докл. IX Всесоюз. радиоляриевого семинара. Л., 1990. С. 17–19.
- Вишневская В.С. Сравнение зональных шкал мезозоя океанов и континентов по радиоляриям // Вопр. микропалеонтологии. 1985. Вып. 27. С. 188-200.
- Вишневская В.С. О возможностях расчленения юрско-палеоценовых вулканогеннокремнистых формаций северо-западного обрамления Пацифики (в пределах СССР) // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. С. 8-16.
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Сухов А.Н. и др. Возраст вулканогенно-кремнистых образований Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 8. С. 61-69.
- Вишневская В.С., Казинцова Л.И. Биостратиграфия меловых отложений СССР по

радиоляриям // Радиолярии и биостратиграфия: Тез. докл. VIII Всесоюз. семинара по радиоляриям. Свердловск, 1987. С. 29-31.

Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.

- Горбунов В.С. Результаты изучения радиолярий тропической Атлантики по материалам 7-го рейса НИС "Академик Вернадский" // Ископаемые и современные радиолярии. Л.: ЗИН АН СССР, 1979. С. 34—41.
- Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии северозападного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 110-140.
- Григорьева А.И. Радиолярии верхнего мела и палеогена восточного склона Урала и Зауралья // Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1975. Вып. 119. С. 102-109.
- Дагис А.С., Дагис А.А., Клец Т.В. Вопросы биостратиграфии и палеобиогеографии триаса экзотических блоков Северо-Западной Пацифики // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 52—60.
- Зоненшайн Л.П., Матвеенков В.В., Баранов Б.В., Хаин В.В. Перемещение подводных гор мелового возраста запада Тихого океана за последние 110 млн лет // Океанология. 1987. Т. 27, вып. 4. С. 592-597.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3-16.
- Казинцова Л.И. Альб-туронские радиолярии континентов и океанов // Вопр. микропалеонтологии. 1983. Вып. 26. С. 87-94.
- Казинцова Л.И. Позднемеловые комплексы радиолярий из кремнистых пород Восточно-Сахалинских гор // Л.: Наука, 1987. С. 67-81. (Ежегодник ВПО; Т. 30).
- Кашинцев Г.Л., Сузюмов А.Е. Базальты возвышенности Шатского // ДАН СССР. 1981. Т. 258, № 4. С. 968-971.
- Козлова Г.Э. Особенности зональных комплексов радиолярий маастрихта: Тез. докл. VII Всесоюз. микропалеонтол. совещ. Сыктывкар, 1977. С. 84-85.
- Козлова Г.Э., Горбовец А.Н. Радиолярии верхнемеловых и верхнезоценовых отложений Западно-Сибирской низменности. Л., 1966. 159 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 248).
- Кононов М.В. Геологическая история и движение плит северо-запада Тихого океана за последние 130 млн лет: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. М., 1985. 22 с.
- Кононов М.В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 169 с.
- Крашенинников В.А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 139 с.
- Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. 174 с.
- Крашенинников В.А., Лебедев Е.Л., Басов И.А., О глобальных изменениях климата в альбское-позднемеловое время // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 5. С. 3-13.
- Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А. Биполярное развитие планктонных фораминифер палеогена высоких широт Тихого океана // Геология Тихого океана: тез. докл. III Тихоокеан. школы по морской геологии, геофизике и геохимии. Владивосток, 1987. Ч. 1. С. 63-64.
- Кругликова С.Б. Радиолярии в поверхностном слое осадков северной половины Тихого океана // Тихий океан: Биология. Микрофлора и микрофауна в осадках Тихого океана. М.: Наука, 1969. С. 48—72.
- Кругликова С.Б. Радиолярии в поверхностном слое осадков северной половины Тихого океана // Тихий океан. М.: Наука, 1979. Т. 8. С. 175-179.
- Кругликова С.Б. Некоторые черты экологии и распространения современных и кайнозойских радиолярий // Систематика, эволюция и стратиграфическое значение радиолярий. М.: Наука, 1981. С. 118—139.
- Кругликова С.Б., Юшина И.Г. Использование таксонов высокого ранга радиолярий для палеореконструкций методом факторного анализа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 2. С. 128—130.

- Липман Р.Х. Позднемеловые радиолярии Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба Северного Приаралья и Западно-Сибирской низменности // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1962. Т. 77. С. 234-323.
- Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез) // Л., Наука, 1987. 196 с.
- Петрушевская М.Г. Радиолярии отрядов Spumellaria и Nassellaria Антарктической области // Результаты биологических исследований Советской антарктической экспедиции (1955—1958). Л.: Наука, 1967. Вып. 3. С. 5—185. (Исслед. фауны морей; Т. 4 (12)).
- Петрушевская М.Г. Радиолярии Spumellaria и Nassellaria в донных осадках как идентификаторы гидрологических условий // Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969. С. 127-152.
- Петрушевская М.Г. Радиолярии отряда Nassellaria Мирового океана. Л.: Наука, 1981. 405 с.
- Сей И.И., Калачева Б.Д. Об инвазиях тетических аммонитов в бореальные юрские бассейны Востока СССР // Мезозой Советской Арктики. М.: Наука, 1983. С.61-72.
- Строение дна северо-запада Тихого океана: (Геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука, 1984. 229 с.
- Тихомирова Л.Б. Позднеюрские-раннемеловые радиолярии Карпат (на территории СССР) // Вопр. микропалеонтологии. 1983. Вып. 26. С. 72-87.
- Тихомирова Л.Б. Новые виды радиолярий из верхней юры Карпат // Палеонтол. сб. (Львов). 1984. № 21. С. 21-27.
- Тихомирова Л.Б. Значение триасовых и юрских радиолярий для биостратиграфии раннего мезозоя Дальнего Востока // Радиолярии и биостратиграфия: Тез. докл. VIII Всесоюз. семинара по радиоляриям. Свердловск, 1987. С. 72-74.
- Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Новые данные о юрских отложениях горы Семиглавая (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 137-144.
- Ханкишиева Л.М. Строение осадочного чехла возвышенности Шатского: Автореф. дис....канд. геол.-минерал. наук. М., 1989. 24 с.
- Aita J. Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected sections in Lombardy Basin and Sicily // Tohoku Univ. Sci. Rep. Ser. 2. (Geol.). 1987. Vol. 58, N 1. P. 1-91.
- Aita V., Okada H. Radiolarians and calcareous nannofossils from the uppermost Jurassic and Lower Cretaceous strata of Japan and Tethyan region // Micropaleontology. 1986. Vol. 32, N 2. P. 97-128.
- Amon E.O. Cretaceous Radiolaria of the Urals // Abstr. First Intern. Conf. on Radiolaria (EURORAD V). Marburg, 1988. P. 6.
- Andrews J.E., Packham C. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1975. Vol. 30. 753 p.
- Arthur M.A., Schlanger S.O. Cretaceous "oceanic anoxic events" as casual factors in development of reef-reservoired giant oil fields // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. Vol. 63. P. 870-885.
- Barker P.F., Dalziel I.W.D. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1977. Vol. 36. 1080 p.
- Barron J. Cretaceous plate tectonic reconstructions // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1987. Vol. 59. P. 3-29.
- Barron J.A., Harper H.E., Keller G. et al. Biostratigraphic summary of the Japan Trench transect, leg 56/57 DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1980. Vol. 56/57, pt 1. P. 505-520.
- Barron E.J., Harrison S.G.A., Sloan J.L., Hay W.W. Paleogeography, 180 million years ago to present // Eclog. geol. helv. 1981. Vol. 74, N 2. P. 443-470.
- Barron E.J., Hay W.W., Kauffman E.G. Cretaceous climates: Penrose Conf. Rep. // Geology. 1984. Vol. 10. P. 377-378.

- Bass M.N., Moberly R., Rhodes J.M. et al. Volcanic rocks cored in the Central Pacific, leg 17 DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 17. P. 429-503.
- Baumgartner P. Summary of Middle Jurassic Early Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Site 524 (Blake-Bahama Basin) and correlation to Tethyan sections // Ibid. 1983. Vol. 76. P. 569-571.
- Baumgartner P. A middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary associations and age of Tethyan radiolarites // Eclog. geol. helv. 1984. Vol. 77, N 3. P. 729-837.
- Beckmann J.P. Shallow-water foraminifers and associated microfossils from Sites 315, 316 and 318 DSDP, leg 33 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1976. Vol. 33. P. 467-489.
- Bergen J.A. Nannofossil biostratigraphy at Site 585, East Mariana Basin // Ibid. 1986. Vol. 89. P. 285-296.
- Blow W.H. Deep Sea Drilling Project, leg 6: Foraminifera from selected samples // Ibid. 1971. Vol. 6. P. 1013-1026.
- Blueford J.R. Distribution and interpretation of specific genuses of the Family Spongodiscidae in Recent sediments // Abstr. First Intern. Conf. on Radiolaria (EURORAD V). Marburg, 1988. P. 8.
- Bode G.W. Appendix II. Carbon and carbonate analyses, leg 17 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 17. P. 927-930.
- Bode G.W. Carbon and carbonate analyses, leg 32 // Ibid. 1975. Vol. 32. P. 561-562.
- Boersma A. Cretaceous and Early Tertiary foraminifera from DSDP, leg 62 Sites in the Central Pacific // Ibid. 1981. Vol. 62. P. 377-396.
- Boersma A., Shackleton N.J. Oxygen- and carbon-isotope variations and planktonic-foraminifer depth habitats, Late Cretaceous to Paleocene, Central Pacific, DSDP, Sites 463 and 465 // Ibid. 1981. Vol. 62. P. 513-526.
- Bolli H.M. Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera // Bol. Inform. Asoc, Venez. geol., miner. y petrol. 1966. Vol. 9, N 1. P. 3-32.
- Bukry D. Coccolith stratigraphy, leg 6, DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1971. Vol. 6. P. 965-1003.
- Bukry D. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation // Ibid. 1973. Vol. 15. P. 385-406.
- Bukry D. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, North-Western Pacific Ocean, DSDP, leg 32 // Ibid. 1975a. Vol. 32. P. 677-701.
- Bukry D. Phytoplankton stratigraphy, Southwest Pacific, DSDP, leg 30 // Ibid. 1975b. Vol. 30. P. 539-547.
- Bukry D. Silicoflagellate and coccolith stratigraphy, DSDP, leg 29 // Ibid. 1975c. Vol. 29. P. 845-872.
- Bukry D. Coccolith stratigraphy of Manihiki Plateau, Central Pacific, DSDP, Site 317 // Ibid. 1976. Vol. 33. P. 493-501.
- Bukry D., Douglas R.G., Krasheninnikov V.A. et al. Planktonic microfossil biostratigraphy of the Northwestern Pacific Ocean // Ibid. 1971. Vol. 6. P. 1253-1300.
- Burns R.E., Andrews J.E. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 21. 931 p.
- Cameron D.H. Carbon and carbonate analyses, leg 33 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1976. Vol. 33. P. 959-963.
- Cande S.C., Larson R.L., la Brecque J.L. Magnetic lineations in the Pacific Jurassic quiet zone // Barth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 41. P. 434-440.
- Caron M. Late Cretaceous planktonic foraminifera from the North-Western Pacific, leg 32 of the DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1975. Vol. 32. P. 719-724.
- Caron M. Cretaceous planktonic foraminifera // Plankton stratigraphy. L.: Cambridge Univ. press, 1985. P. 17-86.

- Čepek P. Mesozoic calcareous-nannoplankton stratigraphy of the Central North Pacific (Mid-Pacific Mountains and Hess Rise), DSDP, leg 62 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1981. Vol. 62. P. 397-418.
- Cockerham R.S., Jarrard R.D. Paleomagnetism of some leg 33 sediments and basalts // Ibid. 1976. Vol. 33. P. 631-647.
- Coplen T.B., Schlanger S.O. Oxygen and carbon isotope studies of carbonate sediments from Site 167, Magellan Rise, leg 17 // Ibid. 1973. Vol. 17. P. 505-509.
- Craddock C., Hollister C. Geological evolution of the Southeast Pacific Basin // Ibid. 1976. Vol. 35. P. 723-744.
- Creager J.S., Scholl D.W. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 19. 913 p.
- D'Agostino A. Foraminifers and coarse detritus from five deep-water sites, DSDP, leg 86, Northwest Pacific // Ibid. 1985. Vol. 86. P. 337-347.
- Dalrimple G.B., Lanphere M.A., Clague D.A. Conventional and <sup>40</sup>Ar / <sup>39</sup>Ar ages of volcanic rocks from Ojin (Site 430), Nintoku (Site 432), and Suiko (Site 433) Seamounts and the chronology of volcanic propagation along the Hawaiian-Emperor Chain // Ibid. 1980. Vol. 55. P. 659-683.
- Dean W.E. Calcium carbonate and organic carbon in samples from DSDP, Sites 463, 464, 465 and 466 // Ibid. 1981. Vol 62. P. 869-876.
- Dean W.E., Claypool G.E., Tiede J. Origin of organic-carbon-rich mid-Cretaceous limestones, Mid-Pacific Mountains and Southern Hess Rise // Ibid. 1981. Vol. 62. P. 877-889.
- De Wever P. Spyrids, Artostrobiids and Cretaceous radiolarians from the Western Pacific, DSDP, leg 61 // Ibid. 1981. Vol. 61. P. 507-520.
- De Wever P., Granlund A., Cordey F. ICULE, un système d'analyse de contour d'image pour micropaléotologie, une étape vers un système paleontologique intégré // Rev. micropaléontol. 1989. Vol. 32, N 3. P. 215-225.
- De Wever P., Miconnet P. Datations directes des radiolarites du bassin du Lagonegro (Lucanie, Italie Meridionale) implications et consequences // Rev. esp. micropaleontol. 1985. Vol. 17, N 3. P. 373-402.
- Douglas R.G. Cretaceous foraminifera from the Northwestern Pacific Ocean, leg 6, DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1971. Vol. 6. P. 1027-1053.
- Douglas R.G. Benthonic foraminiferal biostratigraphy in the Central North Pacific, leg 17, DSDP // Ibid. 1973a. Vol. 17. P. 607-672.
- Douglas R.G. Planktonic foraminiferal biostratigraphy in the central North Pacific Ocean // Ibid. 1973b. Vol. 17. P. 673-694.
- Douglas R.G., Moore T.C. Biostratigraphic synthesis: hiatuses and unconformitics // Ibid. 1973. Vol. 17. P. 905-909.
- Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analysis of Cretaceous and Tertiary foraminifers from Central Pacific // Ibid. 1973. Vol. 17. P. 591-605.
- Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analysis of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific // Ibid. 1975. Vol.32. P. 509-520.
- Doyle P.S., Riedel W.R. Ichthyoliths from Site 436, Northwest Pacific, leg 56, DSDP // Ibid. 1980. Vol. 56/57, pt 2. P. 887-893.
- Doyle P.S., Riedel W.R. Ichthyolith of Site 464 in the Northwest Pacific, DSDP, leg 62 // Ibid. 1981. Vol. 62. P. 491-494.
- Doyle P.S., Riedel W.R. Ichthyolith biostratigraphy of Western North Pacific pelagic clays, DSDP, leg 86 // Ibid. 1985. Vol. 86. P. 349-366.
- Dumitrica P. Cryptocephalic and Cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania // Rev. roum. geol., geophys. et geogr. Ser. geol. 1970. Vol. 14, N 1. P.1-70.
- Dumitrica P. Paleocene radiolaria, leg 21 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 21. P. 787-819.

- Dumitrica P. Cenomanian radiolaria at Podul Dimbovitei // XIV Micropaleontol. Colloq. Bucharest, 1975. P. 87-89.
- Dumitrica P., Mello J. On the age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Drzkovce and Bohunova, Slovak, Karst, CSSR) // Geol. pr. GUDS. SAV Zpr. 1985. Sv. 77. S. 17-28.
- Echols D. Foraminifera, leg 19, DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 19. P. 721-735.
- Edwards A.R. Calcareous nannofossils // Ibid. 1973. Vol. 21. P. 641-691.
- Empson-Morin K. Campanian radiolaria from DSDP, Site 313 // Micropaleontology. 1981. Vol. 27, N 3. P. 249-292.
- Empson-Morin K. Depth and latitude distribution of radiolaria in Campanian (Late Cretaceous) tropical and subtropical oceans // Ibid. 1984. Vol. 3, N 1. P. 87-115.
- Firstbrook P.L., Funnell B.M., Hurley A.M., Smith A.G. Paleomagnetic reconstructions 160-0 Ma. San Francisco, 1980. 41 p. (Univ. Calif. Spec. Publ.).
- Fisher A.G., Arthur M.A. Secular variations in the pelagic realm // Deep water carbonate environments. 1977. P. 19-50. (Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Miner.; N 25).
- Fisher A.G., Heezen B.C. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1971. Vol. 6. 1329 p.
- Foreman H. Radiolaria of leg 10 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1970. Vol. 10. P. 407-473.
- Foreman H. Cretaceous radiolaria, leg 7 // Ibid. 1971. Vol. 7., pt 2. P. 1673-1693.
- Foreman H. Radiolaria from DSDP, leg 20 // Ibid. 1973. Vol. 20. P. 249-305.
- Foreman H. Radiolaria from the North Pacific, DSDP, leg 32 // Ibid. 1975. Vol. 32. P. 579-674.
- Foreman 11. Mesozoic radiolaria from the Atlantic Basin and its borderlands // Stratigraphic micropaleontology of Atlantic Basin and Borderlands. Amsterdam: Elsevier, 1977. P. 305-320.
- Foreman H. Mesozoic radiolaria in the Atlantic Ocean of the northwest coast of Africa, DSDP, leg 41 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1978. Vol. 41. P. 739-751.
- Goll R.M. Morphological intergradation between modern populations of Lophospyris and Phormospyris (Trissocyclidae, Radiolaria) // Micropaleontology. 1976. Vol. 22, N 4. P. 379-418.
- Goll R.M., Björklund K.R. Radiolaria in surface sediments of the North Atlantic Ocean // Ibid. 1971. Vol. 17, N 4. P. 434-454.
- Gorican S. Jurassic and Cretaceous radiolarians from the Budva Zone (Montenegro, SW. Yugoslavia) // Rev. micropaleontol. 1987. Vol. 30, N 3. P. 177-196.
- Granlund A., Caulet J.P., de Wever P. Morphometric study of Lamprocyrtis nigrinae from ODP, leg 112 (Pacific Ocean): Paleoenvironmental and evolutionary interpretations // Abstr. First Intern. Conf. on Radiolaria (EURORAD V). Marburg, 1988. P.17.
- Hajos M., Stradner H. Late Cretaceous Archaeomonadaceae, Diatomaceae and Silicoflagellatae from the South Pacific Ocean, DSDP, leg 29. Site 275 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1975. Vol. 29. P. 913-1009.
- Haq B.U. Coccoliths in cores from the Bellingshausen abyssal plain and Antarctic continental rise (DSDP, leg 35) // Ibid. 1976. Vol. 35. P. 557-561.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. Vol. 235, N 4793. P. 1156-1167.
- Hayes D.E., Ringis I. Sea floor spreading in the Tasman Sea // Nature. 1973. Vol. 243, N 5407. P. 454-458.
- Hays J.D. Radiolaria and Late Tertiary and Quarternary history of Antarctic seas // Biology of Antarctic Seas. Wash. (D.C.), 1965. Vol. 2. P. 125-184. (Antarct. Res. Ser. 5).
- Heath G.R., Burckle L.H. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1985. Vol. 86. 804 p.

Heezen B.C., Fornari D.J. Geological map of the Pacific. 1:35 000 000. P.: UNESCO, 1975.

- Heezen B.C., MacGregor I.D., Foreman H.P. et al. The post Jurassic sedimentary sequence on the Pacific Plate: A kinematic interpretation of diachronous deposits // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol.20. P. 725-738.
- Heezen B.C., MacGregor I.D. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 20. 958 p.
- Hekel H Nannofossil biostratigraphy, leg 20, DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print off., 1973. Vol. 20. P. 221-247.
- Herron E., Tucholke B. Sea-floor magnetic patterns and basement structure in the Southeastern Pacific // Ibid. 1976. Vol. 35. P. 263-278.
- Hilde T.W.C., Isezaki N., Wageman J.M. Mesozoic Sea-Floor Spreading in the North Pacific // The geophysics in the Pacific Ocean Basin and its Margin. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1976. P. 205-226.
- Hollister C.D., Craddock C. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1976. Vol. 35. 930 p.
- Iwata K., Tajika J. Late Cretaceous radiolarians of the Vubetsu Group, Tokoro Belt, Northeast Hokkaido // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. 1986. Vol. 21, N 4. P. 619-644.
- Jackson E.D., Bargar K.E., Fabbi B.P., Heropoulos C. Petrology of the basaltic rocks drilled on leg 33 of the DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1976. Vol. 33. P. 571-630.
- Jackson E.D., Schlanger S.O. Regional syntheses, Line Islands Chain, Tuamotu Island Chain, and Manihiki Plateau, Central Pacific Ocean // Ibid. 1976. Vol. 33. P. 915-927.
- Jenkyns H.C. Sediments and sedimentary history, Manihiki Plateau, South Pacific Ocean// Ibid. 1976. Vol. 33. P. 873-890.
- Jenkyns H.C., Schlanger S.O. Significance of plant remains in redeposited Aptian sediments, Hole 462A, Nauru Basin, to Cretaceous oceanic-oxygenation models // Ibid. 1981. Vol. 61. P. 557-562.
- Kauffman E.G. Deep-sea Cretaceous macrofossils: Hole 317A, Manihiki Plateau // Ibid. 1976. Vol. 33. P. 503-535.
- Keller G. Benthic foraminifers and paleobathymetry of the Japan Trench area, leg 57, DSDP // Ibid. 1980. Vol. 56/57, pt 2. P. 835-865.
- Kennett J.P., Houtz R.E., Andrews P.S. et al. Cenozoic paleooceanography in the Southwest Pacific Ocean, Antarctic glaciation, and the development of the Circum-Antarctic Current // Ibid. 1975. Vol. 29. P. 1155-1169.
- Kennett J.P., Houtz R.E. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1975. Vol. 29. 1197 p.
- Kim I.I., Smith D.K., Menard H.W. et al. Seismic reflection site survey: correlation with physical properties, leg 91, DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash.: (D.C.): US Gov. print. off., 1987. Vol. 91. P. 271-305.
- Klein G. de V. Deposotional facies of leg 30, DSDP // Ibid. 1975. Vol. 30. P. 423-442.
- Kling S.A. Radiolaria, leg 6 of the DSDP // Ibid. 1971. Vol. 6. P. 1069-1119.
- Kling S.A. Radiolarians from the Mariana Trough and Trench region, DSDP, leg 60 // Ibid. 1982. Vol. 60. P. 537-555.
- Kondo T., Hiki K., Tarahashi Y. Pacific plate motion detected by the VLBI experiments conducted in 1984-1985 // J. Radio Res. Lab. 1987. Vol. 34, N 141. P. 1-14.
- Krasheninnikov V.A. Cretaceous benthonic Foraminifera, leg 20, DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 20. P. 205-219.
- Krasheninnikov V.A. Paleogene planktonic foraminifers from DSDP, leg 62 Sites and adjacent areas of the Northwest Pacific // Ibid. 1981. Vol. 62. P. 365-376.
- Krasheninnikov V.A., Hoskins R.H. Late Cretaceous, Paleogene and Neogene planktonic foraminifera // Ibid. 1973. Vol. 20. P. 105-203.
- Lancelot Y., Larson R.L. Sedimentary and tectonic evolution of the Northwestern Pacific // Ibid. 1975. Vol. 32. P. 925-939.

- Lanphere M.A., Dairympie G.B. K-Ar ages of basalts from DSDP, leg 33: Sites 315 (Line Island) and 317 (Manihiki Plateau) // Ibid. 1976. Vol. 33. P. 649-653.
- Larson R.L. Late Jurassic and Early Cretaceous evolution of the Western Central Pacific Ocean // J. Geomagn. and Geochem. 1976. Vol. 28. P. 219-236.
- Larson R.L., Schlanger S.O. Geological evolution of the Nauru Basin, and regional implications // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1981. Vol. 61. P. 841-862.
- Larson R.L., Moberly R. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1975. Vol. 32. P. 980.
- Li Hongsheng, Wu Haoruo. Radiolarians from the Cretaceous Condu Formation, South Tibet // Acta micropaleontol. sin. 1985. Vol. 2, N 1. P. 61-76.
- Lingen G. Ichnofossils in deep-sea cores from the Southwest Pacific // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 21. P. 693-700.
- Longoria J.F. Shore-laboratory report on Mesozoic foraminiferida, leg 32 // Ibid. 1975. Vol. 32. P. 963-971.
- Lonsdale P., Normark W.R., Newman W.A. Sedimentation and erosion on Horizon Guyot// Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83. P. 289-316.
- Luterbacher H. Early Cretaceous foraminifera from the Northwestern Pacific Ocean, leg 32, DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1975. Vol. 32. P. 703-718.
- Luyendyk B.P. Gondwanaland dispersal and the early formation of the Indian Ocean // Ibid. 1974. Vol. 26. P. 945-952.
- Luyendyk B.P., Davies T.A. Results of DSDP, leg 26 and the geologic history of the Southern Indian Ocean // Ibid. 1974. Vol. 26. P. 909-943.
- Martini E. Cretaceous to recent calcareous nannoplankton from the Central Pacific Ocean (DSDP, leg 33) // Ibid. 1976. Vol. 33 P. 383-423.
- Matsuoka A., Yao A.J. Latest Jurassic radiolarians from the Group in Southwest Japan // J. Geosci. Osaka City Univ. 1986. Vol. 28. P. 125-145.
- Matthews J.L., Heezen B.C., Catalano R. et al. Cretaceous drowning of reefs on Mid-Pacific and Japanese Guyots // Science. 1974. Vol. 184. P. 462-464.
- Matthews R.K., Poore R.Z. Tertiary § <sup>18</sup>O record and glacioeustatic sea-level fluctuations // Geology. 1980. Vol. 8. P. 501-504.
- McNulty C.L. Cretaceous foraminiferal stratigraphy, DSDP, leg 33, Holes 315A, 316, 317A // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1976. Vol. 33. P. 369-381.
- Melguen M. Facies evolution, carbonate dissolution cycles in sediments from the Eastern South Atlantic (DSDP, leg 40) since the Early Cretaceous // Ibid. 1978. Vol. 40. P. 981-1024.
- Mélières F., Deroo G., Herbin J.-P. Organic-matter-rich and hypersiliceous Aptian sediments from Western Mid-Pacific Mountains, DSDP, leg 62 // Ibid. 1981. Vol. 62. P. 903-921.
- Menard H.W., Natland J., Jordan T.H., Orcutt J.A. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1987. Vol. 91. P. 171-494.
- Michael F.Y. Mesozoic foraminifera, leg 30, Hole 288A and Site 289 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1975. Vol. 30. P. 559-601.
- Mizutani S., Nishiyama H., Ito T. Radiolarian biostratigraphic study of the Shimanto Group in the Nanto-Nansei Area, Mie Prefecture, Kii Peninsula, Central Japan // J. Earth Sci. Nagoya Univ. 1982. Vol. 30. P. 31-107.
- Moberly R., Schlanger S.O. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1986. Vol. 89. 678 p.
- Monechi S. Campanian to Pleistocene calcareous nannofossil stratigraphy from the Northwest Pacific Ocean, DSDP, leg 86 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1985. Vol. 86. P. 301-336.

- Montgomery A., Johnson H. Paleomagnetic studies of leg 91 basalts and sediments // Ibid. 1987. Vol. 91. P. 475-482.
- Moore T.C. Radiolaria from leg 17 of the DSDP // Ibid. 1973. Vol. 17. P. 797-870.

Morley J.J., Kohl B. Radiolarians from DSDP, leg 96 // Ibid. 1987. Vol. 96. P. 649-657.

- Nakaseko K., Nishimura A., Sugano K. Cretaceous radiolaria in the Shimanto belt, Japan // News Osaka Micropaleontol. 1979. Spec. vol. N 2. P. 1-49.
- Nigrini C. Radiolaria in pelagic sediments from the Indian and Atlantic Oceans // Bull. Scripps Inst. Oceanogr. Univ. Calif. 1967. Vol. 11. P. 1-106.
- Ozima M., Saito K., Takigami Y. <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar geochronological studies on rocks drilled at Holes 462 and 462A, DSDP, leg 61 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1981. Vol 61. P. 701-703.
- Ozvoldova L. Radiolarians from rudina beds of the Kysuca Series in the Klippen Belt from locality Brodno // Annot. zool. et bot. 1979. N 128. P. 1-15.
- Packham G.H., Andrews J.E. Results of leg 30 and the geological history of the Southwest Pacific arc and marginal sea complex // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off. 1975. Vol. 30. P. 691-705.
- Parsons B., Sciater J.C. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. P. 803-827.
- Perch-Nielsen K. Late Cretaceous to Pleistocene silicoflagellates from West Pacific, DSDP, leg 29 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1975. Vol. 29. P. 677-721.
- Pessagno E. Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the Western Gulf Coastal Plain // Paleontogr. Amer. 1967. Vol. 5. P. 259-441.
- Pessagno E. Mesozoic planktonic foraminifera and radiolaria // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1969. Vol. 1. P. 607-621.
- Pessagno E. Cretaceous Spumellariina from the Great Valley sequence, California coast ranges // Bull. Amer. Paleontol. 1973. Vol. 63, N 276. P. 49-101.
- Pessagno E. Upper Cretaceous Radiolaria from DSDP, Site 275 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1975. Vol. 29. P. 1011-1029.
- Pessagno E. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley sequence // Micropaleontology. Spec. Publ. 1976. N 2. P.1-95.
- Pessagno E. Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Great Valley sequence and Franciscan complex // Cushman Found. Spec. Publ. 1977. N 15. P. 1-87.
- Pessagno E. Radiolarian taxa ranges zones from the North American Jurassic // Contribution. 1990. N 597. P. 1-16.
- Pessagno E., Blome C.D., Longoria J.F. A revised radiolarian zonation for the Upper Jurassic of Western North America // Bull. Amer. Paleontol. 1984. Vol. 87, N 320. P. 1-51.
- Pessagno E., Longoria J.F. Shore laboratory report on Mesozoic foraminiferida, leg 17 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 17. P. 891-894.
- Pessagno E., Whalen P.A. Lower and Middle Jurassic radiolaria from California, East-Central Oregon and the Queen Charlotte Islands // Micropaleontology. 1982. Vol. 28, N 2. P. 111-165.
- Pessagno E., Whalen P.A., Yeh K.-Y. Jurassic nassellariina (radiolaria) from North American Geologic Terranes // Bull. Amer. Paleontol. 1986. Vol. 91. N 10. P. 1-326.
- Petrushevskaya M.G., Kozlova G.E. Radiolaria, leg 14 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1972. Vol. 14. P. 495-468.
- Plate-tectonic map of the Circum-Pacific region. Pacific Basin sheet. Scale 1:20000000. Tulsa (Okla.), 1982.
- Porofsky A. Neue Radiolarien der deutschen Südpolar-Expedition // Zool. Anz. 1907. H. 23. S. 697-705.
- Postuma J. Manual of Planktonic foraminifera. Amsterdam: Elsevier, 1971. 420 p.
- Premoli Silva I. A new biostratigraphic interpretation of the sedimentary record recovered

at Site 462, leg 61, Nauru Basin, Western Equatorial Pacific // Initial reports of the Deep Sea Drillling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1986. Vol. 89. P. 311-319.

- Premoli Silva I., Brusa Ch. Shallow-water skeletal debris and ladger foraminifers from DSDP Site 462, Nauru Basin, Western Equatorial Pacific // Ibid. 1981. Vol. 61. P. 439– 473.
- Premoli Silva I., Sliter W.V. Cretaceous planktonic foraminifers from the Nauru Basin, leg 61, Site 462, Western Equatorial Pacific // Ibid. 1981. Vol. 61. P. 423-437.
- Premoli Silva I., Sliter W.V. Late Aptian and Cenomanian-Turonian planktonic foraminifera from DSDP Site 585, leg 89. East Mariana Basin // Ibid. 1986. Vol. 89. P. 297-309.
- Rea D.K., Vallier Y.L. Two Cretaceous volcanic episodes in the Western Pacific Ocean // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. Vol. 94. P. 1430-1437.
- Recent progress of research on radiolarians and radiolarian Terranes of Japan // MRT Newslett. 1986. N 2. P. 1-361.
- Renz G.W. Radiolaria from leg 27 of the DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1974. Vol. 27. P. 769-842.
- Riedel W.R. Radiolaria in Antarctic sediments // Rep. B.A.N.Z. Antarct. Res. Exped. Ser. B. 1958. Vol. 6, N 10. P. 217-255.
- Riedel W., Sanfilippo A. Radiolaria, leg 4 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1970. Vol. 4. P. 503-575.
- Riedel W.R., Sanfilippo A. Radiolaria from the Southern Indian Ocean // Ibid. 1974. Vol.26. P. 771-813.
- Robinson P.T., Thayer P.A., Cook P.J., McKnight B.K. Lithology of Mesozoic and Cenozoic sediments of the Eastern Indian Ocean, leg 27, DSDP // Ibid. 1974. Vol. 27. P. 1001-1045.
- Rögl F. Late Cretaceous to Pleistocene foraminifera from the South-East Pacific Basin, DSDP, leg 35 // Ibid. 1976. Vol. 35. P. 539-555.
- Roth P.H. Calcareous nannofossils leg 17, DSDP // Ibid. 1973. Vol. 17. P. 695-795.
- Roth P.H. Mid-Cretaceous calcareous nannoplankton from the Central Pacific: implications for paleoceanography // Ibid. 1981. Vol. 62. P. 471-489.
- Sakaj T. Radiolarians from Sites 434, 435 and 436, Northwest Pacific, leg 56, DSDP // Ibid. 1980. Vol. 56/57, pt 2. P. 695-733.
- Sanfilippo A., Riedel W. Radiolaria from the West-Central Indian Ocean and Gulf Aden, DSDP, leg 24 // Ibid. 1974. Vol. 24. P. 997-1035.
- Sanfilippo A., Riedel W.R. Cretaceous radiolaria // Plankton stratigraphy. Cambridge etc., 1985. P. 573-630.
- Sashida K., Igo H., Igo H.y. et al. On the Jurassic radiolarian assemblages in the Kanto district // Proc. First Jap. Radiolarian Symp. (IRS). Osaka, 1982. P. 51-66. (News Osaka Micropaleontol. Spec. Vol.; N 5).
- Schaaf A. Late Early Cretaceous radiolaria from leg 62 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1981. Vol. 62. P. 419-470.
- Schaaf A. Les radiolaires du Crétacé inférieur et moyen: biologie et systématique // Mem. sci. géol. 1984. N 75. P. 1-189.
- Shaaf A. Un nouvea canevas biochronologique du Crétacé inférieur et moyen: les biozones à radiolaires // Bull. sci. géol. 1985. Vol. 38, N 3. P. 227-269.
- Sheaf A. Radiolaria from DSDP, leg 89 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1986. Vol. 89. P. 321-326.
- Schlanger S.O., Jackson E.D. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1976. Vol. 33. 973 p.
- Schlanger S.O., Jenkyns H.C. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences// Geol. en mijnbouw. 1976. Vol. 55. P. 179-184.
- Schlanger S.O., Jenkyns H.C., Premoli Silva I. Volcanism and vertical tectonics in the Pacific Basin related to global Cretaceous transgressions // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 52. P. 435-449.

- Schlanger S.O., Moberly R. Sedimentary and volcanic history: East Mariana Basin and Nauru Basin // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1986. Vol. 89. P. 653-678.
- Schmidt-Effing R. Radiolarien der Mittel-Kreide aus dem Santa Elena-Massiv von Costa Rica // Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh. 1980. N 2. S. 241-257.
- Schorno K.S. Geochemistry of carbon: DSDP, leg 61, Nauru Basin, North Pacific // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1981. Vol. 61. P. 621-625.
- Scientific party // Ibid. 1980. Vol. 56/57, pt 1, 2. P. 1-1417.
- Shafik S. Nannofossil biostratigraphy of the Southwest Pacific, DSDP, leg 30 // Ibid. 1975. Vol. 30. P. 549-598.
- Sigal J. Essai de zonation du Crétacé mediterranéen à l'aide des foraminifères planctoniques // Geol. Mediterr. 1977. Vol. 4. P. 99-108.
- Simoneit B.R.T. Organic geochemistry of Albian sediments from Hess Rise, DSDP, Hole 466 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1981. Vol. 62. P. 939-942.
- Sliter W.V. Cretaceous redeposited benthic foraminifers from DSDP Site 585 in the East Mariana Basin, Western Equatorial Pacific, and implications for the geologic history of the region // Ibid. 1986. Vol. 89. P. 327-361.
- Smith A.G., Briden J.C. Mesozoic and Cenozoic paleocontinental maps. Cambridge: Univ. press, 1977. 63 p.
- Spörli K.B., Aita Y., Gibson G.W. Juxtaposition of Tethyan and non-Tethyan Mesozoic radiolarian faunas in melanges, Waipara terrane, North Island, New Zealand // Geology. 1989. Vol. 17. P. 753-756.
- Stewart R.J., Natland J.H., Glassley W.R. Petrology of volcanic rocks recovered on DSDP, leg 19 from the North Pacific Ocean and the Bering Sea // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 19. P. 615-627.
- Stoeser D.B. Igneous rocks from leg 30 of the DSDP // Ibid. 1975. Vol. 30. P. 401-414.
- Supko P., Perch-Nielsen K. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1978. Vol. 39. 1139 p.
- Takemura A. Classification of Jurassic nassellarians (radiolaria) // Palaeontographica. A. 1986. Vol. 195, N 1/3. P. 29-74.
- Taketani Y. Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Urakava and Obira areas // Tohoky Univ. Sci. Rep. Ser. 2, (Geol.). 1982. Vol. 52, N 1/2. P. 1-76.
- Thiede J., Boersma A., Schmidt R.R., Vincent E. Reworked fossils in Mesozoic and Cenozoic pelagic Central Pacific Ocean sediments, DSDP Sites 463, 464, 465 and 466, leg 62// Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1981. Vol. 62. P. 495-512.
- Thiede J., Dean W.E., Rea D.K. et al. The geologic history of the Mid-Pacific Mountains in the Central North Pacific Ocean - a synthesic of deep-sea drilling studies // Ibid. 1981. Vol 62. P. 1073-1121.
- Thiede J., Ehrmann W.H. Late Mesozoic and Cenozoic sediment flux to the Central North Atlantic Ocean // Geol. Soc. Spec. Publ. 1986. N 21. P. 3-15.
- Thiede J., Vallier T.L. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1981. Vol. 62. 1120 p.
- Thiede J., van Andel T.H. The paleoenvironment of anaerobic sediments in the Late Mesozoic, South Atlantic Ocean // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 33. P. 301-309.
- Thierstein H.R. Lower Cretaceous calcareous nannoplankton biostratigraphy // Abh. Geol. Bundesanst. 1979. Vol. 29. P. 1-52.
- Thierstein H.R., Manivit H. Calcareous-nannofossil biostratigraphy, Nauru Basin, DSDP Site 462 and Upper Cretaceous nannofacies // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1981. Vol 61. P. 475-494.
- Thompson I.D., Brassel S.C., Comet P.A. et al. Preliminary lipid analyses of cores 49, 54 and 59 from Hole 462 // Ibid. 1981. Vol. 61. P. 613-618.
- Thurow J. Cretaceous radiolarians of the North Atlantic Ocean. Leg 103 ODP, Sites 638,

640, 641, leg 93 DSDP, Site 603, leg 47B DSDP, Site 398 // Proc. Init. Rep. (Pt B), ODP. 1988. Vol. 103. P. 670-674.

- Timofeev P.P., Bogolyubova L.I. Cretaceous sapropelic deposits of the DSDP. Sites 463, 465, and 466 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1981. Vol. 62. P. 891-901.
- Vallier T.L., Rea D.K., Dean W.E. et al. The geology of Hess Rise, Central North Pacific // Ibid. 1981. Vol. 62. P. 1031-1072.
- Van Andel T.H., Heath G.R. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 16. 949 p.
- Van Hinte J.E. The Cretaceous time scale and planktonic foraminiferal zone // Proc. Kon. ned. akad. wetensch. B. 1972. Vol. 75. P. 61-68.
- Van Hinte J.E. The Cretaceous time scale // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1976. Vol. 60. P. 498-516.
- Vennum W. Petrology and geochemistry of DSDP, leg 35 basalts, Bellingshausen Sea // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1976. Vol. 35. P. 327-334.
- Vishnevskaya V.S. Late Mesozoic radiolarian Strata from USSR // Geol. et paleontol. Conf. Book. Marburg, 1988. P. 1-39.
- Vishnevskaya V.S., Chekhovich V.D., Albear J. Edad y condiciones de formacion de las silicitas de las Camajuani (Cuba) // Cienc. tierra esp. 1982. N 5. P. 113-117.
- Weaver F.M. Antarctic radiolaria from the Southeast Pacific Basin, DSDP, leg 35 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1976. Vol. 35. P. 569-603.
- Webb P. Upper Cretaceous Paleocene foraminifera from Site 208 (Lord Howe Rise, Tasman Sea), DSDP, leg 21 // Ibid. 1973. Vol. 21. P. 541-574.
- Wiessel J.R., Hayes D.E. Magnetic anomalies in the Southeast Indian Ocean // Antarct. Res. 1972. Vol. 19. P. 165-196.
- Westberg M.J., Riedel W.R. Radiolarians from the Middle America trench off Guatemala, DSDP, leg 67 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1982. Vol. 67. P. 401-424.
- Whitman J.M., Baltuck M., Haggerty J.A., Dean W. Turbidite sedimentology and history of the East Mariana Basin // Ibid. 1986. Vol. 89. P. 365-387.
- Wilson G.J. Palynology of deep-sea cores DSDP Site 275, Southeast Campbell Plateau // Ibid. 1975. Vol. 29. P. 1031-1035.
- Winfrey E.C., Doyle P.S., Riedel W.R. Preliminary ichthyolith biostratigraphy, Southwest Pacific, DADP, leg 91 // Ibid. 1987. Vol. 91. P. 447-468.
- Winterer E.L. Regional problems // Ibid. 1973. Vol. 17. P. 911-922.
- Winterer E.L., Ewing J.I. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 17. 930 p.
- Winterer E.L., Lonsdale P.F., Matthews J.L., Rosendahi B.R. Structure and acoustic stratigraphy of the Manihiki Plateau // Deep-Sea Res. 1974. Vol. 21. P. 793-814.
- Winterer E.L., Riedel W.R. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1971. Vol. 7, pt 1, 2. 1757 p.
- Wonders A.A. Middle and Late Cretaceous planktonic foraminifera of the Western Mediterranean area // Utrecht Micropaleontol. Bull. 1980. Vol. 24. P. 1-158.
- Worsley T.R. Calcareous nannofossils: Leg 19 of the DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 19. P. 741-750.
- Yamauchi M. Upper Cretaceous radiolarians from Northern Shimanto Belt along the course of Shimanto River, Kochi Prefecture, Japan // Proc. First Jap. Radiolarian Symp. (IRS), Osaka, 1982. P. 383-397. (News Osaka Micropaleontol. Spec. Vol.; N 5).
- Yanagisawa M., Takigami Y., Ozima M., Kaneoka I. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages of boulders drilled at Site 439, leg 57, DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1980. Vol. 56/57, pt 2. P. 1281-1284.
- Yao A. Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama Area, Central Japan // J. Geosci. Osaka City. Univ. 1982. N 25. P. 53-70.
- Yao A. Geological ago of Jurassic radiolarian zones in Japan and their international correlations // Recent Progress of Research on Radiolarians and Radiolarian Terranes of Japan, MRT Newslett. 1986. N 2. P. 63-75.
- Zemmels H.E., Cook H.E., Matti J.C. X-Ray mineralogy data, Tasman Sea and far Western Pacific leg 30, DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1975. Vol. 30. P. 603-616.
- Zonenshain L.P., Savostin L.A., Sedov A.P., Volokitina L.P. Paleogeodynamics World base maps and paleobathymetry for the last 70 Ma: an explanation note // Tectonophysics. 1985. Vol. 116. P. 189-207.

### ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ I-XXIV<sup>1</sup>

Таблица І

1-3. Heterohelix globulosa (Cushman). Обр. 465А-20-1, 148-150 см, × 120. Поднятие Хесса, верхний кампан.

4,5. Heterohelix reussi (Cushman). Обр. 463-20-1, 67-69 см, × 90. Центрально-Тихоокеанские горы, нижний маастрихт.

6,7 Heterohelix striata (Ehrenberg). Обр. 313-17-5, 120-122 см, × 110. Центрально-Тихоокеанские горы, маастрихт.

8,9. Pseudotextularia elegans (Rzehak). Обр. 465А-10-1, 50-52 см, × 100. Поднятие Хесса, верхний маастрихт.

10,11. Pseudoguembelina costulata (Cushman). Обр. 465А-12-1, 46-48 см, × 65. Поднятие Хесса, верхний маастрихт.

12. Pseudoguemoelina excolata (Cushman). Обр. 465-10-1, 50-52 см, × 70. Поднятие Хесса, верхник маастрихт.

13.14. Pseudozuembelina palpebra Brönniman and Brown. Обр. 465А-10-1, 50-52 см: 13 - ×70, 14 - ×55. Поднятие Хесса, верхний маастрихт.

Таблица II

1,2. Racemiguembelina fruticosa (Egger). Обр. 465А-10-1, 50-52 см, × 55. Поднятие Хесса. верхний маастрихт.

3. Racemiguembelina fruticosa (Egger). Обр. 465-12-1, 46-48 см, × 70. Поднятие Хесса, верхний маастрихт.

4-6. Planomalina buxtorfi Gandolfi. Обр. 463-50-1, 62-64 см, × 55. Центрально-Тихоокеанские горы, верхний альб.

7,8. Globigerinelloides caseyi (Bolli, Loeblich and Tappan). Uбр. 465А-33-1, 121-123 см, ×100. Поднятие Хесса, верхний альб.

9,10. Globigerinelloides eaglefordensis (Moreman). Обр. 585-32-4, 98-100 см, × 70. Восточно-Марианская впадина, верхний сеноман.

11,12. Globigerinelloides prairiehillensis Pessagno. Обр. 313-17-5, 120-122 см, × 100. Центрально-Тихоокеанские горы, маастрихт.

13. Schackoina multispinata (Cushman and Wickenden). Обр. 463-34-3, 46-48 см. × 90. Центрально-Тихоокеанские горы, турон.

Таблица III

*1,2.* Hedbergella amabilis Loeblich and Tappan. Обр. 465-33-1, 121-123 см, × 70. Поднятие Хесса, верхний альб.

3-5. Hedbergella delrioensis (Carsey). Обр. 463-43-5, 50-53 см:  $3 - \times 150$ ,  $4 - \times 110$ ,  $5 - \times 80$ . Центрально-Тихоокеанские горы, сеноман.

<sup>1</sup>Табл. І-ХІ – планктонные фораминиферы; табл. ХІІ-ХХІУ – радиолярии.

6-9. Hedbergella holmdelensis Olsson. Обр. 463-26-3, 50-52 см, × 135. Центрально-Тихоокеанские горы, коньяк-сантон.

10-12. Hedbergella planispira (Таррап). Обр. 465А-29-1, 138-140 см, × 110. Поднятие Хесса, верхний альб.

Таблица IV

1-3. Ticinella bejaouensis Sigal. Обр. 463-60-1, 30-32 см:  $1 - \times 70$ , 2,  $3 - \times 90$ . Центрально-Тихоокеанские горы, нижний альб.

4,5. Ticinella raynaudi Sigal. Обр. 305-42-1, 107-109 см, × 70. Поднятие Шатского, верхний альб.

6-8. Ticinella primula Luterbacher. Обр. 463-55-1, 51-53 см, × 55. Центрально-Тихоокеанские горы, нижний альб.

9-11. Rotalipora appenninica (Renz). Обр. 463-43-5, 50-53 см: 9, 10 - × 45, 11 - × 70. Центрально-Тихоокеанские горы, верхний сеноман.

12. Rotalipora brotzeni (Sigal). Обр. 463-43-5, 50-53 см, ×80. Центрально-Тихоокеанские горы, верхний сеноман.

#### Таблица V

1,2. Rotalipora brotzeni (Sigal). Обр. 463-43-5, 50-52 см, × 65. Центрально-Тихоокеанские горы, верхний сеноман.

3-5. Rotalipora gandolfi Luterbacher and Premoli Silva. Обр. 463-43-5, 50-53 см:  $3.4 - \times 55, 5 - \times 35$ . Центрально-Тихоокеанские горы, верхний сеноман.

6-8. Rotalipora greenhornensis (Моггоw). Обр. 585-32-4, 98-100 см, × 35. Восточно-Марианская впадина, верхний сеноман.

9,10. Praeglobotruncana delrioensis (Plummer). Обр. 463-43-5, 50-53 см:  $9 - \times$  70,  $10 - \times$  90. Центрально-Тихоокеанские горы, верхний сеноман.

11,12. Praeglobotruncana gibba Klaus. Обр. 463-34-3, 46-48 см:  $11 - \times 70$ ,  $12 - \times 55$ . Центрально-Тихоокеанские горы, турон.

13,14. Praeglobotruncana stephani (Gandolfi). Обр. 466-29-2, 53-55 см, × 60. Поднятие Хесса, верхний альб.

#### Таблица VI

1,2. Dicarinella asymetrica (Sigal). Обр. 463-27-2, 50-52 см,  $\times$  55. Центрально-Тихоокеанские горы, сантон.

3,4. Dicarinella concavata (Brotzen). Обр.463-27-2, 50-52 см, × 55. Центрально-Тихоокеанские горы, сантон.

5,6. Dicarinella imbricata (Mornod). Обр. 463-34-3, 46-48 см,  $\times$  60. Центрально-Тихоокеанские горы, турон.

7-9. Helvetoglobotruncana helvetica (Bolli). Обр.463-34-3, 46-48 см: 7,8 -  $\times$  60, 9 -  $\times$  45. Центрально-Тихоокеанские горы, турон.

10-12. Helvetoglobotruncana praehelvetica (Trujillo). Обр.463-34-3, 46-48 см:  $10,12 - \times 60, 11 - \times 70$ . Центрально-Тихоокеанские горы, турон.

13,14. Whiteinella baltica Douglas and Rankin. Обр. 463-34-3, 46-48 см,  $\times$  70. Центрально-Тихоокеанские горы, турон.

.

Таблица VII

1. Whiteinella archaeocretacea Pessagno. Обр. 463-34-3, 46-48 см, × 90. Центрально-Тихоокеанские горы, турон.

2-4. Whiteinella paradubia (Sigal). Обр. 463-34-3, 46-48 см:  $2,3 - \times 60, 4 - \times 55$ . Центрально-Тихоокеанские горы, турон.

5-7. Archaeoglobigerina blowi Pessagno. Обр. 463-26-6, 148-150 см,  $\times$  90. Центрально-Тихоокеанские горы, коньяк-сантон.

8-10. Marginotruncana pseudolinneiana Pessagno. Обр. 463-30-1, 48-50 см, × 60. Центрально-Тихоокеанские горы, турон.

11-13. Marginotruncana schneegansi (Sigal). Обр. 463-34-3, 46-48 см: 11,13 -  $\times$  70, 12 -  $\times$  45. Центрально-Тихоокеанские горы, турон.

Таблица VIII

1-3. Marginotruncana sigali (Reichel). Обр.463-29-1, 57-59 см:  $1,2 - \times 70, 3 - \times 45$ . Центрально-Тихоокеанские горы, коньяк.

4-6. Globotruncana aegyptiaca Nakkady. Обр. 463-14-4, 148-150 см:  $4,5 - \times 70, 6 - \times 55$ . Центрально-Тихоокеанские горы, маастрихт.

7-9. Globotruncana arca (Cushman). Ofp.465A-10-1, 50-52 см:  $7 - \times 45$ ,  $8,9 - \times 35$ . Поднятие Хесса, маастрихт.

10-12. Globotruncana linneiana (D'Orbigny). Обр. 465А-20-1, 148-150 см: 10, 11 - × 55, 12 - × 70. Поднятие Хесса, верхний кампан.

13-15. Globotruncana plummerae Gandolfi. Обр. 463-24-3, 114-116 см, × 60. Центрально-Тихоокеанские горы, кампан.

8. Стотуоdrimus ? sp. Обр. 585-39-2, 10-12 см, × 110. Восточно-Марианская впадина, верхний альб.

9. Acanthosphaera ? sp. Обр. 585-39-2, 10-12 см, × 90. Восточно-Марианская впадина, верхний альб.

10. Dictyomitra ex. gr. striata Lipman. Обр. 585-39-2, 10-12 см, × 225. Восточно-Марианская впадина, верхний альб.

11. Dictyonitra coitata (Squinabol). Обр. 585-39-2, 10-12 см, × 150. Восточно-Марианская впадина, верхний альб.

12. Stichomitra communis Squinabol. Обр.585-39-2, 10—12 см, × 95. Восточно-Марианская впадина, верхний альб.

Таблица IX

1-3. Globotruncana ventricosa (White). Обр. 463-20-1, 67-69 см, × 60. Центрально-Тихоокеанские горы, верхний кампан.

4,5. Globotruncana falsostuarti Sigal. Обр. 577А-13-6, 100-102 см, × 45. Поднятие Шатского, верхний маастрихт.

6,7. Globotruncanita calcarata (Cushman). Обр. 465А-12-2, 80-82 см, × 45. Поднятие Хесса, верхний кампан.

8,9. Globotruncanita stuarti (de Lapparent). Обр. 465А-20-1, 148—150 см, × 45. Поднятие Хесса, верхний кампан.

10-12. Globotruncanita struartiformis (Dalbiez). Обр. 465А-12-1, 46-48 см, × 45. Поднятие Хесса, маастрихт.

13,14. Globotruncanita subspinosa (Pessagno). Обр. 465А-15-2, 80-82 см, × 45. Поднятие Хесса, верхний кампан.

Таблица Х

1,2. Rosita contusa (Cushman). Обр.465А-10-1, 50-52 см, × 35. Поднятие Хесса, нижний маастрихт. 3,4. Rosita fornicata (Plummer). Обр.465А-15-2, 80-82 см: 3 - × 55, 4 - × 45. Поднятие Хесса, верхний кампан.

5-7. Rugoglobigerina hexacamerata Brönnimann. Обр. 465А-10-1, 50-52 см:  $5 - \times 110$ ,  $6, 7 - \times 80$ . Поднятие Хесса, нижний маастрихт.

8-10. Rugoglobigerina rugosa (Plummer). Обр. 463-14-4, 148-150 см,  $\times$  70. Центрально-Тихоокеанские горы, маастрихт.

11,12. Rugotruncana subcircumnodifer (Gandolfi). Обр. 463-20-1, 67-69 см, × 70. Центрально-Тихоокеанские горы, нижний маастрихт.

13,14. Rugotruncana subpennyi (Gandolfi). Обр. 463-20-1, 67-69 см, × 90. Центрально-Тихоокеанские горы, нижний маастрихт.

Таблица XI

1-3. Gansserina gansseri Bolli. Обр. 463-13-2, 50-52 см:  $1,3 - \times 60, 2 - \times 55$ . Центрально-Тихоокеанские горы, нижний маастрихт.

4,5. Globotruncanella citae (Bolli). Обр. 465А-11-1, 96—98 см,  $\times$  70. Поднятие Хесса, маастрихт.

6,7. Globotruncanella petaloidea (Gandolfi). Обр. 463-17-6, 50-52 см, × 90. Центрально-Тихоокеанские горы, нижний маастрихт.

8,9. Globotruncanella havanensis (Voorwijk). Обр. 463-15-6, 80-82 см: 8 - × 90, 9 - × 70. Центрально-Тихоокеанские горы, нижний маастрихт.

10-12. Abathomphalus intermedius (Bolli). Обр. 465А-11-2, 96-98 см, × 70. Поднятие Хесса, верхний маастрихт.

13-15. Abathomphalus mayaroensis (Bolli). Обр. 465А-10-1, 50-52 см, × 35. Поднятие Хесса, верхний маастрихт.

Таблица XII

1. Pseudoaulophacus ? sp. Обр. 585-39-2, 10-12 см, × 100. Восточно-Марианская впадина, верхний альб.

2,5. Paronaella sp. Обр. 585-39-2, 10-12 см:  $2 - \times 60$ ,  $5 - \times 80$ . Восточно-Марианская впадина, верхний альб.

3. Praeconocaryomma ? sp. Обр. 585-39-2, 10-12 см, × 125. Восточно-Марианская впадина, верхний альб.

4. Praeconocaryomma ex gr. universa Pessagno. Обр. 585-39-2, 10-12 см, × 190. Восточно-Марианская впадина, верхний альб.

6. Acanthosphaera ? parvipora Squinabol. Обр. 585-39-2, 10-12 см, × 210. Восточно-Марианская впадина, верхний альб.

7. Pseudoaulophacus ex gr. pargueraensis Pessagno. Обр. 585-39-2, 10-12 см, × 120. Восточно-Марианская впадина, верхний альб.

8. Cromyodrimus ? sp. Обр. 585-39-2, 10-12 см, × 110. Восточно-Марианская впадина, верхний альб.

9. Acanthosphaera ? sp. Обр. 585-39-2, 10-12 см, × 90. Восточно-Марианская впадина, верхний альб.

10. Dictyomitra ex gr. striata Lipman. Обр. 585-39-2, 10-12 см, × 225. Восточно-Марианская впадина, верхний альб.

11. Dictyomitra costata (Squinabol). Обр. 585-39-2, 10-12 см, × 150. Восточно-Марианская впадина, верхний альб.

12. Stichomitra communis Squinabol. Обр. 585-39-2, 10-12 см, × 95. Восточно-Марианская впадина, верхний альб.

Таблица XIII

1. Praeconocaryomma ex gr. universa Pessagno. Обр. 585-32-2, 94-96 см, × 135. Восточно-Марианская впадина, сеноман.

2. Patulibracchium davisi Pessagno. Обр. 585-32-2, 94-96 см. × 60 Восточно-Марианская впадина, сеноман.

3. Pseudoaulophacus praefloresensis Pessagno. Обр. 585-32-2, 94—96 см, × 90. Восточно-Марианская впадина, сеноман.

4-7. Pseudoaulophacus ex gr. pargueraensis Pessagno. Обр. 585-32-2, 94-96 см: 4 –  $\times$  110, 5 –  $\times$  125, 6, 7 –  $\times$  150. Восточно-Марианская впадина, сеноман.

8,9. Pseudoaulophacus cf. putahensis Pessagno. Обр. 585-32-4, 98—100 см, × 90. Восточно-Марианская впадина, сеноман.

10. Pseudoaulophacus cf. putahensis Pessagno. Обр. 791, × 100. Камчатка, п-ов Камтатский Мыс, верхний альб – сеноман.

11. Dictyomitra costata (Squinabol). Обр. 585-32-2, 94-96 см, × 1. Восточно-Марианская впадина, сеноман.

12. Dictyomitra cf. napaensis Pessagno. Обр. 585-32-2, 94-96 см, × 160. Восточно-Марианская впадина, сеноман.

13. Stichomitra communis Squinabol. Обр. 585-32-2, 94-96 см, × 135. Восточно-Марианская впадина, сеноман.

Таблица XIV

1. Archaeospongoprunum aff. tehamaensis Pessagno. Обр. 466-29-1, 50-52 см, × 400. Поднятие Хесса, верхний альб – нижний сеноман.

2. Spumellaria, фрагмент раковины, в которой поры местами заполнены наннопланктоном. Обр. 466-29-1, 50-52 см, × 380. Поднятие Хесса, верхний альб — нижний сеноман.

3. Orbiculiforma chartonae Schaaf. Обр. 466-29-1, 50-52 см, × 160. Поднятие Хесса, верхний альб — нижний сеноман.

4,5. Orbiculiforma maxima Pessagno. Обр. 466-29-1, 50-52 см:  $4 - \times 160$ ,  $5 - \times 180$ . Поднятие Хесса, верхний альб – нижний сеноман.

6,8,9. Cryptamphorella conara (Foreman). 6 — обр. 791, × 450. Камчатка, п-ов Камчатский Мыс, верхний альб — сеноман; 8,9 — обр. 466-29-1, 50-52 см: 8 — × 360, 9 — × 315. Поднятие Хесса, верхний альб — нижний сеноман.

7. Cryptamphorella sphaerica (White). Обр. 9,  $\times$  90. Куба, верхний альб — сеноман.

Таблица ХV

1-3. Pseudodictyomitra carpatica Losyniak. Обр. 466-29-1, 50-52 см: 1 - × 180, 2 - × 290, 3 - × 270. Поднятие Хесса, верхний альб - нижний сеноман.

4,5. Pseudodictyomitra sp. Обр. 466-29-1, 50-52 см:  $4 - \times$  450,  $5 - \times$  270. Поднятие Хесса, верхний альб – нижний сеноман.

6-9. Stichomitra communis Squinabol. 6,7 — обр. 466-29-1, 50-52 см: 6 — × 270, 7 — × 360. Поднятие Хесса, верхний альб — нижний сеноман; 8 — обр. 8506-1, × 160. Корякское нагорье, верхний альб — сеноман; 9 — обр. 791, × 210. Камчатка, п-ов Камчатский Мыс, верхний альб — сеноман.

Таблица XVI

1-7. Holocryptocanium barbui Dumitrica. 1,2 — обр. 466-29-1, 50-52 см:  $1 - \times 250$ , 2 —  $\times 290$ . Поднятие Хесса, верхний альб — нижний сеноман; 3 — обр. 311,  $\times 180$ . Камчатка, хребет Кумроч, альб — сеноман; 4-6 — обр. 791: 4 —  $\times 180$ , 5 —  $\times 225$ , 6 —  $\times 150$ , Камчатка, п-ов Камчатский Мыс, верхний альб — сеноман; 7 — обр. 585-32-2, 94-96 см,  $\times 135$ . Восточно-Марианская впадина, сеноман.

Таблица XVII

1,3. Thanarla veneta (Squinabol). Обр. 466-29-1, 50-52 см: 1 - × 245, 3 - × 360. Поднятие Хесса, верхний альб - нижний сеноман. 196 2. Thanarla veneta (Squinabol). Обр. 9, × 220. Куба, верхний альб - сеноман.

4,6. Thanarla veneta (Squinabol). Обр. 8506-1:  $4 - \times 250$ ,  $6 - \times 190$ . Корякское нагорье, верхний альб — сеноман.

5. Thanarla ex gr. elegantissima (Cita). Обр. 9, × 135. Куба, верхний альб – сеноман.

7. Thanarla veneta (Squinabol). Обр. 791, × 240. Камчатка, п-ов Камчатский Мыс, верхний альб — сеноман.

8,9. Thanarla veneta (Squinabol). Обр. А:  $8 - \times 270$ ,  $9 - \times 300$ . Большой Кавказ, сеноман — нижний турон.

10. Thanarla veneta (Squinabol). Обр. 791, × 225. Камчатка, п-ов Камчатский Мыс, верхний альб — сеноман.

Таблица XVIII

1,4. Archaeodictyomitra vulgaris Pessagno. Обр. 466-29-1, 50-52 см: 1 - × 270, 4 - × 400. Поднятие Хесса, верхний альб - нижний сеноман.

2,3. Archaeodictvomitra simplex Pessagno. 2 — обр. 466-29-1, 50—52 см, × 270. Поднятие Хесса, верхний альб — нижний сеноман; 3 — обр. 791, × 150. Камчатка, п-ов Камчатский Мыс, верхний альб — сеноман.

5,6,8-10. Pseudodictyomitra aff. pentacolaensis Pessagno 5 — обр. 466-29-1, 50-52 см, × 430. Поднятие Хесса, верхний альб — нижний сеноман; 6 — обр. 311, × 180. Камчатка, хребет Кумроч, альб — сеноман; 8 — обр. 9, × 135. Куба, верхний альб — сеноман; 9 — обр. 585-39-2, 10-12 см, ×225. Восточно-Марианская впадина, верхний альб — сеноман; 10 — обр. 791, × 135. Камчатка, п-ов Камчатский Мыс, верхний альб — сеноман.

7. Pseudodictyomitra recta Vishnevskaya. Обр. 9, × 135. Куба, верхний альб — сеноман.

11. Pseudodictyomitra lodogaensis Pessagno. Обр. 791, × 150. Камчатка, п-ов Камчатский Мыс, верхний альб — сеноман.

Таблица XIX

1,3,4. Xitus spicularius (Aliev). 1,3 — обр. 466-29-1, 50—52 см:  $1 - \times 270$ ,  $3 - \times 315$ . Поднятие Хесса, верхний альб — нижний сеноман; 4 - обр. 791,  $\times$  180. Камчатка, п-ов Камчатский Мыс, верхний альб — сеноман.

2,5. Xitus ex gr. asymbatos (Foreman).2 — обр. 791,  $\times$  150. Камчатка, п-ов Камчатский Мыс, верхний альб — сеноман; 5 — обр. 466-29-1, 50-52 см,  $\times$  340. Поднятие Хесса, верхний альб — нижний сеноман.

6-8. Xitus? plenus Pessagno.OGp. 466-29-1, 50-52 см:  $6 - \times 170$ ,  $7 - \times 200$ ,  $8 - \times 450$ . Поднятие Хесса, верхний альб — нижний сеноман.

Таблица XX

1,2. Xitus asymbatos (Foreman). Обр. 466-29-1, 50-52 см,  $\times$  270. Поднятие Хесса, верхний альб — нижний сеноман.

3-5. Xitus ex gr. spicularius (Aliev). Обр. 466-29-1, 50-52 см:  $3 - \times 290$ ,  $4 - \times 270$ ,  $5 - \times 300$ . Поднятие Хесса, верхний альб – нижний сеноман.

6,7. Novixitus sp. Обр. 466-29-1, 50-52 см:  $6 - \times 150$ ,  $7 - \times 315$ . Поднятие Хесса, верхний альб — нижний сеноман.

8. Xitus ex gr. asymbatos (Foreman). Обр. 791, × 360. Камчатка, п-ов Камчатский Мыс, верхний альб — сеноман.

Таблица ХХІ

1. Xitus bogdanovi sp. nov. Обр. 466-29-1, 50-52 см, × 180. Поднятие Хесса, верхний альб – нижний сеноман.

2. Xitus mosquensis Vishnevskaya. Ofp. 104-1, × 225. Московская область, сеноман.

3. Xitus ex gr. asymbatos (Foreman). Обр. 791, × 150. Камчатка, п-ов Камчатский Мыс, верхний альб — сеноман.

4,5. Xitus ex gr. spicularius (Aliev).4 — обр. 10, × 200. Куба, сеноман; 5 — обр. 791, × 135. Камчатка, п-ов Камчатский Мыс, верхний альб — сеноман.

6. Schaafella deweveri sp. nov. Обр. 466-29-1, 50-52 см, × 270. Поднятие Хесса, верхний альб - нижний сеноман.

7. Schaafella tochilinae sp. nov. Обр. 466-29-1, 50-52 см, × 180. Поднятие Хесса, верхний альб — нижний сеноман.

8. Schaafella nodosa sp. nov. Обр. 466-29-1, 50-52 см, × 200. Поднятие Хесса, верхний альб — нижний сеноман.

Таблица XXII

1-3. Obesacapsula somphedia (Foreman). 1,2 — обр. 466-29-1, 50-52 см:  $1 - \times 270$ ,  $2 - \times 315$ . Поднятие Хесса, верхний альб — нижний сеноман; 3 — обр. 791,  $\times 135$ . Камчатка, п-ов Камчатский Мыс, верхний альб — сеноман.

4. Obesacapsula sp. Обр. 466-29-1, 50-52 см, × 290. Поднятие Хесса, верхний альб - нижний сеноман.

5,6. Spongocapsula aff. zamoraensis Pessagno. Обр. 466-29-1, 50-52 см:  $5 - \times$  360,  $6 - \times$  270. Поднятие Хесса, верхний альб – нижний сеноман.

7. Zifondium ? lassenensis Pessagno. Обр. 466-29-1, 50-52 см, × 360. Поднятие Хесса, верхний альб — нижний сеноман.

8. Spongocapsula ? sp. Обр. 466-29-1, 50-52 см, × 225. Поднятие Хесса, верхний альб — нижний сеноман.

Таблица XXIII

1. Triactoma ex gr. blakei Pessagno. Обр. 305-68 СС,  $\times$  105. Поднятие Шатского, титон.

2. Triactoma ex gr. blakei Pessagno. Обр. 757-6, × 155. Корякское нагорье, верхний келловей? — титон.

3. Triactoma blakei Pessagno. Обр. 757-6, × 100. Корякское нагорье, верхний келловей? — титон.

4. Paronaella pristidentata Baumgartner. Обр. 305-68 СС, × 95. Поднятие Шатского, титон.

5. Paronaella pristidentata Baumgartner. Обр. 757-6, × 70. Корякское нагорье, верхний келловей? — титон.

6. Parvicingula cf. elegans Pessagno and Whalen. Обр. 305-68 CC,  $\times$  225. Поднятие Шатского, титон.

7. Parvicingula cf. elegans Pessagno and Whalen. Обр. 757-6, × 165. Корякское нагорье, верхний келловей? — титон.

8. Obesacapsula? sp. Обр. 305-68 СС, × 135. Поднятие Шатского, титон.

9-11. Hsuum basovi sp. nov. Обр. 305-68 СС: 9 —  $\times$  155, 10 —  $\times$  105, 11 —  $\times$  135. Поднятие Шатского, титон.

12. Hsuum basovi sp. nov. Обр. 757-6, × 165. Корякское нагорье, верхний келловей? — тизен.

Таблица XXIV

1-4. Obesacapsula pacilica sp. nov. 1 — обр. 305-68 СС,  $\times$  135. Поднятие Шатского, титон; 2-4 — обр. 757-6: 2 —  $\times$  120, 3 —  $\times$  120, 4 —  $\times$  100. Корякское нагорье, верхний келловей? — титон.

5,6. Spongocapsula palmerae Pessagno. 5 – обр. 305-68 СС, × 80. Поднятие Шатского, титон; 6 – обр. 757-6, × 85. Корякское нагорье, верхний келловей?- титон.

7,8. Spongosaturnalis ex gr. hueyi (Pessagno). 7 — обр. 310А-10 СС, × 60. Поднятие Хесса, сантон; 8 — обр. 1058-2, × 45. Большой Кавказ, сантон.

9-11. Neosciadiocapsa diabloensis Pessagno. 9,10 – обр. 310А-10 СС: 9 –  $\times$  60, 10 –  $\times$  60. Поднятие Хесса, сантон: 11 – обр. 1058-2Б,  $\times$  60. Большой Кавказ, сантон.

12. Neosciadiocapsa agarkovi Vishnevskaya. Обр. 1058-2Б, × 80. Большой Кавказ, сантон.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Общая характеристика верхнемезозойских отложений Тихого океана и стра- тиграфических шкал по планктонным фораминиферам и радиоляриям	6
Региональная стратиграфия мезозойских отложений Тихого океана	22
Северо-Западная котловина	22
Поднятие Шатского	33
Поднятие Хесса	42
Поднятие Обручева	52
Центрально-Тихоокеанские горы	52
Восточно-Марианская впадина	63
Плато Онтонг-Джава	69
Впадина Науру	74
Центрально-Тихоокеанская котловина	77
Поднятие Магеллана	83
Хребет Лайн	87
Восточно-Тихоокеанская котловина	91
Плато Манихики	93
Южная котловина	96
Хребет Лорд-Хау	98
Плато Кэмпбелл	100
Котловина Беллинсгаузена	102
Морфология радиолярий как возможный индикатор палеоширот обитания и	
осадконакопления	109
История осадконакопления в Тихом океане в позднемезозойское время	130
Палеонтологическая часть	161
Заключение	172
Summary	175
Литература	179
Объяснения к таблицам I-XXIV	192

# CONTENTS

Introduction	3
General features of the Upper Mesozoic deposits of the Pacific and faraminiferal and radiolarian stratigraphical scales	6
Regional stratigraphy of the Mesozoic deposits of the Pacific	22
Northwest Pacific Basin	22
Shatsky Rise	33
Hess Rise	42
Obruchev Rise	52
Mid-Pacific Mountains	52
East Mariana Basin	63
Ontong-Java Plateau	69

Nauru Basin	. 74
Central Pacific Basin	. 77
Magellan Rise	. 83
Line Ridge	. 87
East Pacific Basin	. 91
Manihiki Plateau	. 93
South Pacific Basin	. 96
Lord How Ridge	. 98
Campbell Plateau	. 100
Bellingshausen Abyssal Plain	. 102
orphology of radiolarians as possible indicator of the inhabitance and sedimenta-	
on paleolatitudes	. 109
dimentational history of the Pacific during the Late Mesozoic	. 130
leontological part	. 161
onclusion	. 172
ımmary	. 175
eferences	. 179
ommentaries to tables I-XXIV	. 192

Научное издание

БАСОВ Иван Алексеевич ВИШНЕВСКАЯ Валентина Сергеевна

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО МЕЗОЗОЯ ТИХОГО ОКЕАНА

Утверждено к печати Институтом литосферы АН СССР

Редактор И.М. Ерофеева Художественный редактор В.Ю. Яковлев Технический редактор Г.И. Астахова Корректор Н.И. Харламова

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ№ 48509

Подписано к печати 15.02.91. Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1 Гаринтура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл.печ.л. 12,5+1,6 вкл. Усл.кр.-отт. 14,4. Уч.-изд.л. 18,1. Тираж 370 экз. Тип. зак. 1121 Цена 3 р. 60 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука" 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука" 199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12 3 р. 60 к.

