

**ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ
КАЙНОЗОЯ
ЗАПАДНО-КАМЧАТСКОЙ
СТРУКТУРНО-
ФОРМАЦИОННОЙ
ЗОНЫ**

**ГЕОКАРТ
ГЕОС**

Министерство природных ресурсов
и экологии РФ (Минприроды России)

Федеральное агентство
по недропользованию (Роснедра)

Межрегиональный центр по геологической картографии (Геокарт)

Российская академия наук
(РАН)

Геологический институт
(ГИН РАН)

*Серия: «Очерки по региональной геологии России»
Выпуск 10*

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ КАЙНОЗОЯ ЗАПАДНО-КАМЧАТСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ

Москва
Геокарт-ГЕОС
2018

УДК 551.736

ББК 26.323

С 73

Опорный разрез кайнозоя Западно-Камчатской структурно-формационной зоны. Ю.Б. Гладенков, А.Ю. Гладенков, С.И. Бордунов, В.Д. Чехович, Г.Н. Александрова, В.Ю. Водовозов, А.Р. Гептнер, Т.В. Дмитриева, Б.Г. Покровский, В.М. Трубихин, Н.А. Фрегатова (Мин-во природных ресурсов и экологии РФ; Роснедра; Геол. ин-т РАН; Межрегион. центр по геол. картографии (Геокарт) [Отв. ред. Н.В. Межеловский]. – М.: Геокарт; ГЕОС. 2018. 202 с.

ISBN 978-5-9906948-1-1 (Геокарт)

ISBN 978-5-89118-774-0 (ГЕОС)

Книга посвящена результатам изучения шельфовых разрезов палеогена и неогена Западной Камчатки на мультидисциплинарной основе. Дается детальное описание литологических пачек региональных горизонтов Утхолокско-Тигильского района (бухты Квачина). Впервые приводятся детальные палеонтологические данные по зональному расчленению и корреляции разрезов на основе бентосных и планктонных сообществ. В комплексе с ними используются материалы по изотопии и палеомагнетизму. Сделаны выводы по геологической истории региона и палеогеографическим обстановкам. Книга богато иллюстрирована рисунками и фототаблицами.

Для геологов-съемщиков, стратиграфов, тектонистов, преподавателей вузов и студентов.

Серия: «Очерки по региональной геологии России»

Выпуск 10

Главный редактор серии *А.Ф. Морозов*

Заместитель главного редактора: *Н.В. Межеловский*

Ответственные редакторы выпуска: *Ю.Б. Гладенков, Н.В. Межеловский*

Рецензенты:

доктор наук *С.В. Попов*, доктор наук *В.С. Вишневская*

Редакционная коллегия:

К.Е. Дегтярев, Н.Б. Кузнецов, А.В. Дронов, А.Б. Герман, Г.С. Гусев,

А.Ф. Карпузов, В.А. Килипко, И.Н. Межеловский, Т.В. Чепкасова

Авторы:

Ю.Б. Гладенков, А.Ю. Гладенков, С.И. Бордунов, В.Д. Чехович, Г.Н. Александрова, В.Ю. Водовозов, А.Р. Гептнер, Т.В. Дмитриева, Б.Г. Покровский, В.М. Трубихин, Н.А. Фрегатова

ISBN 978-5-9906948-1-1 (Геокарт)

ISBN 978-5-89118-774-0 (ГЕОС)

© Межрегиональный центр
по геологической картографии, 2018

© Авторы, 2018

The Ministry of Mineral Resources
and Ecology (Minprirody)

The Federal Subsoil Resources
Management Agency (Nedra)

Interregional Center for Geological Cartography (Geokart)

Russian Academy of Sciences
(RAS)

Geological Institute
(GIN RAS)

Series: "Sketches on regional geology of Russia"
Issue 10

THE CENOZOIC KEY SECTION OF THE WEST KAMCHATKA STRUCTURAL-FORMATIONAL ZONE

Moscow
Geokart-GEOS
2018

The Cenozoic key section of the West Kamchatka structural-formational zone. Yu.B. Gladenkov, A.Yu. Gladenkov, S.I. Bordunov, V.D. Chekhovich, G.N. Aleksandrova, V.Yu. Vodovozov, A.R. Geptner, T.V. Dmitrieva, B.G. Pokrovsky, V.M. Trubikhin, N.A. Fregatova (Ministry of Mineral Resources and Ecology RF; Rosnedra; Geological Institute RAS; Interregional Center for Geological Cartography (Geokart) [Res. Ed. N.V. Mezhelovsky]. – Moscow: Geokart-GEOS. 2018. 202 p.

ISBN 978-5-9906948-1-1 (Geokart)

ISBN 978-5-89118-774-0 GEOS)

The book presents results of multidisciplinary studies of the Paleogene and Neogene shelf sections of West Kamchatka. Lithological members of the Utkholok-Tigil regional horizons (the Kvachina Bay) are comprehensively described. Detailed paleontological data on benthic and planktonic associations used for zonal subdivision and correlation of the sections have been first presented. These data are accompanied by isotopic and paleomagnetic materials. Conclusions are made on geological history and paleogeographic settings of the region. The book is well illustrated by drawings and plates.

For mapping geologists, stratigraphers, tectonists, lecturers and students of the high school.

Series “Sketches on regional geology of Russia”

Issue 10

Editor-in-chief of the series: *A.F. Morozov*

Deputy Editor-in-chief: *N.V. Mezhelovsky*

Responsible Editors: *Yu.B. Gladenkov, N.V. Mezhelovsky*

Reviewers:

S.V. Popov, V.S. Vishnevskaya

Editorial Board:

K.E. Degtyarev, N.B. Kuznetsov, A.V. Dronov, A.B. German, G.S. Gusev,

A.F. Karpuzov, V.A. Kilipko, I.N. Mezhelovsky, T.V. Chepkasova

Authors:

Yu.B. Gladenkov, A.Yu. Gladenkov, S.I. Bordunov, V.D. Chekhovich, G.N. Aleksandrova, V.Yu. Vodovozov, A.R. Geptner, T.V. Dmitrieva, B.G. Pokrovsky, V.M. Trubikhin, N.A. Fregatova

ISBN 978-5-9906948-1-1 (Geokart)

ISBN 978-5-89118-774-0 (GEOS)

© Interregional Center
for Geological Cartography, 2018
© Authors, 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

Часть I. СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЯ БУХТЫ КВАЧИНА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В ЗАПАДНО-КАМЧАТСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЕ	9
Введение (Ю.Б. Гладенков).....	11
Глава 1. Описание разреза палеогена и неогена бухты Квачина и расчленение его на пачки (Ю.Б. Гладенков).....	13
1.1. Описание осадочных толщ палеогена и неогена горы Увуч (западное крыло синклинали)	16
1.2. Описание нижних слоев тигильской толщи палеогена соседних участков	22
Глава 2. Литологическая характеристика пород разреза бухты Квачина.....	25
2.1. Общие замечания о литологии разреза бухты Квачина (Ю.Б. Гладенков).....	25
2.2. Некоторые особенности вещественного состава палеогеновых и неогеновых отложений (по данным петрографического исследования шлифов) (А.Р. Гептнер)	27
2.2.1. Петрографическое описание шлифов	27
2.2.2. Основные результаты исследования шлифов палеоген-неогеновых отложений бухты Квачина.....	31
2.2.3. Условия накопления и преобразование изученных осадков	32
Глава 3. Биостратиграфия: ископаемые комплексы, их значение для расчленения осадочных толщ бухты Квачина (Ю.Б.Гладенков).....	34
3.1. Роль ископаемых моллюсков в детальном расчленении разреза и его корреляции (Ю.Б. Гладенков).....	34
3.1.1. Комплексы моллюсков, слои с фауной и горизонты	35
3.1.2. Возраст и корреляция биостратонов, палеогеографические обстановки	40
3.2. Значение фораминифер для расчленения разреза и выделения региональных биостратиграфических зон (С.И. Бордунов, Т.В. Дмитриева, Н.А. Фрегатова).....	42
3.2.1. Комплексы фораминифер, слои с фауной, зоны и горизонты	47
3.2.2. Возраст и корреляция зон, палеоэкологические и палеогеографические условия	51
3.3. Использование диатомовых водорослей для привязки изученных толщ к зональной шкале кайнозоя бореальных районов (А.Ю. Гладенков)	53
3.3.1. Биостратиграфическое расчленение. Слои с флорой	54
3.3.2. Корреляция и возраст слоев с диатомеями	57
3.3.3. Обстановки формирования диатомовой флоры и палеогеографические реконструкции	61
3.4. Диноцисты в определении возраста осадочных отложений и выявлении зональных подразделений (Г.Н. Александрова)	63
3.4.1. Палинологические ассоциации и зоны	65
3.4.2. Возраст и корреляция биостратонов, палеогеографические события	73

Глава 4. Проблемы стратиграфических корреляций и определение возраста отложений бухты Квачина (Ю.Б. Гладенков)	77
4.1. Серии и свиты кайнозоя Западной Камчатки	77
4.2. Состояние стратиграфического расчленения кайнозойских образований бухты Квачина до 2017 г. Проблемы сопоставлений	78
4.3. Особенности изменения ископаемых сообществ в кайнозое бухты Квачина. Проблемы выделения биостратонов и стратиграфических подразделений региональной шкалы	81
Глава 5. Диагенетические конкреции в кайнозое бухты Квачина: изотопный состав С и О (Б.Г. Покровский)	85
5.1. Изотопные характеристики карбонатных конкреций кайнозоя бухты Квачина.....	85
5.2. Выводы о палеогеографических обстановках формирования осадочных толщ	90
Глава 6. Палеомагнетизм кайнозойских пород бухты Квачина	91
6.1. Компонентный анализ (В.Ю. Водовозов)	91
6.2. Интерпретация палеомагнитных данных (В.М. Трубихин).....	93
Глава 7. Некоторые палеогеографические реконструкции и события в мезозое и кайнозое Западно-Камчатского региона (Ю.Б. Гладенков)	96
7.1. Тектоническое развитие Охотоморского региона (Охотское море и Западная Камчатка) в мезозое и раннем кайнозое (В.Д. Чехович).....	96
7.1.1. Две крупные структурные единицы Охотоморской области	99
7.1.2. Мезозойские образования: синтез геологических данных	105
7.1.3. Геодинамические особенности развития Западной Камчатки и Охотоморского блока в мезозое и раннем кайнозое	111
7.2. Некоторые особенности геологического развития экосистемы Западно-Камчатского прогиба (Ю.Б. Гладенков).....	118
7.2.1. Геологические события и обстановки в снатольско-ковачинское время. Основные палеогеографические перестройки в кайнозое	119
7.2.2. Особенности накопления кайнозойских осадочных толщ в тигильском регионе Западно-Камчатского прогиба и тренды изменения природных обстановок, температурного режима и химического состава морских вод	122
Заключение (Ю.Б. Гладенков)	127
Часть II. ПРИЛОЖЕНИЕ. ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ (Фототаблицы)	129
Моллюски – таблицы I–V (Ю.Б. Гладенков)	131
Фораминиферы – таблицы I–XIV (С.И. Бордунов, Т.В. Дмитриева, Н.А. Фрегатова)	138
Диатомовые водоросли – таблицы I–IV (А.Ю. Гладенков)	156
Диноцисты – таблицы I–VII (Г.Н. Александрова)	162
Литологические шлифы – таблицы 1–7 (А.Р. Геннер).....	172
Обнажения кайнозойских толщ бухты Квачина	178
Литература	189

CONTENTS

Part I. CENOZOIC STRATIGRAPHY OF THE WEST KAMCHATKA KVACHINA BAY. GENERAL CHARACTERISTICS OF THE SECTION AND ITS POSITION IN THE WEST KAMCHATKA STRUCTURAL-FORMATIONAL ZONE.....	9
Introduction (<i>Yu.B. Gladenkov</i>).....	11
Chapter 1. Description of the Paleogene-Neogene section of the Kvachina Bay and subdivision into members (<i>Yu.B. Gladenkov</i>).....	13
1.1. Paleogene-Neogene sedimentary deposits of the Uvuch Mountain (the western wing of the synclinal).....	16
1.2. The Tigil Paleogene lower beds of the adjacent areas	22
Chapter 2. Lithology of the Kvachina Bay section	25
2.1. General notes on lithology of the Kvachina Bay (<i>Yu.B. Gladenkov</i>).....	25
2.2. Some specific features of lithological composition of the Paleogene and Neogene deposits (according to petrographic study of thin sections) (<i>A.R. Geptner</i>)	27
2.2.1. <i>Petrographic descriptions of thin sections</i>	<i>27</i>
2.2.2. <i>Main results of studies of the Paleogene-Neogene thin sections of the Bay of Kvachina</i>	<i>31</i>
2.2.3. <i>Conditions of sedimentation and transformation of the sediments studied.....</i>	<i>32</i>
Chapter 3. Biostratigraphy: fossil assemblages, its significance for subdivision of the Kvachina Bay strata (<i>Yu.B. Gladenkov</i>)	34
3.1. Role of fossil mollusks in refined subdivision and correlation of the Section (<i>Yu.B. Gladenkov</i>)	34
3.1.1. <i>Molluskan assemblages, beds with fauna, and horizons</i>	<i>35</i>
3.1.2. <i>Dating and correlation of biostratons, paleogeographic environments.....</i>	<i>40</i>
3.2. Significance of foraminifers for section subdivision and establishment of regional biostratigraphic zones (<i>S.I. Bordunov, T.V. Dmitrieva, N.A. Fregatova</i>).....	42
3.2.1. <i>Foraminiferal assemblages, beds with fauna, and horizons</i>	<i>47</i>
3.2.2. <i>Dating and correlation of zones, paleoecological and paleogeographic environments</i>	<i>51</i>
3.3. Diatom-based assignment of the deposits studied to the Boreal Cenozoic zonal scale (<i>A.Yu. Gladenkov</i>)	53
3.3.1. <i>Biostratigraphic subdivision. Beds with flora</i>	<i>54</i>
3.3.2. <i>Correlation and dating of beds with diatoms</i>	<i>57</i>
3.3.3. <i>Conditions of the formation of diatom flora and paleogeographic reconstructions</i>	<i>61</i>
3.4. Dinocysts for dating sediments and establishment of zonal units (<i>G.N. Aleksandrova</i>)	63
3.4.1. <i>Palynological associations and zones</i>	<i>65</i>
3.4.2. <i>Dating and correlation of biostratons, paleogeographic events</i>	<i>73</i>

Chapter 4. Problems of stratigraphic correlations and dating the Kvachina Bay deposits (<i>Yu.B. Gladenkov</i>)	77
4.1. Cenozoic series and suites of the West Kamchatka	77
4.2. Stratigraphic subdivision of the Kvachina Bay Cenozoic before 2017. Problems of correlation	78
4.3. Changes of Cenozoic fossil associations in the Kvachina Bay. Problems of establishment of biostratons and regional stratigraphic subdivisions	81
Chapter 5. Diagenetic concretions in the Kvachina Bay Cenozoic deposits: isotopic composition of C and O (<i>B.G. Pokrovsky</i>).....	85
5.1. Isotopic characteristics of carbonate concretions	85
5.2. Conclusions on paleogeographic environments of sedimentation.....	90
Chapter 6. Paleomagnetism of the Kvachina Bay Cenozoic deposits	91
6.1. Component analysis (<i>V.Yu. Vodovozov</i>)	91
6.2. Interpretation of paleomagnetic data (<i>V.M. Trubikhin</i>).....	93
Chapter 7. Some paleogeographic reconstructions and events in the West Kamchatka Mesozoic and Cenozoic (<i>Yu.B. Gladenkov</i>)	96
7.1. Tectonics of the Sea of Okhotsk area (the Sea of Okhotsk and West Kamchatka) in the Mesozoic and Early Cenozoic (<i>V.D. Chekhovich</i>).....	96
7.1.1. <i>Two extensive structural units of the Sea of Okhotsk area</i>	99
7.1.2. <i>Mezozoic formations – synthesis of geological data</i>	105
7.1.3. <i>Geodynamics of West Kamchatka and the Sea of Okhotsk block in the Mesozoic and Early Cenozoic</i>	111
7.2. Some specific features of geology of the West Kamchatka depression ecosystem (<i>Yu.B. Gladenkov</i>)	118
7.2.1. <i>Geological events and settings of the Snatol-Kovach time. Main paleogeographic changes in the Cenozoic</i>	119
7.2.2. <i>Cenozoic sedimentation in the Tigil region and trends of changes of sea water temperature and chemical composition</i>	122
Conclusion (<i>Yu.B. Gladenkov</i>).....	127
Part II. APPENDIX. PALEONTOLOGICAL PLATES	129
Mollusks. Plates I–V (<i>Yu.B. Gladenkov</i>).....	131
Foraminifers. Plates I–XIV (<i>S.I. Bordunov, T.V. Dmitrieva, N.A., Fregatova</i>)	138
Diatoms. Plates I–IV (<i>A.Yu. Gladenkov</i>).....	156
Dinocysts. Plates I–VII (<i>G.N. Aleksandrova</i>).....	162
Lithological thin sections. Lists. Plates 1–7 (<i>A.R. Geptner</i>).....	172
Outcrops of Cenozoic strata of the Bay Kachina.....	178
References	189

Часть I

СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЯ
БУХТЫ КВАЧИНА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ.
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА
И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В ЗАПАДНО-КАМЧАТСКОЙ
СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЕ

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая книга продолжает серию монографий последних десятилетий, посвященных проблемам геологии и стратиграфии кайнозоя Камчатско-Сахалинской области и Северной Пацифики в целом. В них сотрудниками Геологического института РАН (ГИН РАН) на оригинальном материале были даны детальные характеристики опорных разрезов осадочных толщ палеогена и неогена, описания ископаемых остатков фауны и флоры, а также предложены реконструкции палеоклиматических и палеогеографических обстановок. Отдельный блок этих монографий специально был посвящен стратиграфическим проблемам Западной Камчатки, где имеется целый ряд хорошо обнаженных кайнозойских разрезов, изучение которых позволило провести здесь их достаточно достоверную корреляцию. Это позволило представить по-новому историю формирования западнокамчатского седиментационного прогиба, который с позиций структурного районирования Камчатки относится к отдельной структурно-формационной зоне. Среди этих крупных сводок, составивших своеобразную энциклопедию западнокамчатской геологии, можно упомянуть хотя бы несколько книг, материалы из которых внесли особенно заметный вклад в совершенствование стратиграфических схем региона (Решения..., 1998) и расшифровку его геологического строения. Эти книги были написаны в период с 1970-х гг. по 2013 г.:

– Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока (Братцева и др., 1984);

– Стратиграфия и палеонтологическая характеристика миоцена северо-запада Камчатки (Синельникова, 1985);

– Биостратиграфическая характеристика миоцена кавранского разреза Камчатки (моллюски, флора, десмостилиды) (Синельникова и др., 1985);

– Эоцен Западной Камчатки (Гладенков и др., 1991);

– Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события) (Гладенков и др., 1997);

– Эоцен-олигоцен Западной Камчатки и сопредельных районов (Гладенков и др., 2005);

– Стратиграфия морского палеоцена и нижнего эоцена Западной Камчатки (Гладенков и др., 2013).

Эти и другие материалы широко использованы при разработке унифицированной стратиграфической схемы палеогена и неогена Западной Камчатки (Решения..., 1998), которая на протяжении почти двух десятилетий с успехом применяется при геологической съемке и буровых работах. Утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом России (МСК) в конце девяностых годов, эта схема сохраняет свое практическое и научное значение до сих пор. Однако она постоянно нуждается в «шлифовке», уточнениях и дополнениях, особенно в тех случаях, когда в прежние годы некоторые вопросы не получили должного освещения из-за недостатка соответствующих материалов. В частности, это относится к палеогену Западной Камчатки в связи с рядом спорных вопросов его стратиграфии. Полученные в последние 25 лет новые данные позволили внести поправки в прежние стратиграфические построения (уточнение возраста отдельных свит и горизонтов, а также обоснование корреляционных построений) и на этой основе прийти к новым выводам о геологическом развитии региона, в частности о неоднородности строения Западно-Камчатского бассейна, о проявлении здесь нескольких фаз тектогенеза, о седиментационно-вулканогенной цикличности в строении осадочных серий и пр. (Гладенков, 2013; Гладенков, Шанцер, 1993). Вместе с тем ряд кайнозойских разрезов Западной Камчатки остается не до конца изученным. Это, в частности, касается одного из хорошо обнаженных выходов осадочных образований палеогена и неогена бухты Квачина Охотского моря на западном побережье

п-ова Камчатка, который начали изучать еще в 30–40-х годах Б.Ф. Дьяковым, И.Б. Плешаковым, Л.В. Криштофович и др. Он вызывает интерес в связи с наличием представительного палеонтологического материала по всему разрезу, с возможностью наблюдать взаимоотношения осадочных толщ и выявлять в них несогласия и перерывы, обусловленные сменой седиментационного режима, с замещением литологических фаций в разрезе и т.п., что в целом свидетельствует об изменении обстановки осадконакопления в разные периоды палеогенового и неогенового времени.

Возраст пачек этого разреза (особенно нижних) определялся различными исследователями по-разному (см. подробно далее). И это, естественно, отражалось на датировании и корреляции развитых здесь толщ и интерпретации геологических событий. Ниже кратко будет изложена история изучения кайнозоя бухты Квачина. Здесь же мы отметим, что в 1984 г. сотрудники ГИН РАН Ю.Б. Гладенков, А.Е. Шанцер, В.Н. Синельникова, А.И. Челебаева и Г.М. Братцева посетили и частично изучили этот разрез. Тогда же Ю.Б. Гладенков выделил в разрезе 37 литологических пачек, к которым были привязаны все образцы на микропалеонтологический, палеомагнитный, литологический изотопный анализы. Несколько позднее, в 1991 г., часть изученного материала (по моллюскам и флоре низов разреза) была опубликована (Гладенков и др., 1991). Однако фораминиферы, диноцисты, споры и пыльца тогда в силу ряда причин остались не до конца изученными. Материалы по фораминиферам, в частности, были переданы тогда Н.А. Фрегатовой из Камчатгеологии (ныне сотруднице ВНИГРИ), которая сохранила эти образцы и дала их предварительные определения (к сожалению, оставшиеся неопубликованными). В 2014 г. было решено посетить этот разрез еще раз, чтобы провести дополнительный отбор образцов из разреза на различные виды анализа с точной привязкой их к выделенным пачкам. В организованной ГИН РАН и ВНИГРИ экспедиции сотрудники ГИН были представлены Ю.Б. Гладенковым, С.И. Бордуновым, А.Ю. Гладенковым, а ВНИГРИ – А.В. Шостаком и другими. В 2016 г. детальное описание разреза с характеристикой его моллюсками опубликовано в статье Ю.Б. Гладенкова, в которой были рассмотрены проблемы его корреляции и возраста на состояние 2015 г. Особое внимание в статье обращено на определе-

ние возраста нижней части кайнозойского разреза района в связи с наличием противоположных точек зрения на эту проблему.

Собранные материалы обрабатывались в последние годы специалистами двух названных выше организаций. Сотрудниками ГИН РАН осуществлялось изучение моллюсков (Ю.Б. Гладенков), диатомовых водорослей (А.Ю. Гладенков), фораминифер (С.И. Бордунов), палинологического материала (Г.Н. Александрова). Изотопный анализ карбонатных конкреций провел Б.Г. Покровский. Палеомагнитные характеристики разреза анализировались В.Ю. Водовозовым и В.М. Трубихиным. Литологическое изучение пород проводил А.Р. Гептнер. Анализ тектоники охотоморского региона выполнен В.Д. Чеховичем. Сотрудники ВНИГРИ Т.Н. Дмитриева и Н.А. Фрегатова изучали фораминиферы. Основная работа по проведению полевых исследований и подготовке настоящей книги к публикации легла на сотрудников ГИН, прежде всего Ю.Б. Гладенкова, А.Ю. Гладенкова, С.И. Бордунова и В.Д. Чеховича, поэтому их имена поставлены в списке авторов первыми. Остальные авторы расположены в списке по алфавиту. Авторство разделов дано в оглавлении.

Книга состоит из двух частей: стратиграфической (7 глав) и приложения (фототаблицы). Текст сопровождают рисунки (40), фотографии обнажений (20), фототаблицы с палеонтологическими остатками (всего 28: моллюски – 5, фораминиферы – 14, диатомовые – 4, диноцисты – 7), фотографии 28 шлифов горных пород (7 таблиц).

Работа выполнена по теме ГИН РАН госзаказа № 0135-2018-0033 при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00199) и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН №17.

Общая редакция книги выполнена проф. Ю.Б. Гладенковым.

Издание удалось осуществить благодаря финансовой и организационной поддержке Федерального агентства по недропользованию (А.Ф. Морозов) и Межрегионального центра по геологической картографии (Н.В. Межеловский) в рамках издающейся ими серии аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России». Они отметили научную новизну книги, прикладную ценность изложенных в ней стратиграфических разработок ГИН РАН и прогностическую значимость для геологического картирования территории Дальнего Востока.

Глава 1

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА ПАЛЕОГЕНА И НЕОГЕНА БУХТЫ КВАЧИНА И РАСЧЛЕНЕНИЕ ЕГО НА ПАЧКИ

Осадочные толщи палеогена и неогена восточных районов России во многих отношениях слабо изучены. Это относится, в частности, к Камчатке, где активное изучение в 1940–1980-е годы широко развитых там кайнозойских образований сменилось в последние десятилетия свертыванием геологических работ, что отразилось в резком снижении числа соответствующих публикаций. К сожалению, многие из собранных ранее сведений, в частности по стратиграфии кайнозоя Камчатки, до сих пор не опубликованы, хотя они представляют сейчас и будут представлять в будущем большой интерес для всех геологов, исследующих дальневосточные регионы. Кроме того, эти данные становятся все более востребованными в связи с развернувшимися нефтегазопромышленными работами в шельфовых зонах Камчатки. Вот почему представляется полезным привести ранее не публиковавшиеся (или частично публиковавшиеся) материалы по некоторым опорным разрезам палеогена и неогена Западной Камчатки – этого труднодоступного района, который до сих пор исследован недостаточно. В данном обобщении дается описание одного из наиболее представительных кайнозойских разрезов региона – бухты Квачина Тигильского района Западной Камчатки, который хорошо обнажен и достаточно полно палеонтологически охарактеризован. Проявляемый интерес к нему не случаен, ибо выявление особенностей его строения может помочь в расшифровке геологического развития всего Западно-Камчатского региона и прилегающего к нему шельфа. При описании разреза основное внимание было уделено палеогеновым толщам, поскольку они по сравнению с отложениями неогена относительно слабо изучены.

Напомним, что обычно при структурном районировании Камчатки для кайнозоя выделяют три основные структурно-формационные зоны: Западно-Камчатскую, Центральную-Камчатскую и Восточно-Камчатскую. Интересующая нас Западно-Камчатская структурно-формационная зона включает в себя три структурно-фациальных района (с севера на юг это Паланский или Тевинский, Тигильский или Омгонский и Соболевский). Эти районы отличаются определенными особенностями литологического состава развитых в них формаций. На рис. 1 показаны местонахождения разрезов морского палеогена, которые были изучены ранее и материалы которых мы будем использовать далее. Нас будет интересовать прежде всего Тигильская зона, к которой относится описываемый ниже разрез и где расположены стратотипы всех горизонтов (или регионозональных) палеогена и неогена региона. Отметим, что, несмотря на определенные различия перечисленных структурно-фациальных зон, для них характерны и общие черты. Региону в целом было свойственно циклическое развитие в палеоген-неогеновое время, что нашло отражение в седиментационных (или, точнее, вулканоседиментационных) циклах и этапности развития органического мира (Гладенков, Шанцер, 1993). В палеогене осадконакопление здесь проходило обычно в относительно мелководных морях в условиях своеобразного нестабильного орогена, в отличие от обстановок островодужного режима Восточной Камчатки.

Ниже дано описание кайнозойского разреза, который является одним из опорных разрезов Тигильской зоны и расположен в бухте Квачина Западной Камчатки. Согласно Тектонической схеме, территория исследований относится в целом

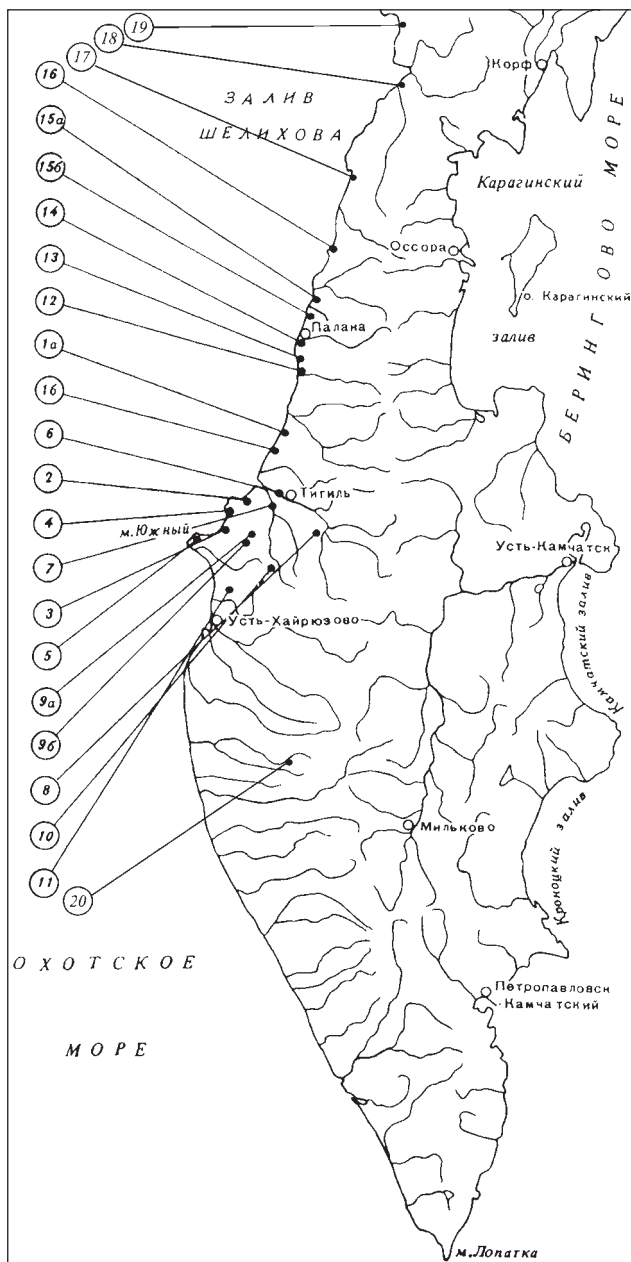


Рис. 1. Расположение изученных разрезов снатольско-ковачинского горизонта Западной Камчатки (Гладенков и др., 1991, с добавлением)

Тигильский район: 1 – Точилинская антиклиналь: а – северо-восточное крыло, б – юго-западное крыло; 2 – Майначский разрез; 3 – бухта Квачина (гора Увуч – гора Омбон); 4 – р. Морошечная; 5 – мыс Овра – устье р. Квачина; 6 – р. Тигиль; 7 – р. Напана (ручей Казали); 8 – р. Латаева; 9 – р. Снатол: а – верхнее течение, б – среднее течение; 10 – р. Квачина; 11 – р. Кавран, Паланский район: 12 – мыс Кахтанский; 13 – р. Пятибратка; 14 – устье р. Палана; 15 – р. Анадырка: а – северный разрез, б – южный разрез; 16 – мыс Кинкильский; 17 – бухта Подкагерная, 18 – бухта Чемурнаут; 19 – Маметчинский залив; 20 – р. Рассошина

к Утхолокской впадине одноименного прогиба (Сляднев и др., 2013). Расположение отдельных структур отображено на (рис. 2).

В обрывах морского побережья в 6 км восточнее устья р. Ковачина, впадающей в Охотское море, на сильно дислоцированных породах (крепкие неразмокающие черные алевролиты и песчаники), которые ранее обычно относили к мелу (а по нашим данным это нижний эоцен), с резким угловым несогласием и разрывом залегают среднеэоценово-нижнемиоценовые отложения, слагающие юго-западное крыло синклинали указанной бухты (или горы Увуч, рис. 3, 4, 5). Уже говорилось, что эти отложения с 1930-х годов изучались многими геологами. Среди них сотрудники ВНИГРИ Б.Ф. Дьяков (1936) и И.Б. Плешаков (1939), заложившие основы стратиграфии Тигильского района. Палеонтологические остатки (моллюсков) отсюда в разные годы изучали И.П. Хоменко, В.С. Слодкевич, А.П. Ильина, Л.В. Криштофович и др. В 40-х годах Л.В. Криштофович (1947) подвела итоги этого изучения и построила стратиграфическую схему палеогена и неогена Тигильского района, впервые выделив биостратиграфические зоны по комплексам моллюсков (зоны были намечены и в разрезе бухты Квачина). Позднее она же в ряде публикаций обосновала выделение на палеонтологической основе «горизонтов», которые прослеживаются, по ее мнению, во всех районах северной части Тихоокеанского кольца (Криштофович, 1961; Криштофович, Ильина, 1961). Созданная в 60–70-х годах стратиграфическая схема палеогена и неогена Западной Камчатки с выделением нескольких серий (тигильской, ковачинской, воямпольской и кавранской), включающих ряд свит, долгие годы служила основой геологосъемочных работ, хотя в нее позднее, в 80–90-е годы, приходилось вносить определенные поправки и дополнения в отношении возраста отдельных толщ (Решения..., 1998).

В разрезе бухты Квачина И.Б. Плешаков (1939) выделил две «толщи» – тигильскую и белесоватую. Этот разрез с той или иной детальностью изучали с 1952 г. геологи Камчатского геологического управления С.И. Сингаевский, Д.А. Бабушкин, Е.П. Кленов и др. (Геология..., 1964), а также специалисты из академических и отраслевых институтов – М.Я. Серова (2001) и другие. Как указывалось ранее, в 1984 г. его исследовали

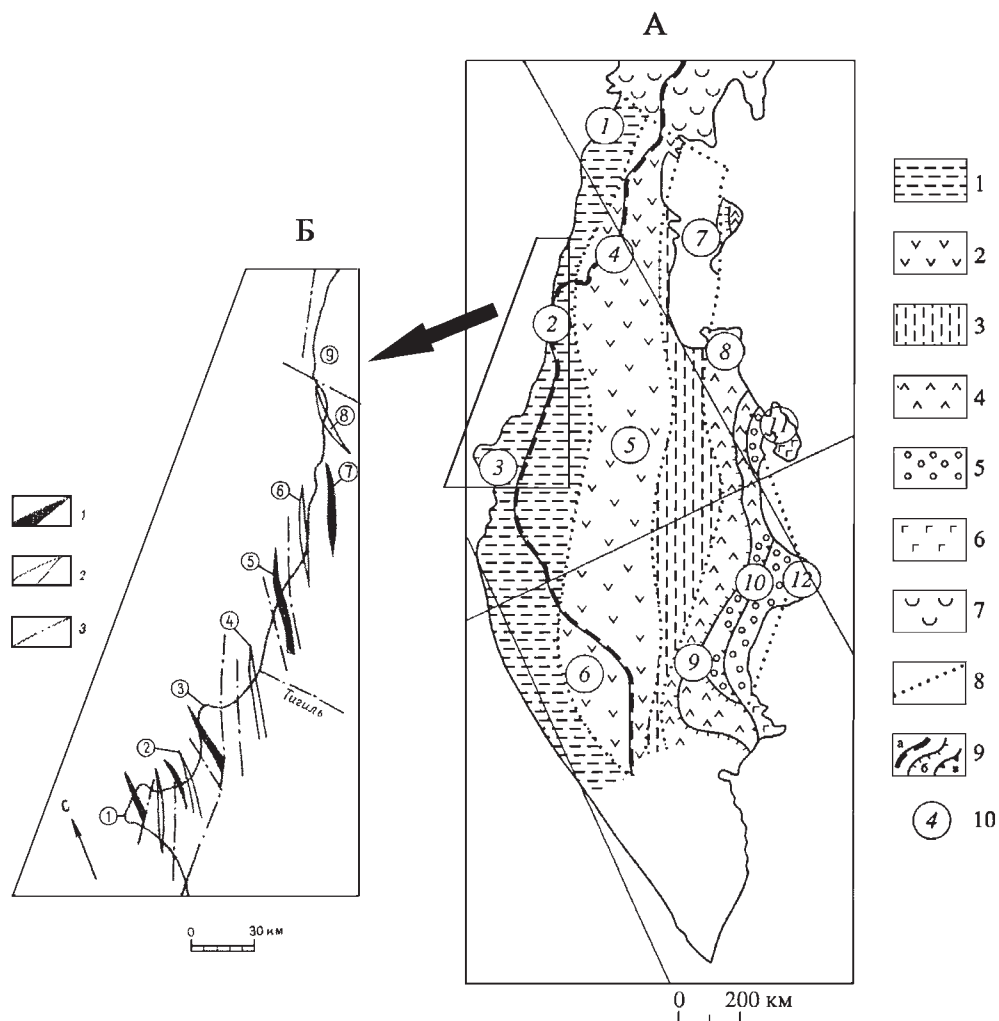


Рис. 2. Схема районирования кайнозоя Камчатки и тектонические структуры Западной Камчатки

А – Районирование кайнозоя Камчатки (по Шапиро и др., 1996): 1 – Западная Камчатка; 2 – зона Срединного хребта; 3 – Центрально-Камчатская депрессия; 4 – зона Восточных хребтов; 5 – Тешевский прогиб; 6 – зона Восточных полуостровов; 7 – Олюторская структурно-формационная область; 8 – границы структурно-формационных зон; 9 – главные надвиги (а – Лесновский, б – Велговский, в – Гречишкина); 10 – положение основных разрезов;

Б – Тектоническая схема побережья Западной Камчатки (Тигильский и Паланский районы) (Гладенков и др., 1991): 1 – антиклинали, 2 – синклинали, 3 – разрывные нарушения, цифры в кружках – номера структур (1 – Утхолокская горст-антиклиналь, 2 – Квачинская синклиналь, 3 – Снатольская антиклиналь, 4 – Тигильская синклиналь, 5 – Точилинская антиклиналь, 6 – Усть-Воямпольская синклиналь, 7 – Воямпольская антиклиналь, 8 – Пятибратская синклиналь, 9 – западная часть Лесновско-Паланского поднятия)

Рис. 3. Геологическая карта района бухты Квачина (Плешаков, 1939)

1 – четвертичные отложения; андезиты Утхолокского мыса; 3 – кавранская свита; 4 – воямпольская свита; 5 – тигильская свита; 6 – омгонская свита (мел); 7 – положение берегового разреза горы Увуч



довали сотрудники ГИН РАН Ю.Б. Гладенков, В.Н. Синельникова, А.Е. Шанцер, А.И. Челебаева, Г.М. Братцева (Гладенков и др., 1991, 1997). Однако описание этих толщ было сделано недостаточно полно, а определение фауны и флоры было дано только для нижней части разреза. К тому же не были приведены данные, появившиеся позднее в результате обработки палеонтологического материала (в частности, определение ископаемых моллюсков было закончено только недавно). Поэтому ниже дается более развернутое, чем раньше, описание этого уникального разреза, который охватывает интервал от низов эоцена до среднего миоцена включительно, с приведением списка моллюсков по пачкам. Разрез описан с учетом наблюдений, сделанных еще в 1984 г., когда он был разбит на 37 литологических пачек. Моллюски тогда были определены В.Н. Синельниковой и Ю.Б. Гладенковым, флора – А.И. Челебаевой, диатомовые (в верхах разреза) – Т.В. Орешкиной (2009). О проблемах возраста описываемых толщ будет сказано ниже.

В 2014 г. Ю.Б. Гладенков вместе с А.Ю. Гладенковым и С.И. Бордуновым (ГИН) снова посетил этот разрез, чтобы дополнительно изучить кайнозойские толщи и собрать новые образцы на разные виды анализов. Частично эти данные были использованы в недавней публикации Ю.Б. Гладенкова (2016). Вместе с ними в 2014 г. отбор геологических образцов провели и сотрудники ВНИГРИ, которые приняли участие в изучении микроостатков (см. далее).

1.1. Описание осадочных толщ палеогена и неогена горы Увуч (западное крыло синклинали)

В береговых обрывах бухты Квачина стратиграфически снизу вверх (от контакта с подстилающими их дислоцированными нижнеэоценовыми образованиями, относимыми ранее обычно к мезозою) залегают терригенные отложения среднего эоцена – неогена тигильской (пачки 1–13) и белесоватой (14–35) толщ, а также частично кавранской серии (36–37), слагающие западное крыло и центральную часть синклинали структуры горы Увуч (рис. 4, 5). Далее основное внимание будет уделено стратиграфическим проблемам

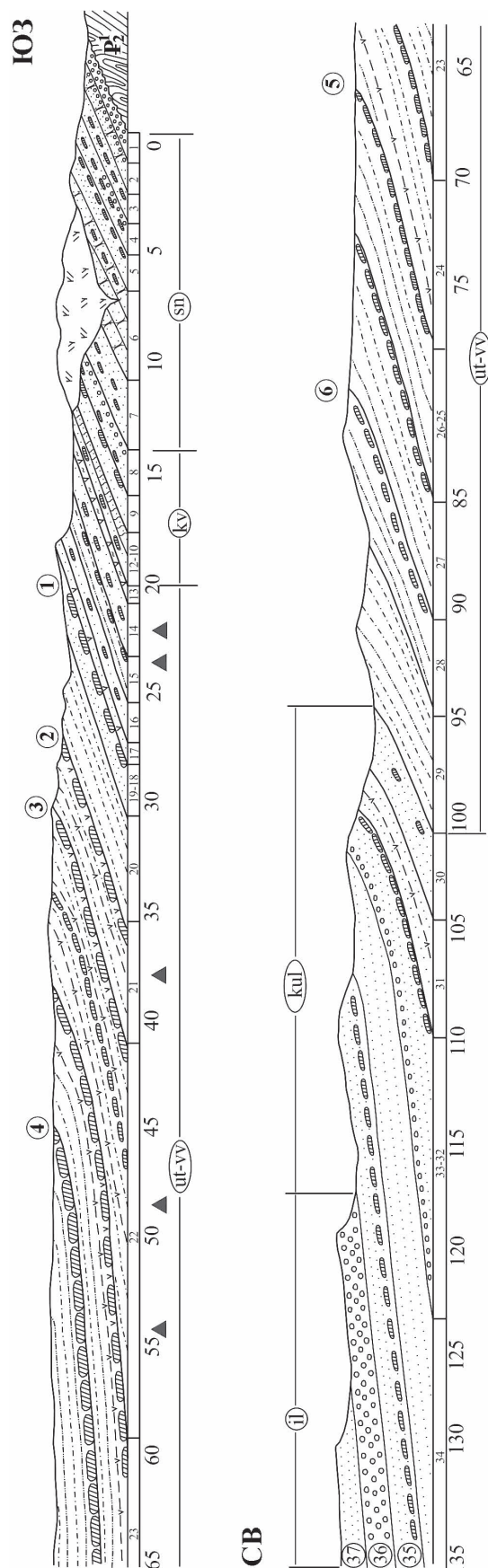


Рис. 4. Береговой разрез палеогена-неогена бухты Квачина (южное крыло синклинали, гора Увуч (Гладенков и др., 1991) Условные обозначения см. на рис. 5. Цифры в кружках – номера горизонтов крупных конкреций

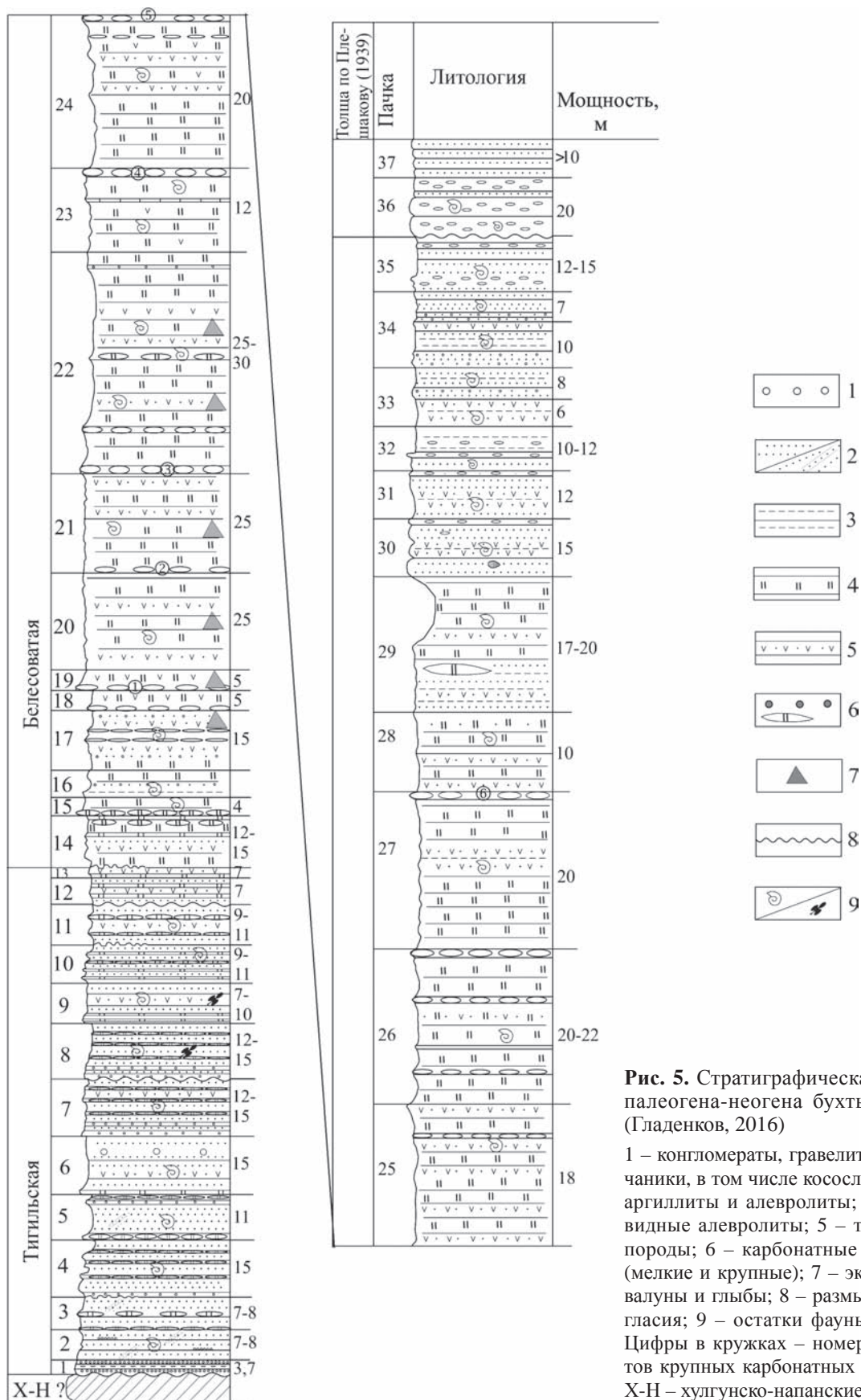


Рис. 5. Стратиграфическая колонка палеогена-неогена бухты Квачина (Гладенков, 2016)

1 – конгломераты, гравелиты; 2 – песчаники, в том числе косослоистые; 3 – аргиллиты и алевролиты; 4 – опоконидные алевролиты; 5 – туфогенные породы; 6 – карбонатные конкреции (мелкие и крупные); 7 – экзотические валуны и глыбы; 8 – размывы и несогласия; 9 – остатки фауны и флоры. Цифры в кружках – номера горизонтов крупных карбонатных конкреций; X-Н – хулгунско-напанские толщи

тигильской и белесоватой толщ, поэтому верхние свиты кавранской серии подробно не описываются.

Описание литологического разреза приводится по пачкам стратиграфически снизу вверх (рис. 5). Оно сопровождается сведениями по распределению в разрезе ископаемых моллюсков. После этого описания для сравнения приведены сведения о нижних слоях тигильской толщи соседних участков.

Затем отдельно дана литологическая характеристика пород (глава 2) и в специальных разделах приведены данные изучения выявленных в них палеонтологических остатков – по разным группам (глава 3).

Тигильская толща (средний – верхний эоцен)

1. Пачка конгломератов, залегающая на подстилающих породах с размывом и угловым несогласием. Конгломераты бурого цвета, ожелезненные, средне-мелкогалечные, с большим количеством неокатанных и плохо окатанных обломков. Матрикс песчаный. В обломках в основном подстилающие терригенные породы – черные крепкие аргиллиты и песчаники. В средней части прослой (1,5 м) серого размокающего витрокластического глинизированного *туфа* (1,5 м). В песчаниках отмечается мелкий углефицированный растительный детрит. Мощность 3,5–3,7 м.

2. Песчаники светло-серые, пепельные, средне-мелкозернистые, туфогенные, с гравием и мелкой галькой, рыхловатые или крепко сцементированные и ожелезненные (до бурых), похожие на отложения баров. Слоистость косая, прямолинейная, клиновидная, перекрестная. Для отдельных слоев характерны косослоистые текстуры. Отмечаются гнезда гравия, углистые линзочки и ярозит. Обнаружены редкие остатки моллюсков *Tivela snatolana*, *Macrocallista* cf. *snatolensis*, *Ostrea* sp., *Pitar* sp., *Mastra* sp. и многочисленные растительные остатки. Мощность 7–8 м.

3. Песчаники серые, мелкозернистые, алевритистые, с косослоистой текстурой. Внизу пласт карбонатных конкреций, серых внутри и коричневатых с поверхности, крепких. В средней части пачки карбонатные конкреции более мощные, с раздувами до 1,5 м в линзовидных телах. Присутствуют линзы конгломератов (0,1–0,3 м). Часто

отмечаются углистые линзы (5–30 см), местами в косослоистом залегании. Встречены остатки раковин моллюсков *Mya* sp., *Tivela* sp. и множество растительных остатков (детрита и обугленных обломков). Мощность 7–8 м.

4. Те же песчаники с полого-волнистой слоистостью, с галькой и гравием. В основании линзовидный пласт рыжих ожелезненных конгломератов (до 1 м), залегающий по неровной границе. Отдельные гальки из светлых туфов с пемзой. В двух метрах от подошвы горизонт конкреций (0,5 м), коричневатых с поверхности, шаровой и караваеобразной формы. В средней части пачки отмечаются четыре конкреционных прослоя. В конкрециях шишки и остатки моллюсков *Macrocallista* cf. *xenophonti*, *M.* cf. *tigilensis*, *Genota* cf. *snatolensis*, *Polinices* cf. *kamtschatica*, *Mya* sp., *Spisula* sp., *Yoldia* sp., *Dentalium* sp. Мощность 15 м.

5. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, рыхловатые, с углистым тонким детритом, со слабой горизонтально-полого-волнистой слоистостью. В основании горизонт конкреций (1×5 м), коричневых с поверхности. Вверху линзовидный пласт конгломератов (0,2–0,3 м). Встречены остатки эоценовых моллюсков *Thyasira snatolensis*, *Spisula snatolensis*, *Solen tigilensis*, *Scaphander snatolensis*, *Ficopsis* cf. *tuberculata*, *Yoldia* sp., *Mya* sp., *Cardita* sp. Мощность 11 м.

6. Песчаники темно-зеленые, среднезернистые, туфогенные, с массивной текстурой. *Лупокластический* материал представлен преимущественно витрокластикой, в меньшей степени кристаллокластами. В основании крупные карбонатные конкреции (0,5×3 м). Характерны отдельные шаровые конкреции (от 0,4–1,0 до 1,5 м) с растительным детритом и представительным комплексом моллюсков среднего эоцена (здесь и далее подчеркнуты доминантные формы): *Solen tigilensis*, *Mytilus kovachensis*, *Mya kovachensis*, *Cardita xenophonti*, *Ostrea* sp., *Acila kovachensis*, *Truncacila pleshakovi*, *Thracia kamtschatica*, *Brachidontes kovachensis*, *Anomya iljinensis*, *Macoma* sp., *Nemocardium* sp., *Musachia* sp., *Genota* sp. Это первая пачка с относительно богатым комплексом. Отмечены зубы акул и обломки раковин брахиопод, в конкрециях куски обугленных деревьев, остатки флоры (шишки, метасеквойя). Мощность 15 м.

7. Песчаники зеленоватые, средне-мелкозернистые, алевритистые, неяснослоистые, слабо-

сортированные, мусорные. В нижней части (5 м) выделяются три прослоя конгломератов (0,1–0,3 м) с отдельными валунами (до 0,4 м) вулканических пород. Отмечаются четыре-пять горизонтов карбонатных конкреций (от 0,3–0,4 до 1 м). В конгломератах много растительного детрита. В верхней части песчаники темные, почти черные. В верхней части выделяется пласт *лито-кристалло-витрокластического туфа* с отдельными зернами *глауконита*. Обнаружены моллюски: *Cardita tigilensis*, *C. xenophonti*, *Ostrea* sp., *Mya* sp., *Solen* sp., *Macoma* sp., *Mytilus* sp., *Crassatella* sp., *Nemocardium* sp., *Yoldia* sp. Мощность 13,5–15 м.

8. Песчаники зеленоватые, мелко-среднезернистые, в основании со средне-крупногалечными конгломератами (0,4–0,5 м). Конгломераты (два прослоя по 0,3–0,4 м) встречаются и выше. Отмечены четыре горизонта карбонатных конкреций (0,2–0,4 м). Встречаются остатки моллюсков *Cardita tigilensis*, *Solen* sp., *Mya* sp. и многочисленные мшанки и остатки флоры (*Pinus dorofeevi*, *Metasequoia* sp.). Мощность 12–15 м.

9. Песчаники зеленоватые, среднезернистые, массивные, *туфогенные*. В нижней части три горизонта карбонатных конкреций (0,2–0,4 м). В средней части пачки песчаники туфогенные, с глинизированной витрокластикой. Обнаружены остатки моллюсков *Cardita kovachensis*, *Solen* sp., *Yoldia* sp., *Nuculana* sp., *Nemocardium* sp. Флора представлена *Pinus dorofeevi*, *Fagus napanensis*. Мощность 7–10 м.

10. Песчаники серо-желтоватые, среднезернистые, массивные. Присутствуют четыре горизонта с карбонатными конкрециями (каждый мощностью 0,2–0,4 м с интервалом 2–3 м). Встречаются рассеянная мелкая галька и растительный детрит. Фауна эоцена представлена моллюсками *Cardita kovachensis*, *Delectopecten* cf. *kamtchaticus*, *Nuculana* sp., *Ostrea* sp. Мощность 9–11 м.

Трещины, отмеченные в песчаниках пачки 10, не продолжают в вышележащей пачке.

11. Песчаники серо-желтоватые, мелкозернистые, массивные, неслоистые, алевритистые, местами глинистые, с прослоями *туффитов*. Два-три горизонта редких карбонатных конкреций (0,2–0,3 м), в кровле конкреционный пласт. Встречаются многочисленные зерна глауконита. Фауна представлена *Cardita* cf. *kovachensis*, *Nuculana* sp., *Ostrea* sp., *Cuspidaria* sp., *Natica* sp.,

Limopsis sp., *Natica* sp., много остатков мшанок. Мощность 9–11 м.

Пачка сильно обводнена.

12. Слоистая песчано-аргиллитовая пачка. Нижняя часть желтовато-серая, верхняя – голубоватая за счет появления аргиллитов. Песчаники серые, туфогенные, с небольшими валунами и галькой. Галька состоит из эффузивов, черных аргиллитов, углистого материала. В основании прослой (до 0,3 м) гравия и гальки (3 см). Два прослоя темно-серых туфоаргиллитов (5–10 см). Присутствует обводненный горизонт конкреций (0,2–0,3 м), развитых, видимо, по туфу. Встречены остатки *Solen* sp. Мощность 6–7 м.

13. Туфоалевролиты серые, с поверхности коричневатые, крепкие, слоистые, с плитчатой отдельностью (0,4–1,5 м), чередующиеся с более мягкими зеленоватыми *туффитами* – глинистыми туфоалевролитами, наполненными мелкими многочисленными обломками раковин. Вверху караваеобразные тела карбонатных конкреций (0,2–0,4×0,5–2 м). Среди эоценовых моллюсков встречаются *Cardiomya ochotensis*, *Cardita pleschakovi*, *Limopsis* sp., *Delectopecten* sp., *Solen* sp., *Dentalium* sp., *Ostrea* sp., *Anomya* sp., *Hataiella* sp., *Margarites* sp., *Polinites* sp., *Turritella* sp., присутствуют мшанки. Мощность 5–6 м.

Пачки 12 и 13, видимо, составляют *туфогенный горизонт*, выделенный И.Б. Плешаковым (1939).

В верхней части тигильской толщи отмечают редкие мелкие глендониты.

Белесоватая толща (олигоцен – нижний миоцен)

14. Слоистая пачка коричневатых туфоалевролитов (четыре пакета), чередующихся с туфопесчаниками (до 1 м) и туффитами. В нижней части линзовидное тело, а вверху линзовидный горизонт карбонатных конкреций размером 0,4×10 м. В самом веру алевролиты крепкие, фарфоровидные (2 м). Мощность 12–15 м.

15. Пачка коричневых аргиллитов — слоистых, кремнистых, очень крепких, выбеленных, с прослоями глинистых туфов (5 см), с отдельными карбонатными конкрециями и горизонтом массивных крепких карбонатных конкреций (0,4–0,5×1–1,5 м) в основании, приуроченным, видимо, к ту-

фогенным породам. В конкрециях растительный детрит и мелкая галька. Обнаружены остатки раковин моллюсков плохой сохранности: *Delectopecten kamchaticus*, *Yoldia* sp., *Turritella* sp. Мощность 4 м.

16. Алевролиты песчанистые, туфогенные, слоистые, с многочисленными мелкой галькой и гравием, растительным детритом, отдельными конкрециями (0,4×0,5 м), редкие глендониты. Мощность 10 м.

17. Внизу (около 10 м) обводненная пачка туфогенных пород, состоящая из слоев туфов и черных песчаников. Более плотные разности чередуются с менее плотными. Присутствуют два горизонта конкреций (0,5×0,7 м). Вверху псаммитовые породы с мелкой галькой и одним крупным валуном. Три водоносных горизонта по туфу. Моллюски представлены *Yoldia* aff. *longissima*, *Portlandella* cf. *cerussata*, *Delectopecten kamchaticus*, *Cardita* sp. Мощность 15 м.

18. Туфогенные алевролиты коричневатые, слоистые, с горизонтами конкреций (0,3–0,4 м) в основании, с прослоями псаммитовых туффитов с мелким гравием, тонкими прослоями черных и осветленных туфов (5 см). Мощность 5 м.

19. В основании *первый* мощный конкреционный горизонт (0,5–0,7 м). Выше туффит зеленоватый, псаммитовый, массивный, крепкий, с прослоями (0,1–0,2 м) черных, коричневатых и белесых аргиллитовых *туфов*. В туфопесчаниках галька и небольшие валуны. Моллюски представлены *Yoldia* sp., *Delectopecten* sp., *Dentalium* sp., *Nuculana* sp., *Macoma* sp. Мощность 5 м.

20. Туфоаргиллиты темно-серые, с поверхности коричневатые, очень крепкие, кремнистые, массивные, неразмокающие, с прослоями (от 3–4 до 10 см) глиен, развивающихся, видимо, по туфу. При выветривании дают белесую желтоватую кремнистую щебенку и плоские куски с кольцами Лизеганга, звенящие при ударе. Слои (0,2–0,5 м) обычно разделены глинистыми туфами. В средней части две крупные конкреции (0,7×2,5 м). Иногда слои желтеют за счет ярозита. Обычно породы фарфоровидные. Моллюски олигоцена представлены *Delectopecten utcholakensis*, *Yoldia* cf. *pennulata*, *Dentalium* sp., *Nuculana* sp., *Macoma* sp., *Malletia* sp., *Cardita* sp. Отмечены остатки диатомовых. Мощность 25 м.

21. В основании *второй* горизонт массивных карбонатных темно-серых конкреций (тела от

0,5–0,7×2,5–3 м). Выше тонкое чередование коричневатых крепких кремнистых аргиллитов (до кремней) и глинистых туфов (5–10 см). Слои образуют пакеты 0,5–0,2 м. Породы крепкие, неразмокающие, с остроугольной щебенкой, фарфоровидные. Фауна моллюсков представлена *Macoma* sp., *Lyocyma* sp., *Nuculana* sp., *Portlandella* sp. Мощность около 25 м.

22. В основании *третий* горизонт массивных карбонатных конкреций (0,7–1×2–3 м). Выше аргиллиты и туфоаргиллиты слоистые, желтовато-коричневатые с поверхности и от серых до темно-серых и черных внутри слоев, кремнистые, звенящие при ударе. Некоторые слои с сильным окремнением – до кремней. В 7 м от основания отмечены конкреционные линзы карбонатов (0,3–0,4 м). В 7 м выше этих линз обводненные туфогенные породы с опоконидными слоями, в которых отмечены прослои глинистых разностей (до 5 см). Над ними, 7–8 м выше, конкреции по обводненному туфу (0,5 м). В средней части пакет (4 м), обогащенный туфами с прослоями 0,2–0,3 м. В самом верш шаровые карбонатные конкреции (0,4 м). Отмечены *Macoma* sp., *Yoldia* cf. *posneri*, *Y.* cf. *pennulata*, *Macoma* sp., *Laternula* sp., *Cuspidaria* sp., *Nuculana* sp., *Delectopecten* sp., *Acila* sp., *Lima* sp. В целом для пачки типичны коричневатые с поверхности породы, внутри слоев к их центру цвет пород меняется от серого до темно-серого и черного. Мощность 25–30 м.

На пляже отмечаются эрратические глыбы вулканических пород, которые, возможно, вымыты из пачек 20–22.

23. Туфоаргиллиты, сходные с вышеописанными. В 5 м от подошвы карбонатные конкреции (0,5×1 м), развивающиеся, видимо, по туфу, при выветривании светлеют, делаются кофейными, кремовыми, светло-серыми. Вверху *четвертый* горизонт с крупными конкрециями (0,7–1,5×2–3 м). В породах растительный мелкий детрит, иногда черная мелкая галька аргиллитов и эффузивов. Моллюски олигоцена представлены *Macoma* cf. *semizuensis*, *Portlandella* sp., *Nuculana* sp., *Laternula* sp. Встречены следы илоедов, остатки шишки. Мощность 12 м.

24. Те же аргиллиты, представленные чередованием коричневатых и желтоватых разностей (0,1–0,3 м), с мелким растительным детритом и галькой. Вверху *пятый* горизонт с крупными карбонатными конкрециями (0,5–1,5×3 м). В 2 м

ниже этого горизонта две крупные конкреции (1×3 м) и более мелкие конкреции, развитые по туфу. Моллюски представлены *Macoma cf. semi-zuensis*, *Portlandella cf. orientalis*, *Laternula* sp., *Nuculana* sp. Мощность 10–15 м.

25. Те же слоистые аргиллиты с прослоями обводненных туфов. В верхней части встречены отдельные конкреции (0,5–1 м). В 6–7 м от кровли горизонт караваяобразных конкреций (0,3–0,5 м). Вверху прослой обводненного туфа (0,3 м). Обнаружены моллюски *Yoldia cf. orientalis*, *Macoma* sp., *Laternula* sp., *Modiolus* sp. Мощность 18 м.

26. Туфоалевролиты слоистые (мощность слоев 0,3–0,4 м), темно-серые, коричневатые, с прослоями глинистых туфов (0,1 м) голубоватых, выбеленных, фарфоровидных, с тонким растительным детритом и отдельной мелкой галькой. Вверху хорошо заметный прослой обводненного туфа (0,3 м), вдоль которого расположены конкреции (0,5 м), одна из которых крупная (1,5×3 м). В 7, 12 и 15 м ниже этого прослоя туфа отмечены караваяобразные и шаровые карбонатные конкреции (0,3×0,5 м). Встречены *Thyasira cf. disjuncta ochotica*, *Yoldia cf. pennulata*, *Yoldia* sp., *Portlandella* sp., *Nuculana* sp., *Macoma* sp., *Laternula* sp., *Modiolus cf. tichanovichi*, *Cardium* sp., *Turritella* sp., *Malletia* sp., *Thyasira* sp. Мощность 20–22 м.

27. Внизу (20 м) те же кремнистые полосчатые туфоалевролиты, чередующиеся с тонкими прослоями глин, туфов и песчаников (0,1–0,3 м), с шаровыми конкрециями. Вверху (20 м) породы менее слоистые, более песчаные, с линзами алевролитов. В кровле шестой горизонт крупных карбонатных конкреций (1,2–3 м). Встречены моллюски *Macoma* sp. (крупные), *Laternula* sp., *Yoldia cf. pennulata*, *Y. posneri*, *Thyasira* sp., *Epitonium* sp. Мощность 40 м.

28. Те же тонкослоистые кремнистые породы с отдельными крупными карбонатными конкрециями (до 1 м) и прослоями глинистых туфов (0,1 м). Появляются песчаные породы от грубозернистых до мелкозернистых. Фауна представлена моллюсками *Delectopecten cf. pedroanus*, *Laternula cf. besshoensis*, *Portlandella* sp., *Macoma* sp., *Musculus* sp., *Chlamys* sp., остатками морского ежа и хвоста рыбы. Мощность 10 м.

29. Полосчатая пачка коричневатых туфоалевролитов с прослоями туфов. Породы кремнистые, звенящие при ударе, голубоватые при выветривании, с тонким растительным детритом, карбонат-

ными конкрециями по туфам (0,2–0,3 м), в нижней части более песчаные и более массивные, с отдельными конкрециями (до 0,5 м). Фауна верхов олигоцена представлена *Modiolus ochotensis*, *Macoma* sp., *Laternula cf. besshoensis*, *Thyasira* sp. Мощность 17–20 м.

Пачки 28–29 могут рассматриваться как переходные от кремнистых пород к песчаным. В них песчаники чередуются с окремненными породами, которые залегают линзообразно.

30. Песчаники зеленоватые, крепкие, массивные, неяснослоистые. Вверху местами конкреции в виде линз. Прослой туфогенных разностей. В самом низу одна шаровая конкреция. Встречены остатки моллюсков *Clinocardita cf. decoratum*, *Modiolus* sp., *Papyridea* sp., *Glycymeris* sp., *Laternula* sp., *Yoldia* sp. Мощность 15 м.

31. Песчаники серо-коричневые, выбеленные, крепкие, массивные. В средней части два обводненных туфовых прослоя (0,3–0,5 м), единичные шаровые конкреции (0,5 м). Вверху пласт туфа с конкрециями (0,4 м). Моллюски верхов олигоцена–нижнего миоцена представлены *Nuculana cf. mironovi*, *Yoldia chojensis*, *Mya truncata*, *Clinocardium cf. decoratum*, *Serripes* sp., *Thyasira cf. disjuncta ochotica* (крупные). Мощность 12 м.

32. Глинистые песчаники и алевролиты коричневатые с поверхности, выбеленные, крепкие, неразмокающие, с прослоями обводненных туфоалевролитов (7 прослоев по 0,1–0,3 м), с редкой мелкой галькой, отдельными конкрециями по туфам (в 3 м от подошвы). В основании массивный песчаник (3 м) с остатками раковин. Встречены моллюски олигоцена–нижнего миоцена: *Yoldia chojensis*, *Laternula cf. sakhalinensis* (крупные), *Turritella* sp., *Panomya* sp., *Chlamys* sp., *Modiolus* sp. Здесь же внизу отмечены диатомовые верхнего олигоцена с *Rocella gelida* и др. (Орешкина, 2009). Мощность 10–12 м.

33. Песчаники зеленовато-серые, выбеленные, внизу более грубозернистые, с галькой. В нижней части преобладают полосчатые глинистые песчаники с 6–7 прослоями более мягких глинистых туфов (0,1 м). Отмечаются коричневатые алевролиты и редкие конкреции по туфам. Остатки моллюсков нижнего миоцена представлены *Yoldia orientalis*, *Y. cf. chojensis*, *Crepidula cf. ungana*, *Mytilus ochotensis*, *M. cf. tichanovichi*, *Mya* sp., *Serripes* sp., *Glycymeris* sp., *Laternula* sp., *Turritella* sp., *Taras* sp., *Spisula cf. onnechiuria*, *Laternu-*

la sp., *Eptonium*. Отмечены *Balanus* sp. (крупные). Мощность 14–15 м.

34. Песчаники зеленовато-серые, массивные, глинистые, мусорные, с галькой, с ходами илоедов. В основании конгломераты (3,5–5 м). В средней части глинистый туф (до 1–1,5 м). Встречены моллюски нижнего миоцена: *Yoldia thraciaeformis*, *Y. chojensis*, *Mya* sp., *Modiolus* sp., *Chlamys* sp. В самой нижней части отмечены диатомовые нижнего миоцена с *Thalassiosira* aff. *praepraga* и др. (Орешкина, 2009). Мощность 17 м.

35. Песчаники зеленовато-серые, белесоватые, внизу два горизонта конкреций по туфам (0,3 м через 2 м), вверху, в 2 м от кровли, конкреционные разности (около 1 м). Моллюски представлены *Crepidula* cf. *ungana*, *Modiolus* sp., *Mya* sp., *Spisula* sp. Мощность 12–15 м.

Кавранская серия (средний миоцен)

36. Конгломераты крупногалечные, с крепким песчаным цементом, массивные, с крупными валунами. Залегают с размывом. Галька окатанная и плохоокатанная, состоит из подстилающих пород. Отмечаются косослоистые текстуры, линзы песчаников. Местами скопления (до 1–1,5 м) раковин моллюсков среднего миоцена *Modiolus wajampolkensis*, *Mytilus* cf. *ochotensis*, *Chlamys* cf. *kaneharai*, *Arca* cf. *watanabei*, *Papyridea securiformis*, *Thracia kavranensis*, *Mya* cf. *cuneiformis*, *M. grewingki*, *Serripes groenlandicus*, *Macoma* cf. *osacaensis*, *Crassicardia pvela*, *Pododesmus* cf. *macroshisma*, *Ostrea* sp., *Acmaea paleomitra*, *Colus* aff. *rekinnensis*. Отмечены находки зубов *Desmostilidae*, остатки *Balanus* sp., остатки дерева. Мощность около 15–20 м.

37. Песчаники зеленовато-серые, средне-крупнозернистые, слоистые, с галькой. В некоторых гальках перебитые раковины моллюсков (*Thyasira* sp. и др.) из подстилающих слоев. Моллюски: *Serripes groenlandicus*, *Yoldia* cf. *nabiliana*, *Phacoides* sp., *Thracia* sp., *Taras* sp., *Caliptrae* sp. Мощность более 10 м.

Конгломераты и песчаники пачек 36 и 37 залегают в осевой части синклинали.

Общая мощность описанных толщ около 470 м (тигильская и белесоватая толщи соответственно около 132 и 337 м).

Как уже говорилось, описанные выше палеогеновые толщи с размывом и угловым несогласием залегают на дислоцированных, перемятых в складки породах (темные, крепкие аргиллиты и песчаники), ранее обычно относимых к мелу. От этого контакта палеогеновые слои падают здесь в восточном направлении, слагая нижнюю часть синклинали горы Увуч (углы падения от 12–15° у контакта до 0 в осевой части синклинали). Подстилающие «черные» породы, относимые раньше к мезозою, в результате наших работ получили иной возраст – низы эоцена (см. подробно далее). Западнее контакта эти породы прорваны небольшим интрузивным телом основного состава, которое к западу по тектоническому разлому контактирует с отложениями верхней части белесоватой толщи и кавранской серии (ильинская, кертская, этолонская и, видимо, эрмановская свиты). Они слагают здесь крыло синклинали структуры нижнего течения рек Снатол и Ковачина с падением слоев в западном направлении. В данной работе эти отложения не описываются.

1.2. Описание нижних слоев тигильской серии палеогена соседних участков

Нижние пачки тигильской толщи отмечены еще в ряде обнажений (А–В) по морскому побережью Охотского моря: во-первых, северо-восточнее от описанного контакта – (А) у мыса Омбон и (Б) у мыса Бабушкина (Майначский разрез), а вторых, западнее – (В) у мыса Овра (руч. Кольхач).

Разрез А (рис. 6)

В береговых обрывах морского побережья Охотского моря у мыса Омбон, в 1,5 км севернее устья р. Морошечная, на вулканических и осадочных породах мезозоя через зону дробления и разломов залегают осадочные образования палеогена, слагающие северное крыло Увучинской синклинали и соответствующие по стратиграфическому положению нижней части разреза южного крыла синклинали. Стратиграфически снизу вверх здесь отмечают:

1 – Песчаники серые, среднезернистые, мусорные, рыхловатые, с галечкой. Содержат линзочки и прослой (от 0,1 до 1 см) углистых пород 4 м

2 – Песчаники разномзернистые, слоистые, серовато-рыжеватые, с глинистыми прослоями (несколько см), туфогенные (здесь отмечены фораминиферы снатольского уровня – см. далее)..... 10 м

3 – Те же песчаники, но более слоистые, с песчано-карбонатными конкрециями (до 0,5 м), с раковинами морских моллюсков *Macrocallista* cf. *snatolensis*, *Tivela* cf. *snatolana*, *Genota* *snatolensis*, *Ostrea* sp., сверху – *Solen* cf. *tigilensis*, *Mytilus* cf. *kovachensis*, *Cardita* cf. *xenophonti* и др..... 10 м

4 – Далее в направлении к р. Морошечной отмечаются оползни глинисто-песчаных пород (с отдельными конкрециями до 0,4 м), которые наращивают разрез до 40–50 м?

5 – К югу от устья р. Морошечной вскрыты алевролиты серые, мелкооскольчатые, глинистые, размокающие, с двумя конкреционными горизонтами по 0,2 м 5–6 м

6 – Туфоалевролиты серые, слоистые, размокающие, с прослоями витрокластических туфов 0,1 м, иногда выбеливающихся, с мелкими карбонатными конкрециям (1–5 см через 0,1 м)..... до 15 м

7 – Выше залегают преимущественно алевролитовые породы с карбонатными конкрециями (0,1–0,6 м), с редкими маленькими глендонитами. Отмечены раковины моллюсков – *Cardita* cf. *kovachensis*, *Nuculana* sp., *Yoldia* sp. *Macoma* sp., *Thyasira* sp., *Turritella* sp., *Turricula* sp. Эта толща образует оползни, что не позволяет точно оценить ее мощность. Условно мощность можно считать в несколько десятков метров (?).

8 – Туфопесчаники зеленоватые, с галькой, с прослоями кремнистых туфоалевролитов, алевролитов и мягких глинистых туфов (0,1–0,4 м). Роль кремнистых пород – твердых, неразмокающих, часто коричневатых и выбеливающихся – увеличивается сверху. В песчаниках обломки черных аргиллитов и растительного детрита 25 м

9 – Толща кремнистых туфоалевролитов с прослоями туфов и отдельными конкрециями. Редкие выщелоченные остатки мелких глендонитов. Среди моллюсков отмечены *Macoma* sp., *Later-nula* sp., *Nuculana* sp., *Yoldia* sp. Мощность толщи, видимо, достигает несколько десятков метров. Она слагает часть северного крыла Увучинской синклинали, переходя в верхах разреза в песчаники и конгломераты, которые приурочены к оси синклинали.

Пачки описанного разреза 1–7 могут сопоставляться в общем со слоями тигильской толщи ос-

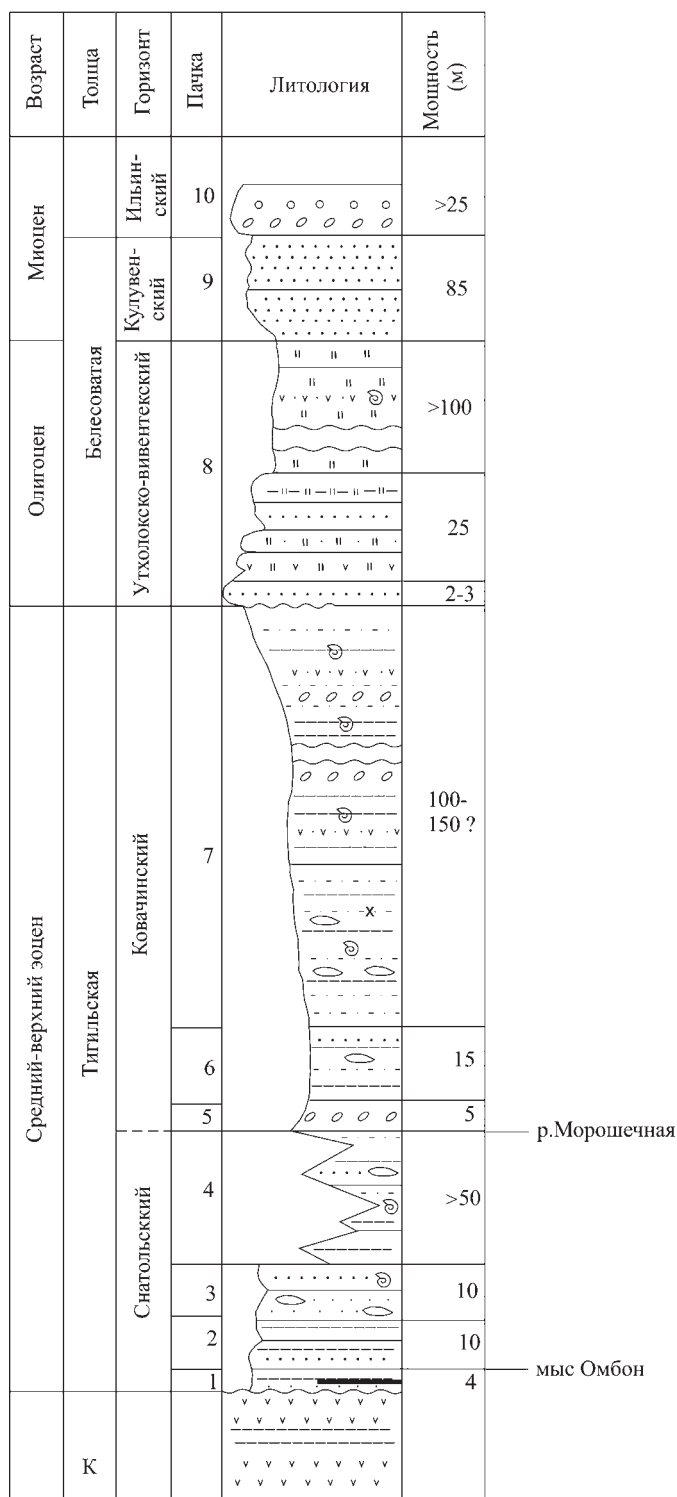


Рис. 6. Разрез палеогена на северном крыле синклинали у мыса Омбон – р. Морошечная
Условные обозначения см. на рис. 5

нового разреза бухты Квачина (снатольско-ковачинский интервал), а 8–9 – с пачками белесоватой толщи (горизонты воямпольской серии).

Разрез Б

Подробная характеристика палеогена Майначского разреза приведена в книге (Гладенков и др., 1992) и поэтому здесь опускается. Отметим только, что в основании разреза залегает толща конгломератов с линзами песчаников – до 160 м мощности, которая вверх переходит в песчаники с моллюсками (*Pitar*, *Milhta*, *Tivela*) снатольского горизонта – более 100 м. Выше они перекрыты алевrolитами ковачинского горизонта (до 85 м) с фауной, в которых присутствуют пропластки туфов.

Разрез В (рис. 7)

Южнее мыса Овра (около устья руч. Кольхач) на толще переслаивания песчаников и темных алевrolитов с солоноватоводными корбикулами и отпечатками листьев платана, веточек таксодиевых с размывом и угловым несогласием залегают породы снатольского и ковачинского горизонтов – с конгломератами (от 5 до нескольких метров) и часто косослоистыми песчаниками (до 12 м). В песчаниках отмечены типичные для эоцена моллюски и фораминиферы (по определением М.Я. Серовой, В.Н. Бенямовского и С.И. Ступина) (подробно см.: Гладенков и др., 1997).

Приведенные данные заставляют думать, что базальные слои разрезов бухты Квачина и трех

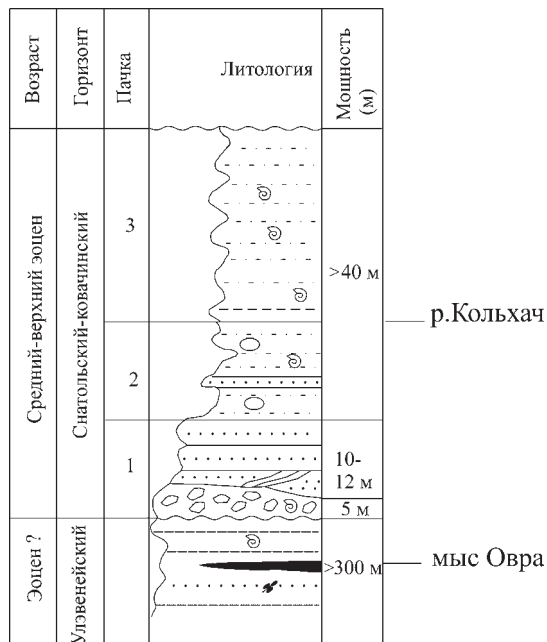


Рис. 7. Разрез палеогена у мыса Овра – р. Кольхач
Условные обозначения см. на рис. 5

упомянутых выше участков (разрезы А, Б, В) принадлежат одному и тому же уровню – снатольскому горизонту, т.е. среднему эоцену. Они маркируют начало крупной морской трансгрессии, которая проявилась практически на всей Камчатке.

Глава 2

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД РАЗРЕЗА БУХТЫ КВАЧИНА

Полевые и камеральные исследования пород квачинского разреза проводились с учетом данных по соседним разрезам Тигильского района. Сочетание оригинальных и литературных материалов по литологическим формациям палеоцена, эоцена и олигоцена дало основание сделать ряд выводов по особенностям строения и истории накопления палеогеновых толщ.

2.1. Общие замечания о литологии разреза бухты Квачина

Описание кайнозойского разреза бухты Квачина, осуществленное Ю.Б. Гладенковым и приведенное в предыдущих разделах, позволяет осветить его некоторые общие литологические особенности. В дополнении к этому петрографическое изучение шлифов, проведенное А.Р. Гептнером (см. далее), сделало возможным охарактеризовать специфику вещественного состава пород. Среди особенностей литологического строения разреза обращает на себя внимание следующее.

Цикличность и слоистость

В разрезах тигильской и белесоватой толщ бухты Квачина можно выделить цикличность разного порядка. Эти толщи от подошвы до кровли (пачки 1–35) могут рассматриваться в целом как значительный седиментационный цикл первого порядка, который соответствует возрастному ин-

тервалу от среднего эоцена до нижнего миоцена включительно (хотя этот цикл может относиться в системе общей седиментационной цикличности кайнозою Камчатки к разряду подциклов). Общая мощность около 450 м.

В этом цикле отмечаются три части: нижняя (пачки 1–13 – тигильская толща), средняя (пачки 14–29 – низы белесоватой толщи) и верхняя (пачки 29–35 – верхи белесоватой толщи). Тигильская толща представлена в основном мелководными прибрежными фациями (песчаники, конгломераты, гравелиты, которые к верхам разбавляются алевролитами). В этих отложениях часто отмечаются косая слоистость, небольшие размывы, углистые линзы, остатки флоры, куски деревьев, шишки и раковины мелководных моллюсков. Отдельные слои с глауконитом. В терминальной части тигильской толщи (пачки 12–13) отмечается заметное присутствие туфогенных пород (возможно, это «туфогенный горизонт» И.Б. Плешакова).

Средняя часть осадочного цикла включает в основном кремнистые туфоалевролитовые, диатомитовые и туфогенные породы, в нижней половине отмечаются отдельные глыбы магматических пород. Для средней части характерна слоистость пород, обусловленная чередованием слоев туфоалевролитов 0,1–0,3 м и туфов мощностью от нескольких сантиметров до 0,1–0,2 м. Туфы в обнажении маркируются глинистыми слоями, развивающимися по туфам и часто обводненными. Встречаются редкие маломощные глауконитовые прослои. Характерны остатки относительно мелководных моллюсков. Эта часть в целом соответствует утхолокско-вивентекскому горизонту. Специально отметим, что значительная часть белесоватой толщи, включающая возрастные аналоги

утхолоско-вивентекского горизонта (олигоцена) мощностью около 290 м, относится к осадкам, сформировавшимся в условиях лавинной седиментации. Расчеты показывают, что их скорость накопления можно оценить около 290 мм/тыс. лет.

Верхняя часть седиментационного цикла характеризуется песчаниками и гравелитами с прослоями алевролитов и комплексами относительно мелководных моллюсков. Эта часть соответствует кулувенскому горизонту.

Перерывы и размывы

В разрезе отмечаются два крупных перерыва и размыва – в основании тигильской и кровле белесоватой толщ. Нижний из них маркирует угловое несогласие между комплексами дислоцированных пород верхнего эоцена и отложениями среднего эоцена – нижнего миоцена. Верхний перерыв соответствует контакту между описанным седиментационным циклом и кавранской серией миоцена. В тигильской толще отмечаются также несколько более мелких размывов, в частности в основании пачек 4, 8, 11, 12 и 14. Небольшие размывы отмечаются также в пределах пачек 30–35.

Следы вулканизма

Весь изученный разрез фактически вмещает в той или иной степени прослой туфогенного материала. Первые прослой туфа выявлены в пачках 6, 7, 9 и в «туфогенном» горизонте (пачки 12, 13). Начиная с пачки 14 фактически до пачки 30 туфовый материал является характерным для всех пород (туфоалевролиты, туфоаргиллиты, туфодиазомиты), а прослой глинистых пород, развитых по туфам, типичны для всей белесоватой толщ.

Карбонатные конкреции

Для описанного разреза характерно присутствие большого количества карбонатных и песчано-карбонатных конкреций разной формы и размера. В нижней части разреза (пачки 1–13) отмечаются конкреции шаровой и линзообразной формы от 0,3–0,4 до 1,5 м. В ряде случаев конкреции собраны в линзы (1,0–1,5 м) и караваи. В пачках 4–5 отмечены сидеритовые конкреции

с коричневатой поверхностью. В пределах белесоватой толщи (пачки 14–29) отмечаются конкреции двух типов: собранные в горизонты и рассеянные по породе. Последние обычно имеют шарообразную форму и достигают размера от 0,2–0,3 до 0,5 м.

В белесоватой толще четко выделяются шесть горизонтов крупных конкреций: в основаниях пачек 19, 21, 22, на границе пачек 23 и 24, 24 и 25, 27 и 28. Обычно конкреции в этих горизонтах и линзах (2–3 м) достаточно крупные – от 0,5–0,7 до 1,5 м. Некоторые конкреции приурочены к прослоям туфов. В верхней части белесоватой толщ отмечаются песчано-карбонатные конкреции.

Рассеянная галька и глыбы

По всему разрезу отмечается значительное присутствие галечного материала. Его особенно много в тигильской толще и в самых верхах белесоватой толщи (кулувенский горизонт). Рассеянная галька встречается и в других частях разреза. Обращает на себя внимание присутствие крупных экзотических глыб в пачках 17–22. Обычно глыбы представлены вулканическими породами, частично окатанные, частично неокатанные, размером до нескольких метров. Изучение шлифов показало, что среди них встречаются базальты, андезиты и диориты (один из образцов, амфиболовый кварцевый диорит, имеет гипидиоморфно-зернистую структуру; его состав – плагиоклаз 70–75%, амфибол 20–25%, кварц 5%; акцессории – апатит, магнетит, ортит).

Условия формирования палеогеновых и неогеновых осадочных комплексов, которые накапливались в шельфовых зонах тектонически активной альпийской складчатой области Дальнего Востока, в значительной мере определяли, видимо, тектонические процессы, а также явления эвстатической природы (с периодами от первых миллионов лет и меньше).

При изучении кайнозойских толщ вышеназванного района отбирались образцы горных пород, которые впоследствии были расшлифованы. Изучение шлифов А.Р. Гептнером позволило выявить многие особенности состава разных типов пород, которые получили важную дополнительную характеристику.

2.2. Некоторые особенности вещественного состава палеогеновых и неогеновых отложений (по данным петрографического исследования шлифов)

В исследованных шлифах (всего описано около 60 шлифов) четко выделяются три группы пород: 1) песчаники разномасштабные со слабо окатанным обломочным материалом, 2) алевролиты, содержащие большое количество неравномерно рассеянных в породе мельчайших кварцевых обломков, и 3) карбонаты, составляющие цемент песчаников или целиком слагающие породу (конкреции), иногда с хорошо сохранившимися панцирями диатомовых водорослей. Основными объектами петрографического исследования были алевролиты и карбонатные породы (конкреции).

По петрографическому составу и строению отложения белесоватой толщи бухты Квачина идентичны отложениям вивентекского горизонта тигильской структурно-фациальной зоны Западной Камчатки. Алевролиты однородного состава распространены на разных уровнях белесоватой и кавранской толщ. В них в разном количестве постоянно присутствует рассеянный песчаный обломочный материал, в составе которого отчетливо устанавливается кварц, реже темноцветные минералы и обломки измененных вулканитов. Судя по оптической характеристике отдельных выделений неправильной формы можно предполагать, что в алевролитах присутствуют фрагменты песчаной размерности полностью измененного кислого вулканического стекла.

Алевриты в основном состоят из оптически изотропного материала. Можно предположить, что мелкозернистые и ультрамелкозернистые частицы – это результат преобразования тонкозернистой фракции кислого вулканического стекла.

Неравномерный катагенетический характер изменения пород установлен при изучении цеолитизации панцирей диатомовых водорослей, спикул губок, а также выделений цеолитов в поровом пространстве песчаников белесоватой толщи. Присутствие панцирей диатомовых разной сохранности в алевролитах установлено на многих уровнях разреза белесоватой толщи. В некоторых

исследованных образцах видно замещение панцирей диатомовых цеолитами.

Карбонатный цемент песчаников двух типов: 1) хемогенный кальцит – крупнокристаллические выделения в поровом пространстве пород (например, в песчаниках тигильской толщи) и 2) биохемогенный кальцит – карбонатные конкреции и мозаичные выделения, представленные кальцитизированными водорослевыми структурами в поровом пространстве вулканотерригенных пород. Последний тип карбонатной цементации встречен в песчаниках и конкрециях тигильской и белесоватой толщ.

2.2.1. Петрографическое описание шлифов

Литологическая характеристика палеогеновых отложений разреза бухты Квачина в общем виде дана в ряде публикаций (Геология СССР, 1964; Гладенков, 2016; Гречин, 1976; Хисамутдинова, 2016). Имеющиеся материалы показывают, что в составе палеогеновых отложений в хорошо изученных Точилинском, Майначском и Квачинском разрезах Западной Камчатки выделяются сходные по составу и строению синхронные стратиграфически горизонты (Гладенков, 2016). Основные черты характера слоистости и состава пород в выделенных горизонтах совпадают. Так, например, везде отложения вивентекского горизонта, хорошо выделяющегося в этих разрезах, состоят в основном из ритмично слоистых тонкозернистых, богатых кремнеземом пород, включающих многочисленные горизонты карбонатных конкреций. Сходные черты строения и состава пород в этих разрезах отмечаются и для других выделенных горизонтов.

Вместе с тем состав палеогеновых пород разреза бухты Квачина и сопоставление их с разновозрастными отложениями Тигильского района Западной Камчатки остаются слабо изученными в отношении минерального состава и структуры обломочного материала, характера аутигенного минералообразования, условий и времени образования карбонатных конкреций. Для решения этих вопросов было необходимо провести микроскопические исследования шлифов из всех выделенных в разрезе горизонтов. Также было важно выяснить обстановку формирования много-

численных конкреционных образований, тесно связанных с характером слоистости.

Как говорилось выше, в бухте Квачина стратиграфически снизу вверх (от контакта с нижнеэоценовыми, в прежней интерпретации «меловыми», образованиями) вскрываются терригенные отложения тигильской (пачки 1–13), белесоватой (пачки 14–35) и кавранской (пачки 36) толщ.

Состав пород исследован с помощью оптического микроскопа в 25 образцах. В разрезе по выделенным пачкам они распределяются следующим образом.

Тигильская толща:

Пачки 1–7 шлифы № 1, 4, 4-5, 6, 7.

Пачки 8–13 шлифы № 10, 10-1.

Белесоватая толща:

Пачки 14–18 шлифы № 12, 12-5, 15, 15-4-1, 17.

Пачки 19–24 шлифы № 20, 21, 22, 22В, 23.

Пачки 25–29 шлифы № 25, 26, 27, 28.

Пачки 30–35 шлифы № 30, 35, 35-1.

Кавранская толща:

Пачки 36 шлиф № 36.

Ниже при описании пачек даются ссылки на наиболее характерные иллюстрации изученных шлифов (фототаблицы 1–7).

Тигильская толща

Пачки 1–7

(снатольский и ковачинский горизонты)

Песчаники исследовались из линз и прослоев или заполнителя конгломератов.

Песчаники крупнозернистые и разнозернистые с разной степенью обработки. Обломки эффузивов и осадочных пород, фрагменты микрокварцитов, глинистых алевролитов хорошо окатаны. Обломки кварца и полевых шпатов слабо или совершенно не окатаны. В верхней части толщи в песчаниках встречается глауконит, лапчатые зерна которого свидетельствуют об отсутствии переотложения или значительного перемива вмещающих отложений. Остроугольная форма обломков кварца также свидетельствует о накоплении пород вблизи коренных выходов и непродолжительном периоде переотложения и волновой обработки обломочного материала (табл. 1, шлифы 1, 2).

Карбонатный цемент песчаников двух типов. *Хемогенный* – агрессивный корродирующий каль-

цитовый порово-пленочный цемент. Выделения кальцита мелкозернистые, а в грубозернистых песчаниках в межзерновых полостях крупные сростки кальцита, включающие отдельные корродированные песчаные обломки. *Биохемогенный* – в поровом пространстве песчаников встречены отдельные образования по структуре сходные с карбонатизированными водорослевыми структурами типа ривулярия (табл. 1, шлифы 3, 4).

Пачки 10–12

(ковачинский горизонт)

Песчаники разно- и мелкозернистые, карбонатные конкреции, пластовая карбонатная минерализация. Кварцевый обломочный материал несет следы слабой обработки, обломки измененных пород хорошо окатанные, округлой и овальной формы.

Два типа выделений карбоната (кальцита). В песчаниках – 1) хемогенная порово-пленочная цементация и 2) биохемогенная водорослевая (пучки известковой водоросли *Rivularia*). В составе карбонатных конкреций водорослевая цементация играет основную роль.

Хемогенный кальцитовый цемент корродирует все кластические компоненты. На контакте биохемогенных водорослевых кальцитовых выделений с кластическими компонентами коррозии не наблюдается. На более раннее образование биохемогенных карбонатных выделений указывает тот факт, что они запечатываются хемогенным кальцитом совместно с кластическими компонентами.

Цеолитовая минерализация. В поровом пространстве пород и по трещинкам встречаются аутигенные цеолиты. Спикулы губок и единичные фрагменты кислой пирокластики замещены цеолитами.

Горизонт средне- и мелкозернистого песчаника, сцементированного кальцитом, включает хаотически распределенные обломки полевого шпата и кварца, пористого вулканического стекла, замещенного цеолитами. В большом количестве присутствуют фрагменты скелетов мшанок, панцири диатомовых водорослей, также частично или полностью замещенные кристаллами цеолитов. Полости некоторых раковин фораминифер заполнены цеолитами (табл. 2, шлиф 5).

В цементе породы хемогенные выделения кальцита, слагающие участки неправильной фес-

тончатой формы, представлены микроглобулярными скоплениями (0,005–0,0025 мм). Выделения биохемогенного карбоната образуют структуры, огибающие крупные обломочные фрагменты, или собраны в пучки, располагающиеся в межзерновом пространстве. По форме выделений, строению отдельных пучков и сильно вытянутых структур одинаковой формы эти образования похожи на цианобактериальные колонии рода *Rivularia*, встреченные на Западной Камчатке в отложениях какертского горизонта кавранской толщи (Гептнер и др., 2017).

Белесоватая толща

Пачки 15–19

(утхолкокско-вивентекский горизонт)

Пачка 15. Возможно – это карбонатная конкреция, включающая обломки минералов (кпш, кварц, темноцветные) и пород (вулканического и осадочного происхождения) мелко песчаного и алевроитового размеров, панцири диатомовых, спикулы губок.

Кальцитовый цемент породы двух типов – 1) хемогенный корродирует и замещает минеральные фрагменты, кремнистые (диатомовые панцири, пепловые частицы) и карбонатные органогенные структуры; 2) органогенный водорослевый слагает отдельные мозаично расположенные в породе зоны микрозернистого строения, состоящие из неправильных скоплений и цепочек микрогранул диаметром ~0,001 мм (табл. 2, шлифы 6–8).

Пачка 15-4. Песчаник неслоистый, разнозернистый, обломочный материал не сортирован. Песчаные обломки кварца, полевых шпатов, темноцветных минералов (авгит, роговая обманка), измененных вулканических пород и фрагментов пористого *неизменного* вулканического стекла хаотически расположены в алевроитовом матриксе. Внутри фрагментов пористого кислого стекла выделения пирита. Тонкозернистая часть алевроитового матрикса состоит из изотропного материала, вероятно, из тонкой фракции кислого вулканического стекла.

Пачка 17. Туф витрокластический мелкозернистый. Обломки пористой витрокластики частично замещены глинистыми минералами. Поровое пространство заполнено однородной оп-

тически изотропной пелитовой массой (табл. 2, шлиф 8).

Пачки 19–24

(утхолкокско-вивентекский горизонт)

Пачка 20. Песчаник неслоистый, разнозернистый с мелко- и среднезернистым порово-пленочным карбонатным цементом. Обломочный материал: кварц, полевые шпаты, темноцветные минералы, измененные обломки вулканитов. Обломки минералов, даже крупнопесчаной размерности, слабоокатаны. Обломки измененных вулканитов, напротив, все хорошо окатаны, имеют округлые и овальные очертания. Обломочный материал в породе распределен хаотически (табл. 3, шлиф 9).

Пачка 21. Алевролит неслоистый, отдельные зерна песчаной размерности (кварц, темноцветные минералы, вулканическое стекло, обломки измененных вулканитов) распределены в породе хаотически, иногда слагают небольшие скопления. В породе различимы песчаные обломки вулканического стекла и целые панцири диатомовых. Фрамбоидры пирита распределены в породе неравномерно в виде одиночных образований или слагают скопления, заполняют панцири диатомовых. В породе видны многочисленные ходы илоядных животных (табл. 3, шлифы 10–12).

Пачка 22. Катаклазированная жила волокнистого кальцита в алевролитах (табл. 4, шлиф 13).

Пачка 22В. Алевролит кремнистый микрослоистый. Тонкозернистая оптически изотропная масса, содержит хаотически распределенные песчаные и алевроитовые крупно-, средне- и мелкозернистые обломки кварца, темноцветных минералов и фрагменты измененных вулканических пород. Обрывки растительной органики располагаются по слоистости. Микрослойки состоят из мельчайших неправильной формы комковатых агрегатов (~0,025 мм), с четкими очертаниями. Выделения пирита (фрамбоидры). Целые панцири диатомовых встречаются редко, многие деформированы, иногда слегка уплощены, частично или полностью заполнены цеолитами. Аутигенные цеолиты в порах породы в зоне скопления крупных алевроитовых и песчаных обломков (табл. 4, шлифы 14–16).

Пачка 23. Алевролит кремнистый с микроскопически тонкой слоистостью. Вытянутые крем-

нистые (опал?) структуры (толщина от 0,05 мм и менее), с четкими и ровными краями. Располагаются согласно слоистости, под острым углом с ней. Хаотически размещенные в матриксе алевритовые и песчаные обломки кварца, темноцветных минералов и измененных вулканических пород. Крупные песчаные обломки облегаются микрослойками, которые состоят из мельчайших комковатых образований (~0,0025 мм) округлой и овальной формы. Много выделений пирита (фрамбоидры). Измененные, цеолитизированные панцири диатомовых, многие деформированы, слегка уплощены (табл. 5, шлифы 17-20).

Пачки 25–29 (вивентекский горизонт)

Пачка 25. Алевролит неслоистый с включением разноразмерного песчаного материала (кварц, полевые шпаты, обломки измененных вулкаников). Обломки алевритовой и песчаной размерности хаотически распределены в кремнистой основной тонкозернистой массе. Тонкозернистый матрикс породы состоит из обломков пепловых частиц и фрагментов панцирей диатомовых. Кремнистый матрикс содержит большое количество тонкоалевритовых обломков кварца, которые хорошо диагностируются в поляризованном свете.

Пачка 26. Карбонатная порода (вероятно, конкреция) включает хорошо сохранившиеся панцири диатомовых водорослей, инкрустированные и заполненные кальцитом. Мелкие карбонатные обособления (диаметр 0,003 мм) рассеяны в породе, концентрируются по периферии крупных минеральных обломков и панцирей диатомовых. В мозаичных, лапчатых и ветвистых выделениях кальцита хорошо видна структура пучков, построенных из цепочек круглых, загнутых, рогульчатых и причудливо изогнутых карбонатных выделений (табл. 6, шлифы 21-22).

Пачка 27. Алевролит кремнистый с небольшим количеством разнозернистого песчаного материала, (кпш, плагиоклазы, обломки пород). Редкие фрагменты цеолитизированных панцирей диатомовых. Матрикс породы включает большое количество тонкоалевритовых обломков кварцевого материала, много аутигенных выделений опала, рассеянных в породе, слагающих каемки вокруг алевритовых зерен разного состава, инкрустиру-

ющих одиночные нитчатые структуры и их пучки (водорослевые структуры). Выделения пирита в породе присутствуют в виде изолированных фрамбоидров (табл. 6, шлифы 23-24).

Пачка 28. Алевролит кремнистый, песчанистый с большим количеством целых и обломков панцирей диатомовых. Некоторые панцири диатомовых и спикулы губок с хорошо сохранившейся структурой. Большая часть панцирей диатомовых замещена ультратонкозернистыми выделениями опала (комочки 0,0005 мм) и видна только по сохранившемуся внешнему контуру. Отдельные вытянутые структуры (нити) и собранные в пучки инкрустированы тонкозернистыми выделениями опала. Некоторые из таких структур, формирующих пучки или серию соприкасающихся пучков, напоминают колонии водорослей. Эти образования располагаются в основной тонкозернистой массе породы, а на отдельных участках встречаются в зоне скопления песчаных обломков (табл. 7, шлифы 25-26).

Пачки 30–35 (кулувенский горизонт)

Пачки 30–35. В разрезе кулувенского горизонта на разных уровнях состав и строение пород близкие. Песчаники крупно- и разнозернистые, обломочный материал не сортирован, обломки песчаной размерности не окатаны или слабо окатаны. Тонкозернистый заполнитель песчаников включает большое количество обломков, реже целые панцири диатомовых. Целые панцири диатомовых заполнены цеолитами. В заполнителе песчаников большое количество неравномерно распределенной обугленной растительной органики, выделения пирита. Крупнозернистые песчаники с карбонатным (кальцитовым) порово-пленочным цементом и более поздними выделениями кристаллов цеолитов.

Пачка 36 Ильинский горизонт

Пачка 36. Слой кремнистого алевролита, содержащий редкие зерна песчаной размерности. Основная масса породы состоит из микроскопических округлых и овальных выделений опала (средний размер 0,01 мм), включающая небольшое количество хаотически распределенных мельчай-

ших зерен кварца мелкоалевритовой размерности. Песчаный материал разномерный (обломки кварца, вулканических пород). На участках скопления песчаного материала присутствуют карбонатная порово-пленочная цементация и встречены обломки кварца «с рубашкой» кислото-вулканического стекла, замещенного кальцитом и цеолитами (табл. 7, шлифы 27-28).

2.2.2. Основные результаты исследования шлифов палеоген-неогеновых пород бухты Квачина

Исследование шлифов палеоген-неогеновых отложений бухты Квачина и сопоставление с результатами аналогичного исследования отложений в разрезе Майнач, расположенном севернее, за мысом Омбон, позволяют сформулировать следующие положения.

В целом изученная часть разреза бухты Квачина по составу и характеру чередования пород разного гранулометрического состава сходна с наблюдающейся сменой пород в палеоген-неогеновой части разреза Майнач.

Грубозернистые отложения снатольского и квачинского (и аманинского?) горизонтов (пачки 1–7 и 8–13) сменяются породами утхолокско-вивентекского горизонта (пачки 14–18), представленными в основном алевритами с небольшим участием мелко- и тонкозернистых песчаников. Следует отметить, что в имеющейся коллекции шлифов для этой части разреза не обнаружено скоплений глауконита, характерных для аманинского и низов гакхинского горизонтов в майначском разрезе (Гептнер и др., 2008). По шлифам трудно восстановить характер напластования пород гакхинского горизонта в бухте Квачина.

Для гакхинских и вивентекских отложений майначского разреза (так же как для разновозрастных отложений, изученных в кавранском и тигильском разрезах) характерна четко выраженная ритмичность напластования, включающая многочисленные уровни с карбонатными конкрециями, четко маркирующими отдельные этапы накопления осадков.

В квачинском разрезе интервал, объединяющий утхолокский и вивентекский горизонты, представлен в основном алевритами с небольшим участием песчаников. Это породы с крипто-мел-

козернистым матриксом кремнистого состава, на отдельных уровнях с карбонатным цементом (вероятно, часть шлифов характеризует конкреции или пластовую кальцитовую минерализацию). Для этого интервала главным отличием от майначского разреза является отсутствие грубозернистых отложений в части, отвечающей осадкам утхолокского горизонта.

По всему изученному отрезку разреза состав обломочного материала остается без признаков заметного изменения. Несортированный характер распределения обломков отмечается в слоистых породах для всех изученных горизонтов белесоватой толщи. Здесь как и для майначского разреза, характерно отсутствие или очень слабая сортировка и обработка кластического материала в песчаных и алевритовых слоях.

В составе обломочного материала песчаной и алевритовой размерности выделяются две четко разделяющиеся части. В одну объединяются редко встречающиеся хорошо окатанные обломки осадочных пород, реже микрокварцитов и измененных вулканитов. Другая состоит из неокатанных обломков, слабоизмененных вулканических пород (главным образом, обломки андезитов), остроугольных фрагментов крупных кристаллов кварца, полевых шпатов, вулканического стекла и тефры кислого состава.

В составе пород с карбонатной минерализацией отмечаются два типа выделений кальцита. Конкреционные тела сложены седиментогенетической или биохемогенной (водорослевой) формой кальцитовой минерализации. Карбонатный цемент слоистых осадков связан с проявлением катагенетической химической, пластовой кальцитовой минерализацией. Свидетельством интенсивной катагенетической карбонатной минерализации в палеогеновых породах разреза бухты Квачина служит катаклазированная жила кальцита.

Биохемогенный (диагенетический) и хемогенный (катагенетический) типы карбонатной минерализации встречены (в шлифах) по всему разрезу бухты Квачина. В майначском разрезе аналогичный тип карбонатной минерализации также установлен на всех изученных уровнях палеогена и неогена (включая кулувенский горизонт).

Другой тип катагенетической минерализации включает цеолитизацию, проявляющуюся в по-

ровом пространстве пород (главным образом, в песчаниках), в заполнении панцирей диатомовых водорослей, в замещении кислого вулканического стекла (пепловые частички). По отношению к катагенетической карбонатной минерализации цеолитизация – более поздний процесс преобразования пород. В отложениях бухты Квачина цеолиты встречены на всех уровнях отложений палеогена.

Глинистая диагенетическая минерализация обнаружена только в отложениях на уровне гакхинского горизонта в слое витрокластики, где стекло частично замещено глинистыми минералами (вероятно, смектит).

Панцири диатомовых водорослей разной степени сохранности отмечены на всех уровнях изученного разреза бухты Квачина. Лучше структура диатомовых сохранилась в конкрециях (прежде всего в утхолокско-вивентекском горизонте), образованных биохемогенным, диагенетическим кальцитом.

Кремнистый матрикс микрозернистых участков пород сложен «комочками» изометричной формы, размер которых не превышает 0,01 мм. Выделения этого типа образуют сплошные массы с редкими включениями кристаллов кварца алевритовой размерности. На некоторых участках шлифов «комочки» объединяются, образуя прямые или слабоизогнутые структуры, слагают отдельные сгустки или протяженные слойки, включающие тончайшие вытянутые структуры, оптически напоминающие замещенные кальцитом водорослевые структуры, отмеченные в карбонатных конкрециях. Обломки вулканического стекла и кристаллов кварца частично или полностью замещаются «комочками» или оптически сходными с ними структурами. Вокруг обломков вулканических пород, кристаллов кварца, полевых шпатов и панцирей диатомовых выделения «комочков» образуют оболочки, состоящие из аморфного, оптически изотропного минерального вещества (опал?).

2.2.3. Условия накопления и преобразование изученных осадков

При изучении шлифов для восстановления условий формирования исследованных пород необходимо обращать внимание на сортировку и морфологические особенности обломков. Огра-

женное количество исследовавшихся шлифов не дает оснований для достаточно уверенной характеристики обстановки формирования пород палеогеновой и неогеновой частей пород разреза бухты Квачина. Однако даже имеющиеся материалы показывают, что породы этого разреза за исключением слоев и горизонтов туфов, указанных в публикации (Гладенков, 2016), справедливо будет относить к *вулканотерригенным* накоплениям. Обломочный материал разной степени обработки в области аккумуляции свидетельствует о различных источниках его формирования. Вулканотерригенные осадки формировались в основном при переотложении синхронных рыхлых вулканических продуктов и в меньшей степени более древних, консолидированных, несущих следы изменения пород.

Важным аргументом в пользу такой точки зрения является отсутствие обработки и признаков перемыва и переотложения минеральных обломков песчаной и алевритовой размерности в слоистых отложениях во всех исследованных пачках. Этот факт и хаотичное размещение разнозернистого обломочного материала в слоистых тонкозернистых породах могут рассматриваться как свидетельство эпизодически относительно быстрого накопления и захоронения слоя осадка под новыми порциями рыхлого материала. На это указывает наличие прослоев тонкозернистой пирокластики, а также присутствие панцирей диатомей хорошей сохранности в алевритах среди обломков песчаной и алевритовой размерности (например, кулувенский горизонт).

Петрографическое изучение каменного материала позволяет рассматривать проявления химической карбонатной цементации песчаников и алевритов и цеолитовой минерализации на стадии катагенетического преобразования пород. Наличие карбонатных жил с волокнистым кальцитом подтверждает предположение о важной роли катагенетической кальцитовой минерализации. Распространение цеолитовой минерализации на разных уровнях песчаных пород ковачинско-вивентекского уровня может рассматриваться как определенное указание на катагенетический этап аутигенной цеолитизации. Формирование указанных аутигенных минералов и опала могло быть связано с пластовой низкотемпературной гидротермальной деятельностью. С гидротермальным воздействием можно связать формирование крем-

нистого состава алевролитов, опаловый матрикс в которых и инкрустация водорослевых структур возникли при изменении не только биогенных (диатомовых) компонентов осадка, но и переотложенной тонкой фракции вулкнического стекла (Gertner, 1994).

Диатомиты и их возможная роль в формировании кремнистых пород палеогена бухты Квачина по результатам исследования шлифов вряд ли могут рассматриваться в качестве основного источника кремнезема. За исключением карбонатных конкреций больших скоплений диатомовых панцирей, по которым можно было бы предполагать существование большого количества слоев диатомитов среди тонкозернистых алевролитов бухты Квачина, не встречено.

Соотношение карбонатных конкреций и диатомовых не случайно. Многие карбонатные (кальцитовые) образования конкреций, как показало исследование ряда шлифов, имеют хорошо выраженные водорослевые структуры (семейство *Rivulariaceae*) (Туфообразующие водоросли, 1947). Как удалось выяснить при исследовании вулканотерригенных пород в майначском разрезе (Гептнер и др., 2017, а также не опубликованные результаты полевых и лабораторных исследований), биохемогенный способ формирования конкреций и характер их взаимоотношения со слоистыми пачками указывают на существенное снижение поступления в бассейн осадочного материала, а может быть даже временное прекращение накопления обломочного материала мелкопесчаной и алевритовой размерности на уровне конкреций. В этот период на поверхности осадка в зоне произрастания туфообразующих водорослей накапливались и «запечатывались» кальцитом в теле формирующихся конкреций панцири диатомовых.

Большие мощности конкреционных образований дают основание предполагать значительную скорость накопления карбонатного материала и достаточно длительный период их образования при минимальном поступлении в эту область бассейна обломочного материала. Уровни мощных конкреций следует рассматривать как определенные моменты замедления поступления кластического материала. Одновременно следует иметь в виду, что водорослевые структуры, присутствующие в составе конкреций, указывают на их формирование на небольших глубинах еще в фотической зоне. Палеогеновые карбонатные конкреции в изученных разрезах Западной Камчатки можно считать карбонатными *микробиолитами*, являющимися результатом развития микробиоценозов и служащими чутким индикатором изменения обстановок седиментации (Тугарова, 2016).

В целом палеогеновые отложения бухты Квачина так же, как и в разрезе Майнач, вероятно, можно рассматривать как серию наложенных конусов выноса (клиноформы на шельфе) с разной интенсивностью поступления обломочного материала и соответственно состоящих из пород разного гранулометрического состава на разных современных срезях (дистальных и проксимальных) конусов выноса. Как показали ранее проведенные исследования, наиболее тонкозернистые образования формировались в дистальной части конусов выноса при переотложении тонких фракций андезитовой и более кислой витрокластике (включая и тефру), которая в процессе пластовой гидротермальной переработки изменялась и послужила основным материалом для формирования кремнистости вулканотерригенных отложений в этом районе Западной Камчатки (Gertner, 1994).

Глава 3

БИОСТРАТИГРАФИЯ: ИСКОПАЕМЫЕ КОМПЛЕКСЫ, ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РАСЧЛЕНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ БУХТЫ КВАЧИНА

При изучении данного разреза были использованы палеонтологические материалы по разным группам. Прежде всего это бентосные комплексы – моллюски и фораминиферы, которые обеспечивают достаточно надежное расчленение осадочных толщ и их местную и региональную корреляцию (в частности, сопоставление со стратотипами стратонов опорного Точилинского разреза кайнозоя Западной Камчатки). С другой стороны, исследовались планктонные группы – диноцисты и диатомовые. С разной степенью детальности они позволили приблизиться к определению реального возраста изученных пачек, исходя из зональной стратиграфии, связанной с принятыми современной практикой «планктонными» шкалами.

Полученные данные в значительной мере представляются новаторскими, так как в таком объеме и с такой четкой привязкой к разрезу ископаемых остатков изучение геологического материала раньше не проводилось. Синтез этих материалов позволяет увидеть сходство и различия в определении возраста слоев и трактовок палеогеографических явлений, что представляет собой методический интерес. При написании приведенных ниже разделов каждый автор имел возможность выразить свою независимую точку зрения на тот или иной вопрос и использовать важный для него иллюстративный материал. В данном случае мнение каждого специалиста принималось к сведению. Напомним, что моллюски изучал Ю.Б. Гладенков, фораминиферы – С.И. Бордунов, Т.В. Дмитриева и Н.А. Фрегатова, палинологию – Г.Н. Александрова, диатомовые – А.Ю. Гладенков.

При составлении очерков по отдельным группам биоты их авторы придерживались в целом общего плана: сначала анализировались ископаемые комплексы и на этой базе выделялись стратиграфические единицы (слои с фауной или флорой, зоны и горизонты), затем рассматривались вопросы их корреляции и возраста, а также палеогеографические обстановки.

3.1. Роль ископаемых моллюсков в детальном расчленении разреза и его корреляции

Первые определения ископаемых остатков из палеогена бухты Квачина осуществила в середине прошлого века Л.В. Криштофович (1947). Остатки были представлены прежде всего моллюсками, и именно на их основе тогда строились сопоставления данного разреза с разрезами соседних районов. Ранее уже говорилось о значительной роли моллюсков в обосновании западнокамчатских горизонтов и зон в региональных схемах 50–70-х годов. Проведенное в последующие годы изучение этих толщ позволило собрать более богатые, чем раньше, палеонтологические коллекции с точной привязкой комплексов к выделенным литологическим пачкам.

Выше при описании изученного разреза по пачкам уже были указаны характерные виды моллюсков и их доминанты (частично их характеристика приведена в публикациях (Гладенков и др.,

1991; Гладенков, 2016). Следует сказать, что сохранность моллюсков в породах часто не очень хорошая (за исключением верхней части разреза) и их встречаемость в отдельных пачках заметно варьирует – от скоплений до единичных находок. В литологической пачке 1 (3,7 м) моллюски не найдены. Всего было изучено около 600 раковин моллюсков, ядер и отпечатков.

Анализ распределения моллюсков в разрезе позволяет наметить 16 последовательно сменяющихся «слоев с моллюсками», которые можно объединять в пять «групп слоев» или фаунистических горизонтов (в дальнейшем для удобства – «М-горизонты»). В этом случае приходится считаться с определенной размытостью их границ и иногда включать в них «пустые» интервалы разреза (поэтому было принято не использовать термин «зона»). Ниже дается характеристика слоев в стратиграфическом порядке (рис. 8, 9). При определении возраста слоев и горизонтов с моллюсками данного разреза использовались датировки региоярусов – горизонтов палеогена и неогена Тигильского региона Западной Камчатки (прежде всего опорного точилинского разреза), с которыми коррелировались описанные толщи. Далее при описании слоев подчеркнуты количественно преобладающие формы.

3.1.1. Комплексы моллюсков, слои с фауной и горизонты

Тигильская толща (средний-верхний эоцен)

М-горизонт I

Слой 1 с *Tivela snatolana* – *Macrocallista snatolensis* намечены в литологических пачках 2 и 3 (песчаники, около 20 м). Здесь, помимо указанных форм (*Tivela snatolana* Slod. и *Macrocallista snatolensis* L. Krisht.), встречены плохо сохранившиеся мелководные *Ostrea* sp., *Mya* sp., *Pitar* sp., *Spisula* sp. и др.

Слой 2 с *Macrocallista xenophonti* – *Genota snatolensis* (пачки 4 и 5, песчаники, 26 м). Слои характеризуются *Spisula snatolensis* L. Krisht., *Thyasira snatolensis* L. Krisht., *Nemocardium* cf. *marysvillensis* Dick., *Diplodonta utcholakensis* Ilyina, *Mya tigilensis* L. Krisht., *Solen tigilensis* Slod., *Macoma tigilensis* L. Krisht., *Venericardia* aff. *hornii* (Gabb.), *Gari sna-*

tolensis Sin., *Macrocallista pleshakov* Sin., *M.* cf. *xenophonti* Slod., *Pholadomya utcholakensis* Sin., *Genota* cf. *snatolensis* Ilyina, *Dentalium* sp., *Corbicula* sp., *Cardita* sp., *Mytilus* sp., *Thracia* sp., *Acila* sp., *Botulla* sp., *Musculus* sp., *Ostrea* sp., *Polinices* sp. Этот комплекс в нижней части разреза является относительно представительным – как в количественном, так и таксономическом отношении.

Слой 3 с *Solen tigilensis* – *Cardita xenophonti* (пачки 6 и 7, песчаники, около 30 м). Комплекс характеризуется *Thracia kamtschatica* L. Krisht., *Mya kovatchensis* L. Krisht., *Cardita tigilensis* L. Krisht., *Mytilus* cf. *littoralis* Slod., *Macoma tigilensis* Slod., *Ostrea* cf. *tigiliana* Slod., *Limatula kovatchensis* L. Krisht., *Solen tigilensis* Slod., *Cardita xenophonti* L. Krisht., *Crassatella* sp., *Yoldia* sp., *Nemocardium* sp., *Musachia* sp. и др. Подчеркнуты доминирующие формы.

В интервале этих слоев (1–3) Л.В. Криштофович (1947) отмечала, помимо указанных видов, следующие формы: *Macrocallista snatolensis* L. Krisht., *Mya kovatschensis* L. Krisht., *Nuculana snatolensis* Slod., *Macoma tigilensis* Slod., *Cardita xenophonti* L. Krisht., *Nemocardium kovatschensis* L. Krisht., *Melania* cf. *snatolensis* L. Krisht., *Corbicula* sp., *Pitar* sp., *Turritella* sp.

Комплекс моллюсков слоев 1–3 в целом весьма сходен с таковым снатольского горизонта (средний эоцен), который широко развит на Западной Камчатке. Он хорошо узнается по ряду характерных форм – *Macrocallista snatolensis*, *Genota snatolensis*, *Solen tigilensis* и других видов (хотя здесь не отмечен обычный для этого уровня многих разрезов *Mytilus yakoyama* Slod.).

М-горизонт II

Слой 4 с *Cardita kovachensis* (пачки 8–11, песчаники, 45 м). Среди других встреченных здесь видов отмечены представители *Mya kovatschensis* L. Krisht., *Cardita tigilensis* L. Krisht., *C. xenophonti* L. Krisht., *C. kovatschensis* L. Krisht., *Ostrea kovatschensis* Slod., *Nemocardium kovatschensis* L. Krisht., *Sanguilaria snatolensis* Sin., *Pitar tigilensis* L. Krisht., *Limatula kovatschensis* L. Krisht., *Delectopecten* cf. *kamtschaticus*(?) L. Krisht., *Nuculana snatolensis* L. Krisht., *Thyasira snatolensis* L. Krisht., *Solen* sp., *Yoldia* sp., *Cuspidaria* sp., *Limopsis* sp., *Natica* sp.

Слой 5 с *Cardita pleshakovi* – *Cardiomya ochotensis* (пачки 12, 13, песчаники, туфоалевролиты, около 14 м). Здесь отмечены *Yoldia* cf. *longissima*

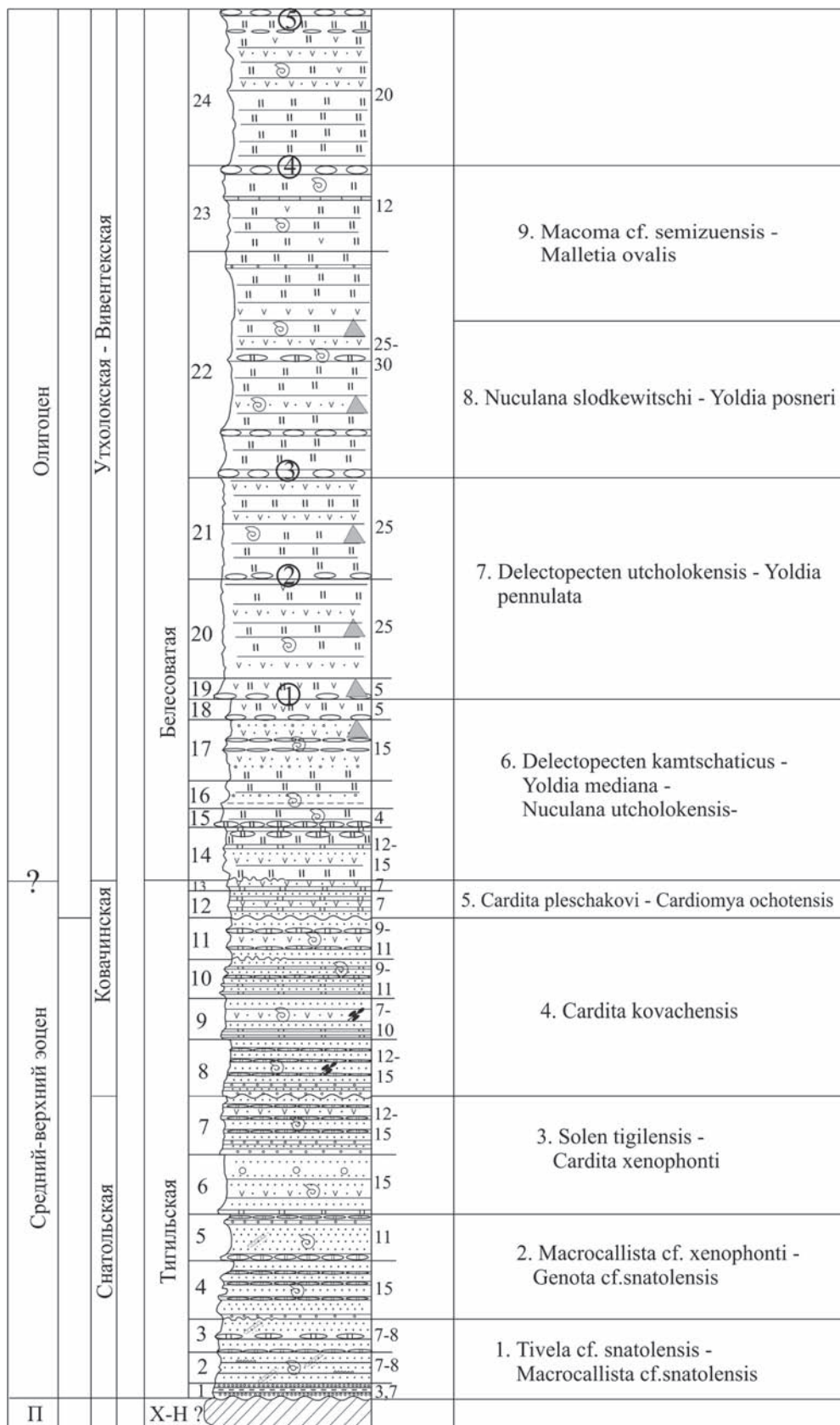


Рис. 8. Слои с моллюсками в разрезе бухты Квачина

Возраст	Горизонт	Пачка	Литология	Мощность (м)	Слой с моллюсками	
Средний миоцен	Ильинский	37		>10	16. <i>Modiolus wajampolkensis</i> - <i>Mya growingki</i>	
		36		20		
Нижний миоцен	Кулувенский	35		12-15	15. <i>Thyasira disjuncta ochotica</i> - <i>Yoldia chojensis</i>	
		34		7		
		33		10	14. <i>Mitra kamtschatica</i> - <i>Keenocardium kuluvense</i>	
		32		8		
Олигоцен	Утхолокско-Вивентекский	Белесоватая	31		10-12	13. <i>Nuculana mironovi</i> - <i>Clinocardium decoratum</i>
			30		12	
			29		15	12. <i>Modiolus ochotensis</i> , <i>Laternula cf. besshoensis</i>
			28		17-20	
			27		10	11. <i>Yoldia pennulata</i> - <i>Phacoides acutilineata</i>
			26		20	
			25		20-22	10. <i>Macoma cf. kamchatica</i> - <i>Portlandella orientalis</i>
			25		18	

Условные обозначения см. на рис. 5

Возраст		Слои с моллюсками 1-16 (в скобках - литологические пакки)		Горизонты с моллюсками (M I - M V)	Горизонты региональной шкалы (Решения..., 1998)	
Миоцен	средний		16 (36-37)	M V	ильинский	
	нижний		15 (34-35)		M IV	кулувенский
		14 (32-33)				
		13 (30-31)				
Олигоцен			12 (28-29)	M III	утхолокско-вивентекский	
			11 (26-27)			
			10 (24-25)			Белесоватая толща
			9 (22-23)			
			8 (22)			
			7 (19-21)			
			6 (14-18)			
			5 (12-13)			
Эоцен	верхний		4 (8-11)	M II	ковачинский	
			3 (6-7)			Тигильская толща
	средний		2 (4-5)	M I	снатольский	
			1 (2-3)			

Рис. 9. Корреляция слоев и горизонтов с моллюсками бухты Квачина с горизонтами региональной стратиграфической шкалы

Условные обозначения см. на рис. 5

Slod., *Y. cf. cerussata* Slod., *Y. watasei* Kan., *Y. uvutschensis* Glad., *Anomya iljinensis* Sin., *Huxleyia snatolana* Sin., *Cardita pleschakovi* L. Krisht., *Cardiomya ochotensis* L. Krisht., *Papyridea utcholo-kensis* Slod., *Miltha snatolensis* Sin., *Acantocardia snatolensis* L. Krisht., *Limopsis* sp., *Cuspidaria* sp., *Turritella* sp., *Dentalium* sp., *Delectopecten* sp., *Ostrea* sp., *Solen* sp., *Turritella* sp. Комплекс моллюсков здесь в отличие от более древних сообществ выглядит несколько обедненным.

Ранее в слоях 4 Л.В. Криштофович были отмечены также *Cuspidaria napanica* L. Krisht., *Limatula kovatschensis* L. Krisht., *Mytilus tigilensis* Ilyina, *M. littoralis* Slod., *Nuculana cf. snatolensis* Slod., *Laternula* sp., *Ostrea* sp., *Panope* sp.

По данным Л.В. Криштофович (1947), в возможных аналогах слоев 4 у мыса Омгон (на северо-восточном крыле синклинали г. Увуч) отмечены *Modiolus restorationensis* Van Winkle, *Yoldia cerussata* Slod., *Thyasira pervulgata* L. Krisht., *Nuculana napanica* Slod., *Turritella* sp. Нами там же собраны помимо указанных видов остатки *Cardita* sp., *Turricula* sp., *Macoma* sp. Обычно они встречаются в ковачинской свите региона. Поэтому комплекс

слоев 4 может сопоставляться с комплексом ковачинского горизонта (верхний эоцен). Однако более верхние слои (5) охарактеризованы моллюсками недостаточно представительно, и поэтому их корреляция остается провизорной. Объединение их со слоями 4 в один горизонт в принципе несколько условно. Вместе с тем наличие в слоях 5 типичных для аманинской свиты региона видов *Yoldia longissima* Slod., *Y. cerussata* Slod. и др. может в какой-то мере свидетельствовать о наличии в разрезе пород аманинско-гаххинского уровня (позднеэоценового-олигоценового возраста).

Белесоватая толща
(олигоцен – нижний миоцен)

M-горизонт III

Слой 6 с *Delectopecten kamtschaticus* – *Yoldia mediana* – *Nuculana utcholo-kensis*. Здесь отмечены *Delectopecten kamtschaticus* L. Krisht., *Nuculana utcholo-kensis* Ilyina, *Yoldia mediana* Gladikova, *Y. cf. uranoi* Kan., *Y. cerussata* Slod., *Limatula kovachensis* L. Krisht., *Cardita* sp. (литологические

пачки 14–18, туфоалевролиты, 50 м). Здесь и выше (слои 6–10) раковины отличаются обычно мелкими размерами и тонкостенным строением.

Слой 7 с *Delectopecten utcholokensis* – *Yoldia pennulata* (встречается в большом количестве) (пачки 19–21, опоковидные аргиллиты, 55 м). Здесь же встречены *Yoldia mira* Gladikova, *Y. pennulata* Slod., *Delectopecten utcholokensis* L. Krisht., *Turritella* sp., *Nuculana* sp., *Macoma* sp., *Cardita* sp., *Liocyma* sp., *Malletia* sp., *Dentalium* sp.

Слой 8 с *Nuculana slodkevitschi* – *Yoldia posneri* (нижняя часть пачки 22 – аргиллиты 15 м). Эти две формы (*Nuculana slodkevitschi* Kogan, *Yoldia posneri* L. Krisht.) встречаются относительно часто. Среди сопутствующих моллюсков – единичные представители родов *Macoma*, *Laternula*, *Lima*, *Cuspidaria*.

Слой 9 с *Macoma simizuensis* – *Malettia ovalis* (пачки 22 и 23, туфоаргиллиты, около 30 м). Раковины вида *Macoma simizuensis* L. Krisht. образуют скопления. В слоях отмечены также обычно мелкие раковины *Yoldia* cf. *mira* Gladikova, *Malettia* cf. *inermis* (Yok.), *M. ovalis* L. Krisht. *Portlandella* sp., *Acila* sp., *Laternula* sp., *Nuculana* sp., *Delectopecten* sp.

Слой 10 с *Macoma kamchatica* – *Portlandella orientalis* (пачки 24 и 25, туфоаргиллиты, 38 м). Среди раковинных остатков преобладают представители *Yoldia* aff. *chojensis* Sim., *Y. pennulata* Slod., *Macoma kamchatica* Slod., *Macoma* cf. *semizuensis* L. Krisht., *Portlandella* cf. *orientalis* L. Krisht., *Laternula* sp., *Nuculana* sp., *Modiolus* sp., *Delectopecten* sp., *Dentalium* sp.

Слой 11 с *Yoldia pennulata* – *Phacoides acutilineata* (пачки 26 и 27, туфоаргиллиты, около 40 м). Комплекс слоев включает представителей *Yoldia pennulata* Slod., *Y. cf. posneri* L. Krisht., *Phacoides acutilineata* (Conrad), *Nuculana slodkewichi* Kogan, *Modiolus* cf. *tichonovichi* Mak., *Laternula* sp., *Macoma* sp., *Musculus* sp., *Malletia* sp., *Thyasira* cf. *disjuncta* Gabb., *Epitonium* sp., *Nuculana* sp., *Laternula* sp. С уровня этих слоев появляются относительно крупнораковинные формы моллюсков (модиолусы, тиазиры и др.).

Слой 12 с *Modiolus ochotensis* – *Laternula besshoensis* (пачки 28 и 29, туфоаргиллиты, около 30 м). Помимо руководящих видов (*Modiolus ochotensis* Slod., *Laternula* cf. *besshoensis* Yok.) отмечаются отдельные *Delectopecten* aff. *pedroanus* (Traski), *Thyasira* sp., *Portlandella* sp., *Macoma* sp., *Musculus* sp., *Chlamys* sp.

Слой 13 (литологические пачки 30 и 31, алевролиты и песчаники, 27 м) с *Nuculana mironovi* – *Clinocardium decoratum*. В комплексе данных слоев отмечены *Nuculana mironovi* L. Krisht., *Yoldia chojensis* Sim., *Mya truncata* L., *Serripes groenlandicus* (Brug.), *Clinocardium decoratum* Kogan, *Thyasira disjuncta* Gabb., *Macoma* sp., *Modiolus* sp., *Papyridea* sp., *Glycymeris* sp.

Группа слоев 6–13 соответствует в целом утхолокско-вивентекскому горизонту Западной Камчатки, который в стратиграфических схемах относится к олигоцену. Для этого горизонта типичны *Delectopecten utcholokensis* L. Krisht., *Nuculana utcholokensis* Ilyina, *N. majamraphensis* (Khom.), *Yoldia pennulata* Slod., *Y. posneri* Slod., *Laevicardium puchlense* Ilyina, *Turritella gackhensis* L. Krisht., *Clinocardium decoratum* Kogan, *Laternula* aff. *besshoensis* Yok. и др. Однако в нижней части горизонта встречаются находки *Yoldia cerrusata*, которая обычно типична для аманинско-гаххинского уровня. В верхней части горизонта М-IV, как и повсеместно в регионе, отмечается появление сообщества с характерной *Nuculana mironovi*, которая выявлена в слоях 13.

М-горизонт IV

Слой 14 с *Mitra kamchatica* – *Keenocardium kuluvense* (пачки 32–33, песчаники, около 55 м). В этом комплексе отмечены представители *Mytilus ochotensis* Slod., *Yoldia orientalis* L. Krisht., *Y. chojensis* Sim., *Y. nabiliana* (Sim.), *Y. thraciaeformis* (Stor.), *Laternula sachalinensis* Slod., *Mitra kamchatica* Sin., *Keenocardium kuluvense* Kafanov, *Mytilus* cf. *tichanovici* Mak., *Crepidula* cf. *ungana* Dall, *Serripes groenlandicus* (Brug), *Thyasira disjuncta* Gabb., *Macoma osacoensis* L. Krisht., а также *Glycymeris* sp., *Panomys* sp., *Chlamys* sp., *Turritella* sp., *Mya* sp., *Spisula* sp., *Modiolus* sp., *Musachia* sp.

Слой 15 с *Thyasira disjuncta ochotica* – *Yoldia chojensis*. В комплексе слоев названные виды сопровождают представители *Yoldia thraciaeformis* (Stor.), *Laternula sachalinensis* (Slod.), *Serripes groenlandicus* (Brug.), *Thyasira disjuncta* Gabb., *Crepidula* cf. *ungana* Dall, *Modiolus* sp., *Mya* sp., *Spisula* и др. (пачки 34–35, песчаники с конкрециями, около 30 м).

В целом комплекс слоев 14 сходен с комплексом кулувенского горизонта западно-камчатской схемы. Возраст горизонта обычно принимается, как нижний миоцен. Для него характерны *Yol-*

dia chojensis Sim., *Y. nabiliana* (Sim.), *Laternula sakhalinensis* Slod., *Crepidula unghana* Dall, *Thyasira disjuncta ochotica* Gabb. и другие виды. В нижних пачках (слои 14) отмечены несколько видов утхолокско-вивентекского горизонта. Если нижнюю границу кулувенского уровня проводить на литологической основе – по первому появлению в разрезе песчаников, то ее можно поместить в основании пачек 30–31.

Ильинский горизонт (средний миоцен)

М-горизонт V

Слой 16 с *Modiolus wajampolkensis* – *Mya grewingki* (пачки 36 и 37, конгломераты, песчаники, более 30 м). Здесь отмечается скопление остатков моллюсков, среди которых типичными являются *Modiolus wajampolkensis* Slod., *Mya grewingki* Mak., *Chlamys* cf. *kaneharai* (Yok.), *Arca* cf. *watanabe* (Kanno), *Papyridea securiformis* Khom., *Serripes groenlandicus* (Brug.), *Thracia kavranensis* Ilyina, *Mya* cf. *cuneiformis* (Buhm.), *Macoma* cf. *osacaensis* L. Krisht., *Crassacardia pvela* (Yok.), *Pododesmus* cf. *macrohisma* (Desh.), *Crepidula unghana* Dall, *Colus* aff. *rekinnensis* Devjat., *Ostrea* sp., *Acmaea* sp. и др.

Слои 16 четко коррелируются с ильинским горизонтом региональной схемы – по характерному комплексу моллюсков (*Modiolus wajampolkensis*, *Chlamys* cf. *kaneharai*, *Papyridea securiformis* и др.), типичных для этого уровня и прослеживающихся на сотни километров на Западной Камчатке. Возраст горизонта – низы среднего миоцена.

3.1.2. Возраст и корреляция биостратонов, палеогеографические обстановки

Из рассмотренного материала следуют несколько заключений. Во-первых, в данном разрезе по комплексам моллюсков можно наметить многие горизонты региональной стратиграфической шкалы Западной Камчатки: снатольский (средний эоцен), ковачинский (средний-верхний эоцен), утхолокско-вивентекский (олигоцен), кулувенский (нижний миоцен) и ильинский (средний миоцен) (Решения..., 1998). Это отражено на рис. 10 (Гла-

денков, 2016). Однако в разрезе с трудом намечается аманинско-гакхинский горизонт верхнего эоцена – нижнего олигоцена. Характерные для него моллюски – *Yoldia (Portlandella) cerussata*, *Y. nitida*, *Y. longissima*, *Modiolus solea*, *Solemya tokunagai*, *Papyridea harrimani*, *Turritella tokunagai* и другие виды, которые встречаются в большом количестве в аманинской и гакхинской свитах тигильского региона (и прежде всего в точилинском опорном разрезе), в тигильской толще бухты Квачина как сообщество отсутствуют, хотя в слоях 5 (и, возможно, 6) отмечаются редкие *Yoldia cerussata* и *Y. cf. longissima*, обычные для аманинского уровня. Это заставляет думать, что мощность аманинско-гакхинского горизонта здесь сокращена (и он не «ловится» четко по остаткам моллюсков) или в разрезе имеется перерыв (размыв?), приходящийся на аманинско-гакхинское время.

Выделенные выше фаунистические горизонты с моллюсками (М I–V) в описанном разрезе бухты Квачина весьма важны для обоснования местной стратиграфической схемы палеогена и неогена, а также для корреляции местных стратонов со стратонами опорного разреза Западной Камчатки. Именно эта корреляция и позволяет определять возраст местных подразделений в соответствии с принятыми ранее региональными схемами (Решения..., 1998). Однако отсутствие до последнего времени материалов по послойному изучению микробиоты в этих толщах не позволяло решать вопрос об их точном возрастном датировании. Приводимые ниже новые данные по диноцистам, фораминиферам и диатомовым в значительной мере продвигают вперед решение этой проблемы.

Во-вторых, с позиции формационно-фациального анализа описанный разрез распадается на несколько частей. Нижняя часть (пачки 1–7) – это мелководные осадки, залегающие с размывом и угловым несогласием на подстилающие породы. Они включают конгломераты и песчаники с соответствующим комплексом моллюсков сравнительно тепловодного типа, которые типичны для раннего палеогена северотихоокеанской области. Кверху (пачки 8–12) начинают появляться более глинистые породы. Эта нижняя часть разреза приходится в целом на средний-верхний эоцен.

Средняя часть разреза (пачки от 14 до 29) – в основном относительно глубоководные образования (с преобладанием слоистых туфоалевролитов, опоковидных аргиллитов с пепловыми прослоя-

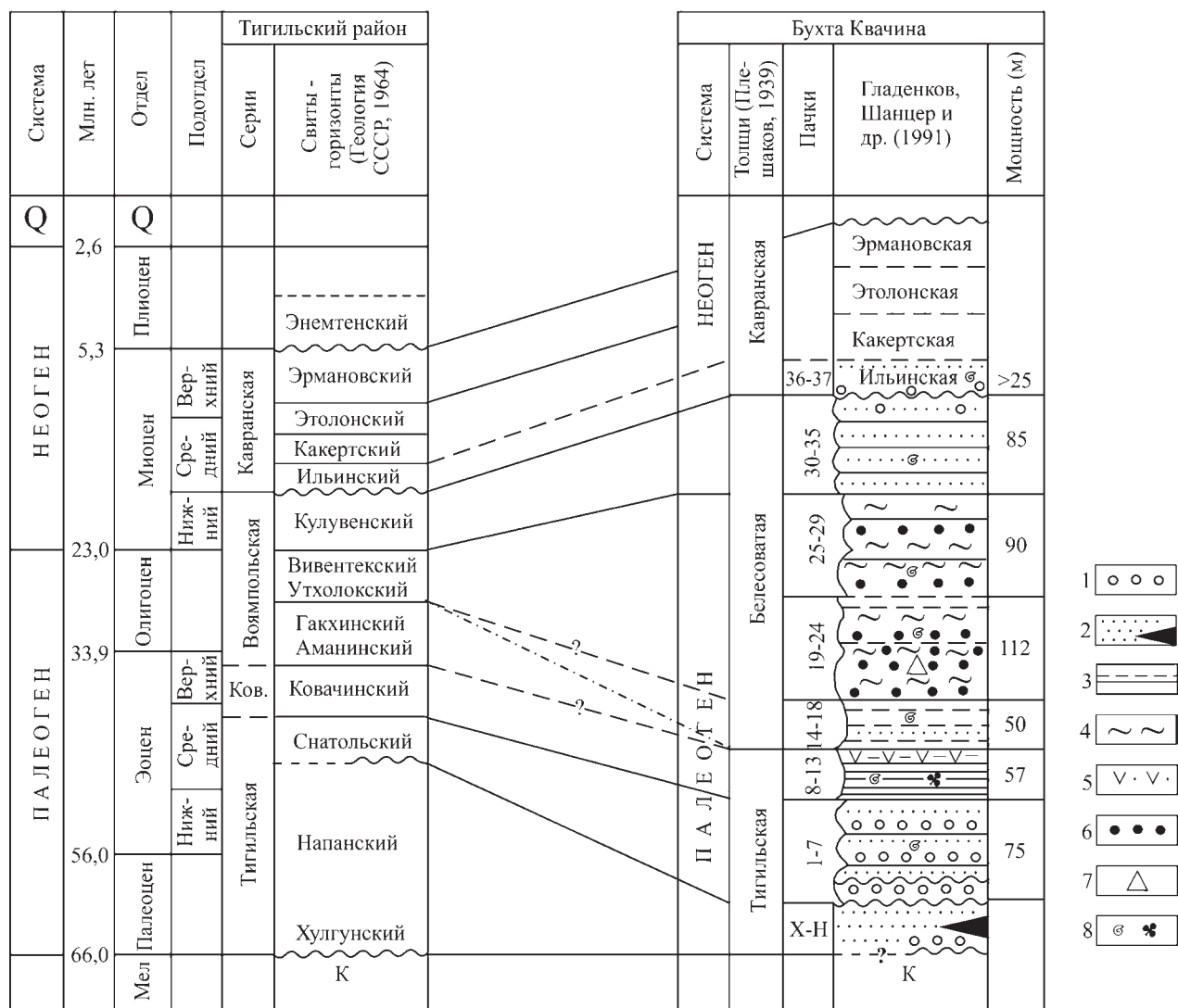


Рис. 10. Корреляция разрезов палеогена и неогена бухты Квачина и Тигильского района (Гладенков, 2016)

1 – конгломераты, гравелиты; 2 – песчаники, линзы угля; 3 – аргиллиты и алевролиты; 4 – кремнистые алевролиты; 5 – туфогенные породы; 6 – крупные карбонатные конкреции; 7 – экзотические валуны и глыбы; 8 – остатки фауны и флоры; X-N – хулгунско-напанские толщи Тигильского района

ми), которые характеризуются моллюсками сравнительно глубоководного типа и – в отличие от комплексов нижней части – являются относительно холодноводными. Во времени она в целом соответствует олигоцену. Несколько особняком выглядят пачки 12 (песчаники с галькой и туфы) и 13 (преимущественно туффиты), которые, видимо, соответствуют «туфогенному горизонту» Плешакова. Эти пачки фактически являются переходными от нижней части разреза к средней, хотя их можно считать и базальной частью белесоватой толщи.

Верхняя часть описанного разреза (пачки 30–35) – это преимущественно песчаники со сравни-

тельно мелководными моллюсками. Ее возраст – нижний миоцен.

Отмеченные три части разреза соответствуют крупному седиментационному циклу среднего эоцена – нижнего миоцена, который отчетливо проявлен в отложениях и других районах региона. Этот осадочный цикл стратиграфически вверх сменяется осадками другого цикла – среднего-верхнего миоцена (пачки 36–37), которые в ряде мест Камчатки трансгрессивно перекрывают более древние толщи. Отложения нового седиментационного цикла соответствуют началу кавранской серии. Моллюски в основании цикла отличаются

теплопроводностью и значительным числом теплолюбивых мигрантов.

Отмеченные литологические части разреза четко маркируются трофическими группировками моллюсков. Для нижней части разреза (в основном эоцен, возможно, с нижним олигоценом) – пачки 1–13 – характерны мелководные неподвижные и малоподвижные сестенофаги, встречающиеся обычно до 50 м глубины (роды *Mytilus*, *Ostrea*, *Mya*, *Musculus*, *Macrocallista*, *Serripes* и др.). Средняя часть (олигоцен) – пачки 14–29 – вмещает остатки моллюсков, относящихся в основном к собирающим детритофагам и частично подвижным сестенофагам (роды *Macoma*, *Yoldia*, *Delectopecten*, *Nuculana*, *Liocuma* и др.). Они характеризуют относительно глубоководные уровни морских бассейнов (до 100–300 м). Для верхней части разреза (пачки 30–35) снова типичны мелководные сообщества моллюсков, в основном сестенофаги. Здесь преобладают обычно роды *Mytilus*, *Modiolus*, *Mya*, *Crassatella*, *Spisula*, *Glycymeris* и др., свойственные глубинам до 50–100 м. Для самых верхов разреза (пачки 36–37) характерны мелководные, фактически самые прибрежные, сообщества зоны неподвижных фильтраторов (прежде всего *Mytilus*, *Modiolus*, *Pododesmus* и другие роды моллюсков, с которыми ассоциируют *Balamus*).

Изучение около 20 разрезов снатольской и ковачинской свит разных районов Западной Камчатки выявило, что в снатольской свите отмечено порядка 135 видов моллюсков, а в ковачинской – около 45 видов. Только снатольской свите свойственны 110–115 форм, в то время как для ковачинской свиты характерны 20 форм (при том что из снатольской свиты в ковачинскую переходят около 20 видов). Для снатольской и ковачинской свит характерен большой процент эндемиков (до 60% и более). При этом в разновозрастных отложениях Японии, Сахалина и Северной Америки отмечены около 20 общих видов. Создается впечатление, что комплекс моллюсков снатольской свиты в целом ближе к североамериканскому, чем к японскому, при приблизительном соотношении 3:1, что заставляет предполагать достаточно тесные связи шельфовых бассейнов Камчатки и Северной Америки. Исходя из состава комплексов моллюсков ковачинского возраста, можно думать и о связях бентосных сообществ камчатского и сахалино-японского бассейнов. По-видимому, эти коммуникации особенно заметно проявились при значитель-

ной трансгрессии и потеплении позднего эоцена при относительно широком распространении теплопроводных форм (субтропических и тропических).

Устойчивые связи между северояпономорским, охотоморским (присахалинским) и прикамчатским бассейнами существовали также в самом позднем эоцене и олигоцене. Сообщества моллюсков этого возраста (с характерными иолдиями, папиридеями и пр.) широко развиты в указанных районах, проникая и в берингоморский бассейн, к Корякскому нагорью, Аляске и североамериканскому побережью.

Комплексы моллюсков начала среднего миоцена (времени климатического оптимума) с типичными дозиниями, арками, хлямисами и пр., как неоднократно указывалось в литературе (Гладенков, Синельникова, 1978), тоже четко прослеживаются в северотихоокеанской области – от Японии до фактически Берингова пролива. Это свидетельствует о тесных связях шельфовых биот того времени на громадных пространствах этих акваторий.

В Приложении приведены пять фототаблиц с типичными моллюсками из разреза бухты Квачина и прилегающих участков (с заимствованием изображений ряда видов из прежних публикаций; таблицы 3–5 подготовлены С.И. Фрейманом).

3.2. Значение фораминифер для расчленения разреза и выделения региональных биостратиграфических зон

Первые определения фораминифер из палеогеновых свит разреза бухты Квачина были выполнены Н.А. Волошиновой (Криштофович, 1947; Плешаков, 1939). Выше контакта тигильской и воямпольской серий Н.А. Волошиновой описан следующий комплекс фораминифер: *Guttulina irregularis* d'Orb.; *Anomalina glabrata* Cushman; *Cibicides* sp. Nr 2; *Cibicides* sp. Nr 3; *Cassidulina margareta* Karrer; *Cassidulina crassa* d'Orb.; *Sigmomorphina* sp.; *Nonion pompiloides* Hicht. et Moll.; *Planulina* aff. *parisiensis* (d'Orb.); *Discorbis orbicularis* d'Orb.; *Ellipsolagena ventricosa* (Silvestri); *Lagena costata* d'Orb.; *Lagena* aff. *striata* d'Orb.; *Lagena orbignyana* (Seguensa); *Lagena sublagenoides* Cushman; *Entosolenia marginata* Williamson; *Robulus simplex* d'Orb.; *Nonion* aff. *punctatum* d'Orb.;

Elphidium sp.; *Pullenia salisbury* Cushman; *Rectocibicides* sp. По составу данный комплекс имеет определенное сходство с комплексом с *Cassidulina kernensis*, описанным позднее М.Я. Серовой из «туфогенного горизонта» 7 пачки Плешакова, который она сопоставляла с ковачинским горизонтом верхнего эоцена региональной стратиграфической шкалы (Решения..., 1998; Серова, 2001).

Позднее фораминиферы из Увучинского разреза (другое название разреза бухты Квачина, также используемое в литературе) изучались М.Я. Серовой (2001). Ею изучен 21 образец с раковинами фораминифер из данного разреза, что позволило на основе изменения систематического состава фораминифер по вертикали выделить пять комплексов, приуроченных к определенным стратиграфическим уровням. Для привязки микрофаунистических комплексов была использована схема стратиграфии этого разреза, предложенная И.Б. Плешаковым в 1939 г. (Плешаков, 1939). В пачке 2 песчаников, лежащей на базальных конгломератах пачки 1, ею выделен комплекс фораминифер с *Silicosigmoilina longa*, состоящий из единичных экземпляров видов *Silicosigmoilina longa* Serova, *S. californica* Cushman et Church, *Bathisiphon sanctaerucis* (Cushman et Kleinpell), *Haplophragmoides coalingensis* Cushman, *Ammodiscus incertus* d'Orb., *A. pennyi* Cushman et Church. Данный комплекс фораминифер отнесен автором к нижнему палеоцену, зона *Rzehakina epigona* (Серова, 2001). Вид-индекс комплекса был описан из отложений достаточно широкого возрастного диапазона, что затрудняет точную стратиграфическую привязку. Не исключено также, что имело место переотложение осадков из нижележащей толщи пород.

Следующий комплекс с *Cibicides baileyi* соответствует литологическим пачкам 3–4 по Плешакову (1939). В данном комплексе доминирует *Cibicides baileyi* (Beck), ему сопутствуют *Guttulina problema* d'Orb., *Quinqueloculina subarenaria* Cushman, *Bulimina* cf. *kugleri* Cushman et Renz, *Valvulineria tumeyensis* Cushman et Simonson, *Gyroidina kamtschatica* Serova, *Cibicides septasigmoidalis* Serova, *C. americanus* Cushman, *C. natlandi alequaensis* Beck, *Pseudoelphidiella californica* (Cook). Вмещающие толщи были отнесены к снатолюскому горизонту среднего эоцена.

В пачках 5–6 выделен М.Я. Серовой комплекс с *Cyclammmina samanica*. В образцах встречены

единичные раковины *Cyclammmina samanica* Berry и *Budashevaella kamtschatica* (Budasheva). Отложения отнесены к ковачинскому горизонту верхнего эоцена.

В пачке 7 – это, видимо, «туфогенный горизонт» И.Б. Плешакова (1939) – описан богатый комплекс бентосных секретионных фораминифер. Планктонные и бентосные агглютинирующие фораминиферы не обнаружены. Наиболее разнообразны дискорбиды, аномалиниды, нодозарииды и полиморфиниды. Комплекс с *Cassidulina kernensis* включает: доминирующий вид *Cassidulina kernensis* Smith, также многочисленны *Cibicides laurissae* Mallory, *Fissurina* sp. 3, *Valvulineria tumeyensis* Cushman et Simonson, *Discorbinella* sp. Сопутствующие виды – *Ellipsolagena ventricosa* (Silvestri), *Lagena orbignyana* (Seguensa), *L. sulcata opiculata* Cushman, *L. costata* Williamson, *L. hexagona* Williamson, *Guttulina problema* d'Orb., *G. hughesi* Cushman et Laiming, *Guttulina irregularis* d'Orb.; *Robulus limbosus hokleyensis* (Cushman et Applin), *R. holcombensis* Rau, *Discorbinella globularis* (d'Orb.), *Pseudoparella oveyi* Bhatia, *Pullenia salisburyi* Stewart et Stewart, *Discorbis baintoni* Mallory и др. На основании сходства данного сообщества с комплексом формации Вэгонвил Калифорнии яруса Рефуджиан выделенные слои имеют позднеэоценовый возраст и соответствуют верхней части ковачинской свиты.

В пачках 8, 9 и 11 фораминиферы не обнаружены. В пачке 10 встречены единичные *Budashevaella laevigata* (Voloshinova) и *Haplophragmoides laminatus* Voloshinova, что, по мнению М.Я. Серовой, указывает на наличие в Увучинском разрезе аналогов утхолокско-вивентекского горизонта Точилинского разреза Западной Камчатки.

Автор делает вывод об отсутствии в данном разрезе аналогов аманинско-гаххинского горизонта (Серова, 2001).

В 1980-е годы сотруниками Геологического института РАН (Ю.Б. Гладенков, В.Н. Синельникова, А.Е. Шанцер, А.И. Челебаева и др.) исследован ряд разрезов кайнозоя Западной Камчатки, в том числе береговой разрез бухты Квачина, где ими были изучены комплексы палеогеновой фауны и флоры (Гладенков и др., 1991). Образцы для определения фораминифер тогда были переданы Н.А. Фрегатовой (Камчатгеология), однако ее предварительные результаты по ряду объективных причин не были отражены в печати.

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ КАЙНОЗОЯ ЗАПАДНО-КАМЧАТСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ

Средний-верхний эоцен	Средний эоцен	Олигоцен	Нижний миоцен	Средний миоцен	Возраст	Серия	Сыгта	Литоология	Мощность (м)	№ образца (с.л. Борзова)	№ образца (Н.А. Фрегатова, Т.В. Дюгарина)	Зоны по фораминиферам	Слои с фораминиферами	Фоссилии																															
															Средняя	Полная	Полная по Пашлазову (1939)	Полная	Полная	Полная	Полная	Полная	Полная	Полная	Полная	Полная	Полная																		
Средний-верхний эоцен	Ковачинская	Тигильская	11	11	11	11	11	11	11	4/11	4/11	1. Batysiphon cocenicus - Trochammina markini - Plectotrochammina poronaiensis	1. слой	Batysiphon cocenicus Reophax tappuensis Plectotrochammina poronaiensis Trochammina markini	Φ1																														
			10	10	10	10	10	4/10	4/10	2. Reophax tappuensis - Cyclammina pacifica	2. слой					Reophax tappuensis Cyclammina pacifica	Φ2																												
			9	9	9	9	9	4/9	4/9									3. Reobolus spp. - Guttulina turfanica	3. слой	Reobolus spp. Guttulina turfanica	Φ3																								
			8	8	8	8	8	4/8	4/8													4. Melonis shimokenensis - Globobuccidulina subglobosa	4. слой	Melonis shimokenensis Globobuccidulina subglobosa	Φ4																				
			7	7	7	7	7	4/7	4/7																	5. Reophax tappuensis - Haplophragmoides laminatus	5. слой	Reophax tappuensis Haplophragmoides laminatus	Φ5																
			6	6	6	6	6	4/6	4/6																					6. Ammodiscus concinnus - Hippocrepinella binudinea	6. слой	Ammodiscus concinnus Hippocrepinella binudinea	Φ6												
			5	5	5	5	5	4/5	4/5																									7. Hippocrepinella variabilis - Budashevella cf. seminivolata	7. слой	Hippocrepinella variabilis Budashevella cf. seminivolata	Φ7								
			4	4	4	4	4	4/4	4/4																													8. Haplophragmoides cf. laminatus - Asanospira carinata - Haplophragmoides spadix	8. слой	Haplophragmoides cf. laminatus Asanospira carinata Haplophragmoides spadix	Φ8				
			3	3	3	3	3	4/3	4/3																																	9. Reophax tappuensis - Haplophragmoides laminatus - Haplophragmoides subimpresus	9. слой	Reophax tappuensis Haplophragmoides laminatus Haplophragmoides subimpresus	Φ9
			2	2	2	2	2	4/2	4/2																																				
1	1	1	1	1	4/1	4/1	11. Glandiella curvicastrata	11. слой	Glandiella curvicastrata			Φ11																																	
12	12	12	12	12	5-12	5-12				12. слой с единичными фораминиферами	12. слой		12. слой с единичными фораминиферами	Φ12																															
13	13	13	13	13	5-13	5-13									13. слой со смешанным комплексом	13. слой	13. слой со смешанным комплексом	Φ13																											
14	14	14	14	14	5-14	5-14													14. слой со смешанным комплексом	14. слой	14. слой со смешанным комплексом	Φ14																							
15	15	15	15	15	5-15	5-15																	15. слой со смешанным комплексом	15. слой	15. слой со смешанным комплексом	Φ15																			
16	16	16	16	16	5-16	5-16																					16. слой со смешанным комплексом	16. слой	16. слой со смешанным комплексом	Φ16															
17	17	17	17	17	5-17	5-17																									17. слой со смешанным комплексом	17. слой	17. слой со смешанным комплексом	Φ17											
18	18	18	18	18	5-18	5-18																													18. слой со смешанным комплексом	18. слой	18. слой со смешанным комплексом	Φ18							
19	19	19	19	19	5-19	5-19																																	19. слой со смешанным комплексом	19. слой	19. слой со смешанным комплексом	Φ19			
20	20	20	20	20	5-20	5-20																																					20. слой со смешанным комплексом	20. слой	20. слой со смешанным комплексом
21	21	21	21	21	5-21	5-21	21. слой со смешанным комплексом	21. слой	21. слой со смешанным комплексом			Φ21																																	
22	22	22	22	22	5-22	5-22				22. слой со смешанным комплексом	22. слой		22. слой со смешанным комплексом	Φ22																															
23	23	23	23	23	5-23	5-23									23. слой со смешанным комплексом	23. слой	23. слой со смешанным комплексом	Φ23																											
24	24	24	24	24	5-24	5-24													24. слой со смешанным комплексом	24. слой	24. слой со смешанным комплексом	Φ24																							
25	25	25	25	25	5-25	5-25																	25. слой со смешанным комплексом	25. слой	25. слой со смешанным комплексом	Φ25																			
26	26	26	26	26	5-26	5-26																					26. слой со смешанным комплексом	26. слой	26. слой со смешанным комплексом	Φ26															
27	27	27	27	27	5-27	5-27																									27. слой со смешанным комплексом	27. слой	27. слой со смешанным комплексом	Φ27											
28	28	28	28	28	5-28	5-28																													28. слой со смешанным комплексом	28. слой	28. слой со смешанным комплексом	Φ28							
29	29	29	29	29	5-29	5-29																																	29. слой со смешанным комплексом	29. слой	29. слой со смешанным комплексом	Φ29			
30	30	30	30	30	5-30	5-30																																					30. слой со смешанным комплексом	30. слой	30. слой со смешанным комплексом
31	31	31	31	31	5-31	5-31	31. слой со смешанным комплексом	31. слой	31. слой со смешанным комплексом			Φ31																																	
32	32	32	32	32	5-32	5-32				32. слой со смешанным комплексом	32. слой		32. слой со смешанным комплексом	Φ32																															
33	33	33	33	33	5-33	5-33									33. слой со смешанным комплексом	33. слой	33. слой со смешанным комплексом	Φ33																											
34	34	34	34	34	5-34	5-34													34. слой со смешанным комплексом	34. слой	34. слой со смешанным комплексом	Φ34																							
35	35	35	35	35	5-35	5-35																	35. слой со смешанным комплексом	35. слой	35. слой со смешанным комплексом	Φ35																			
36	36	36	36	36	5-36	5-36																					36. слой со смешанным комплексом	36. слой	36. слой со смешанным комплексом	Φ36															
37	37	37	37	37	5-37	5-37																									37. слой со смешанным комплексом	37. слой	37. слой со смешанным комплексом	Φ37											

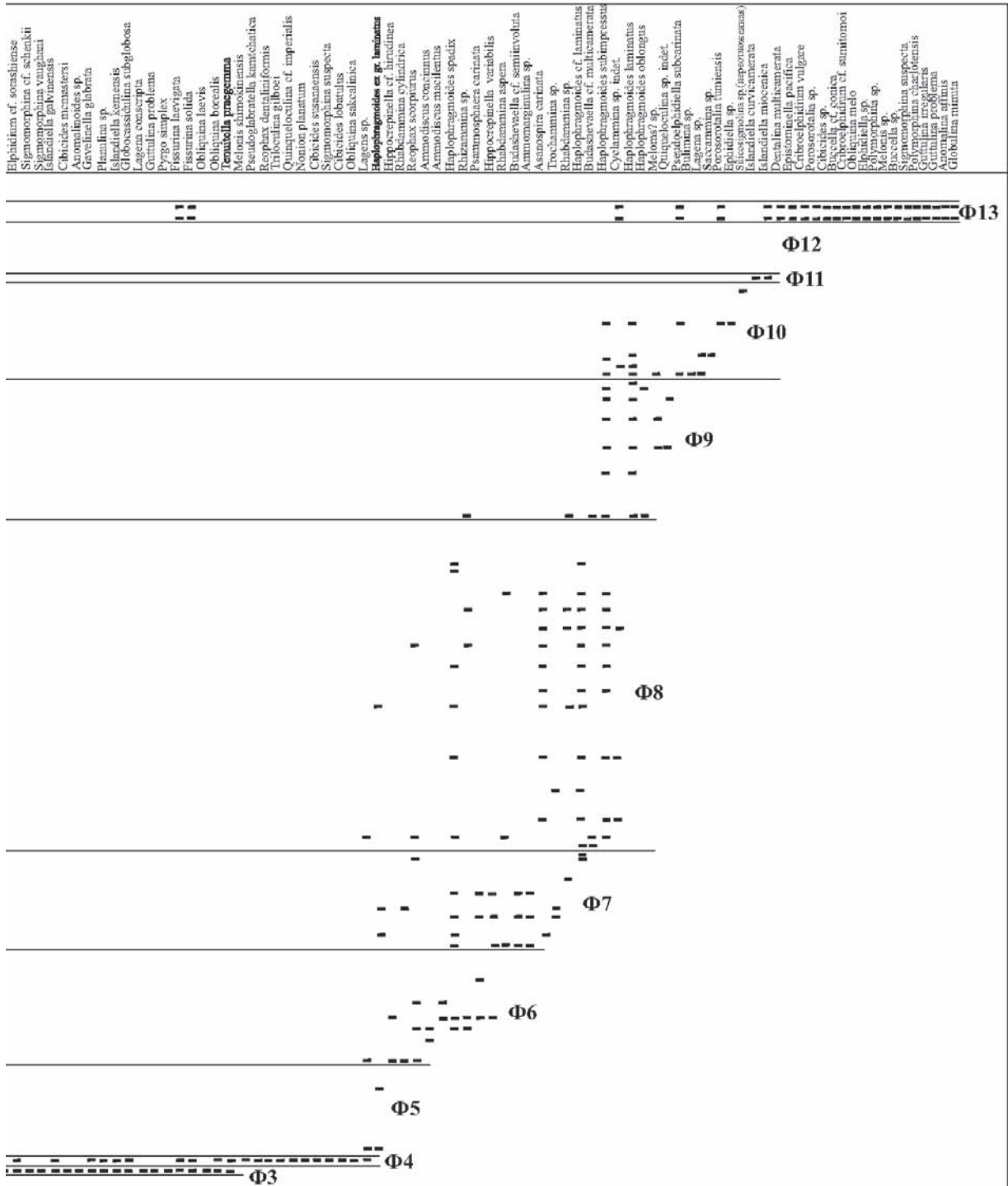


Рис. 11. Стратиграфическое распространение фораминифер в кайнозойском разрезе бухты Квачина
Условные обозначения см. на рис. 5

В 2014 г. из этого разреза были отобраны новые образцы с привязкой к пачкам, выделенным в 1984 г. (Гладенков, 2016). В настоящей работе приводятся результаты совместного изучения фораминифер из образцов, отобранных в 1984 и 2014 гг. специалистами ГИН РАН и ВНИГРИ, что позволило получить более детальную, чем раньше, характеристику типичных комплексов фораминифер. Всего были изучены 320 образцов. Из них 88 образцов содержали раковины фораминифер. В большинстве образцов комплексы фораминифер содержат 5–10 видов, представленных в количестве экземпляров до 50, за исключением образцов из 12 и 36 пачек, в которых число видов превышало 10, а количество раковин достигало 100 и более. В разрезе встречено 118 видов агглютинирующих (50 видов) и секреционных (68 видов) фораминифер, в основном бентосных. Планктонные формы (1 вид) отмечены только в пачках 12–13 тигильской толщи.

Для технической обработки образцов использовалась стандартная методика с использованием гипосульфита натрия. В дальнейшем дезинтегри-

рованные образцы промывались на сите с ячейками диаметром 0,1 мкм.

Анализ распределения фораминифер в палеогеновых и неогеновых отложениях в разрезе южного крыла синклинали в бухте Квачина позволил установить последовательную смену комплексов по разрезу и выделить 13 слоев с фораминиферами, которые объединяются в 4 комплексные зоны. Нижняя их граница устанавливается по появлению видов-индексов и характерных видов комплекса (рис. 11, 12). По масштабу распространения выделенные зоны являются региональными и прослеживаются в смежных районах российского Дальнего Востока (Серова, 1969; Беньямовский и др., 1992; Беньямовский, Фрегатова, 2013; Дмитриева, Фрегатова, 2004; Дмитриева, 2005, 2007; Фрегатова, 2005; Serova, 1976). Для привязки к региональным горизонтам и обоснования возраста слоев и зон проведено сравнение установленных биостратонов со стратонами Точилинского опорного разреза Западной Камчатки (Серова, Спирина, 1984; Решения..., 1998). В Приложении приведе-

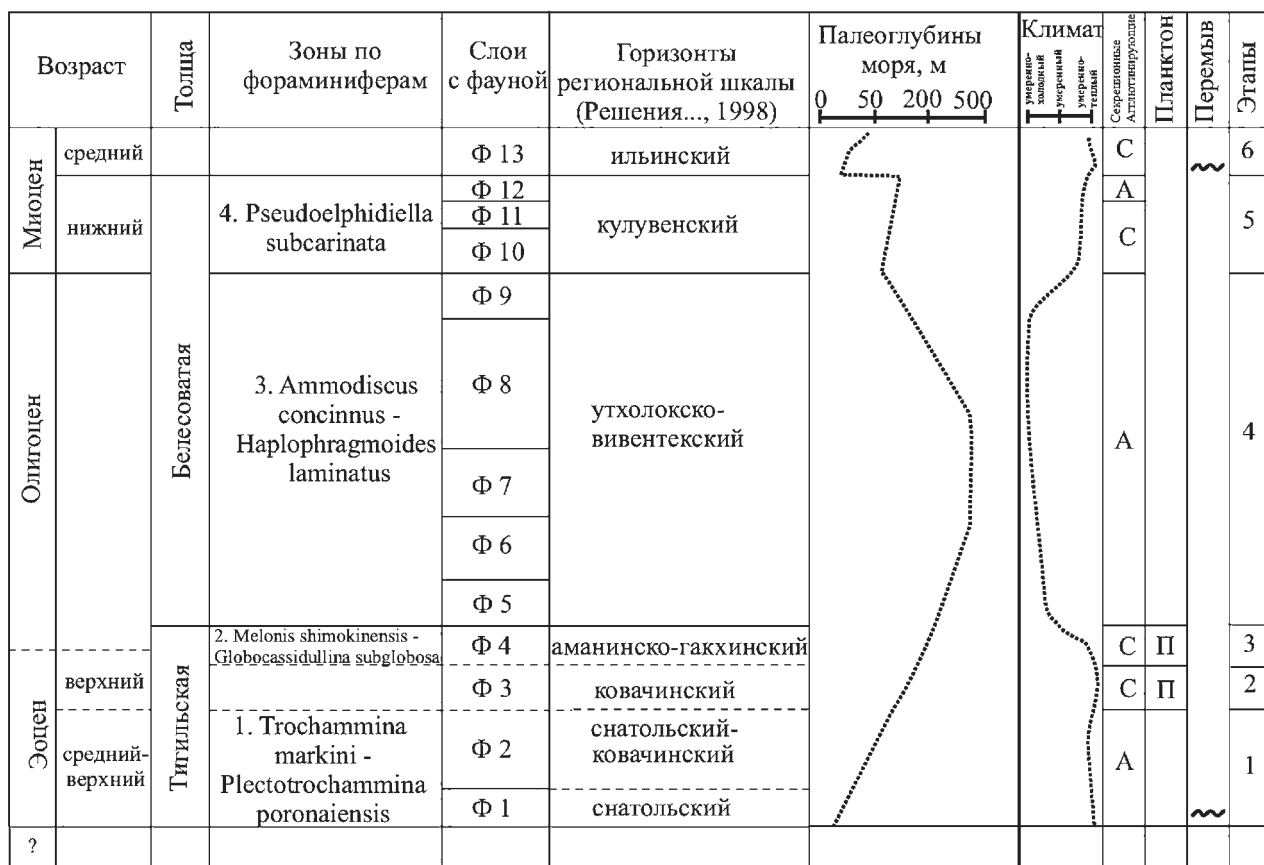


Рис. 12. Зоны и слои с фораминиферами кайнозойского разреза бухты Квачина и палеогеографические события

ны 14 фототаблиц с типичными видами фораминифер из разреза бухты Квачина.

3.2.1. Комплексы фораминифер, слои с фауной, зоны и горизонты

Ниже стратиграфически снизу вверх приводится характеристика выделенных слоев с фораминиферами.

Тигильская толща

Снатольский и ковачинский горизонты

Зона *Trochammina markini* – *Plectotrochammina poronaiensis*

(Фототаблицы 1–5)

Слой Ф1 с *Bathysiphon eocenicus* – *Trochammina markini* – *Plectotrochammina poronaiensis* выделены в пачках 2–4. Комплекс фораминифер представлен многочисленными агглютинирующими формами. Сохранность фауны в основном удовлетворительная, присутствуют переотложенные из нижних горизонтов раковины фораминифер (в основном рода *Cyclammina* и др.), встречаются экземпляры с деформированной и перекристаллизованной стенкой раковин, что иногда затрудняет достоверно установить видовые признаки особей. Кроме фораминифер в выделенных слоях присутствует значительное количество перекристаллизованных скелетов радиолярий, не определимых до вида.

Наиболее характерными видами в фораминиферовом комплексе являются: *Bathysiphon eocenicus* Cushman et Hanna, *Reophax difflugiformis* Brady, *Haplophragmoides* sp., *Recurvoides* cf. *anormis* Myatliuk, *Budashevaella* cf. *deserta* Voloshinova, *B.* cf. *curviseptata* (Budashева), *Cyclammina pacifica* Beck, *Cyclammina* (= *Reticulophragmium*) *amplectens* Grzybowski, *Trochammina markini* Budashева, *Plectotrochammina* cf. *poronaiensis* (Asano), *P. kamtchatica* (Fregatova), *Karreriella elongata* Mallogy, *Globobulimina pacifica* Cushman. Все перечисленные виды присутствуют в фораминиферовых комплексах среднего и верхнего эоцена: на Западной Камчатке в снатольской и ковачинской свитах в опорном Точилинском разрезе (Гладенков и др., 1991), в увучинском и корновском горизон-

тах скважин Тигильского района (Волошинова, Будашева, 1961); в килакирнунской и гаилхавиланской свитах в опорном Ильпинском разрезе на Восточной Камчатке (Волобуева и др., 1994); в разрезах формации Поронаи в Японии (Asano, 1958; Kaiho, 1984); в разрезах палеогена штата Калифорния формаций Креенхаген и Рефуджиан (Mallogy, 1959) и в формации Ковлитц штата Вашингтон в Северной Америке (Beck, 1943).

Аналоги данных слоев с фораминиферами были отмечены и в низах разреза северного крыла синклинали севернее устья р. Морошечной, где палеогеновые толщи с несогласием залегают на дислоцированных мезозойских образованиях. Здесь в алевролитах и слаболитифицированных песчаниках (10 м), залегающих на песчаниках (4 м) с линзами и пропластками бурого угля, найдены *Trochammina markini* Budashева, *Plectotrochammina* cf. *poronaiensis* (Asano), *Cyclammina* (= *Reticulophragmium*) *amplectens* Grzybowski. Количественно преобладают *Cyclammina* (= *Reticulophragmium*) *amplectens* – типично морской вид и *Trochammina markini* – вид, способный выдерживать опресненные условия, что, вероятно, свидетельствует о нестабильной прибрежно-морской обстановке осадконакопления. Этот комплекс имеет определенное сходство со снатольской ассоциацией Тигильского района.

В 10–15 км западнее Увучинского разреза у мыса Овра, вблизи устья р. Кольхач (западное побережье бухты Квачина) на моноклинально залегающих терригенных песчано-аргиллитовых породах улэвенейской серии с размывом и угловым несогласием лежат породы снатольского и ковачинского горизонтов с карманами размывов (до 5 м), в основании с конгломератами (мощностью от 0,5 до нескольких метров) и глауконитовыми, часто косослоистыми песчаниками (от 7–9 до 12 м) снатольской свиты, в которых определены фораминиферы эоценового возраста: *Quinqueloculina goodspeedi* Hanna et Hanna, *Trifarina advena californica* Cushman, *Cassidulina diversa* Cushman et Stone (определения М.Я. Серовой, В.Н. Беньямовского и С.И. Ступина).

Выше песчаники согласно перекрыты слоистыми алеврито-песчаными породами рыжего цвета с множеством мелких конкреций (видимая мощность до 40 м), относимых к ковачинской свите (Гладенков и др., 1997).

Слой Ф2 с *Reophax tappuensis* – *Cyclammina pacifica* выделены в пачках 5–11. Комплекс фо-

раминифер обедненного состава, фораминиферы представлены агглютинирующими формами. Сохранность раковин неудовлетворительная, до вида удалось определить единичные экземпляры. Наиболее характерные виды комплекса: *Reophax tappuensis* Asano, *Cyclammmina pacifica* Beck, *Reticulophragmium venezuelanum* (Maуnc), *Haplophragmoides* sp., *Budashevaella* sp., *Ammomarginulina matchigarica* Voloshinova, *Ammobaculites kamtchaticus* Budasheva. Все перечисленные виды имеют широкое распространение в отложениях тигильской и воямпольской серий.

Ковачинский горизонт

(Фототаблицы 5–6)

Слои Ф3 с *Robulus* spp. – *Guttulina tumefacta* выделены в пачке 12 (обр. 30). Комплекс состоит из большого количества видов с секреторной раковиной. Характерно присутствие различных видов рода *Robulus*. В составе комплекса: *Robulus inornatus* Orb., *R. pseudovortex* Cole, *R. turbinatus* (Plummer), *Sigmomorphina* cf. *vaughani* Cush. et Ozawa, *Guttulina tumefacta* Kusina, *Sigmoidella pacifica* Cush et Ozawa, *Sigmomorphina* sp., *Fissurina solida* Sequenza, *Islandiella galvinensis* (Cushman et Frizzel), *Globocassidulina subglobosa* Brady, *Cassidulina* cf. *margareta* Karrel, *Fissurina laevigata* (Reuss), *Obliquina borealis* (Loeblich et Tappan), *Cibicides mcmastersi* Beck, *Nonion* cf. *sorashienae* Asano et Murata и др. Встречены единичные планктонные фораминиферы *Tenuitella praegemma* (Li). Комплекс фораминифер обнаруживает сходство по содержанию общих видов с комплексом ковачинской свиты Точилинского и Майначского разрезов, а также скважин Колпаковского прогиба, от которых он отличается полным отсутствием агглютинирующих форм (Гладенков и др., 1991; Тузов и др., 1997).

Аманинско-гаххинский горизонт

Зона *Melonis shimokinensis* – *Globocassidulina subglobosa*

(Фототаблицы 6-8)

Слои Ф4 с *Melonis shimokinensis* – *Globocassidulina subglobosa* выделены в пачке 13 «ту-

фогенного горизонта». Комплекс фораминифер представлен многочисленными секретирующими формами очень хорошей сохранности. На нижней границе слоев исчезают робулюсы, характерные для нижележащих отложений. Комплекс обогащается новыми секреторными видами. В составе комплекса преобладают *Globocassidulina subglobosa* Brady, *Islandiella galvinensis* (Cushman et Frizzel), *Melonis shimokinensis* (Asano), *Gavelinella glabrata* (Cushman), *Cibicides lobatulus* (Walter et Jacob) и др. Встречены единичные экземпляры *Sigmomorphina suspecta* Kusina, *Pseudoglabratella kamtchatica* Fregatova, *Discorbis* sp., *Triloculina gilboei* Beck, различных полиморфинид, а также экземпляры планктонных фораминифер рода *Tenuitella praegemma* (Li). Стратиграфическое распространение *Tenuitella praegemma* охватывает диапазон верхнего эоцена зоны E-15 и нижнего олигоцена зоны O-1 (Pearson et al., 2006). Комплекс характерен для аманинско-гаххинского горизонта Точилинского разреза (Серова, Спирина, 1984; Серова, 2001; Решения..., 1998) и нижней части алугинской свиты Ильпинского разреза на Восточной Камчатке (Волобуева и др., 1994).

Белесоватая толща

Утхолокско-вивентекский горизонт

Зона *Ammodiscus concinnus* – *Haplophragmoides laminatus*

(Фототаблицы 9–10)

Слои Ф5 с *Reophax tappuensis* – *Haplophragmoides laminatus* выделены в литологических пачках 14–18. На нижней границе исчезают все виды нижележащих слоев. Обедненный комплекс состоит из единичных представителей рода *Haplophragmoides* и *Reophax tappuensis*.

Слои Ф6 с *Ammodiscus concinnus* – *Hippocrepinella hirudinea* выделены по разрезу в пачках 19–21. Комплекс фораминифер более многочисленный. На данном уровне продолжается развитие видов из нижележащих отложений и отмечается появление других видов: *Ammodiscus concinnus*, *Hippocrepinella hirudinea* и др. Фораминиферы представлены только агглютинирующими формами.

Сохранность обнаруженных экземпляров удовлетворительная, но у большинства ископаемых

остатков из-за разрушения раковин не представляется возможным точно установить принадлежность к определенному таксону. Характерная особенность выделенного слоя – в данном интервале разреза отмечается значительное присутствие диатомей, главным образом в обр. 4/-16; 4/17 и 4/20. В небольшом числе выделены радиолярии.

Комплекс состоит из следующих видов: *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Reophax tappuensis* Asano, *R. dentaliniformis* Brady, *R. curtus* Cushman, *Ammodiscus concinnus* V. Kuznetzova, *Haplophragmoides laminatus* Voloshinova, *Budashevaella* cf. *deserta* (Voloshinova), *Cyclammina* cf. *okuharai* Tai, *C.* cf. *excavata* Voloshinova, *Hippocrepinella* cf. *hirudinea* Heron-Allen et Earland. Все перечисленные виды входят в состав фораминиферовых комплексов, характеризующих олигоценовые отложения воямпольской серии на Западной Камчатке (Серова, Спирина, 1984; Решения..., 1998; Дмитриева, Фрегатова, 2004; Дмитриева, 2005, 2007). Такие виды, как *Ammodiscus concinnus* V. Kuznetzova и *Haplophragmoides laminatus* Voloshinova являются видами-индексами одноименной зоны *Ammodiscus concinnus* – *Haplophragmoides laminatus*, в которой выделены слои с *Hippocrepinella* cf. *hirudinea* Heron-Allen et Earland.

Слой Ф7 с *Hippocrepinella variabilis* – *Budashevaella* cf. *semiinvoluta* – *Haplophragmoides spadix* выделены в пачке 22. В слоях установлен богатый комплекс фораминифер, представленный агглютинирующими формами. Сохранность фораминифер удовлетворительная. Наиболее многочисленны в составе комплекса *Reophax tappuensis* Asano, *Ammodiscus concinnus* V. Kuznetzova, *Haplophragmoides spadix* V. Kuznetzova, *Hippocrepinella variabilis* Voloshinova. Следует отметить появление в комплексе видов: *Reophax dentaliniformis* Brady, *Ammodiscus macilentus* Chapman, *Psammosphaera carnata* (Starzeva), *Haplophragmoides* cf. *postlaminatus* Voloshinova, *Ammodiscus marginulina* cf. *matchigarica* (Voloshinova). Все перечисленные виды входят в состав фораминиферовых комплексов, характеризующих олигоценовые отложения воямпольской серии на Западной Камчатке (Серова, Спирина, 1984; Решения..., 1998; Дмитриева, Фрегатова, 2004; Дмитриева, 2005, 2007).

Слой Ф8 с *Haplophragmoides* cf. *laminatus* – *Asanospira carinata* – *Haplophragmoides spadix* выделяются в пачках 23–27. Продолжается раз-

витие песчаного комплекса фораминифер, выделенного в предыдущих слоях. На уровне образца 5/16а (23 пачка) отмечается появление *Asanospira carinata* (Cushman et Renz). Состав обогащается большим количеством различных реофаксов: *Reophax tappuensis* Asano, *R. dentaliniformis* Brady, *R. scorpiurus* Montfort, продолжается преимущественное присутствие в комплексе *Haplophragmoides laminatus* (Voloshinova), *H.* cf. *postlaminatus* Voloshinova, *H. subimpressus* Voloshinova, *Ammodiscus marginulina* cf. *matchigarica* Voloshinova, *Budashevaella* cf. *semiinvoluta* (Voloshinova). Комплекс фораминифер в выделенных слоях соответствует второй половине зоны *Haplophragmoides laminatus* – *Ammodiscus concinnus*.

Слой Ф9 с *Reophax tappuensis* – *Haplophragmoides laminatus* – *Haplophragmoides subimpressus* выделяются в верхней части пачки 27 и до нижней части пачки 30. Обнаруженный комплекс фораминифер по видовому составу идентичен комплексам из нижележащих слоев, но общее количество экземпляров сокращается. Появляются единичные экземпляры фораминифер с известковой стенкой раковинок очень плохой сохранности. Наиболее представительные виды: *Reophax tappuensis* Asano, *Haplophragmoides laminatus* (Voloshinova), *H.* cf. *postlaminatus* Voloshinova, *H. subimpressus* Voloshinova, *Ammodiscus marginulina* cf. *matchigarica* Voloshinova. Экземпляры с известковой стенкой раковины представлены: *Melonis* sp. indet., *Quinqueloculina* sp. indet., *Fissurina* sp. indet.

Кулувенский горизонт

Зона *Pseudoelphidiella subcarinata*

(Фототаблица 10)

Слой Ф10 с *Haplophragmoides laminatus* – *Pseudoelphidiella subcarinata* – *Porosorotalia tumiensis* выделены в верхней части пачки 30, 31 и 32 пачках. На данном уровне практически исчезают все характерные виды фораминифер из нижележащих слоев и отмечается появление таких видов, как *Haplophragmoides oblongus* Voloshinova, *Pseudoelphidiella subcarinata* (Voloshinova). Присутствует переотложенная раковина темно-коричневого цвета *Silicosigmoilina?* sp. indet. (*Spirosigmoilina?* sp. indet.). Выше по разрезу встречены единичные экземпляры фораминифер *Reophax*

tappuensis Asano, *Haplophragmoides oblongus* Voloshinova, *H. subimpressus* Voloshinova, *Cyclammina ezoensis* Asano, *C. sp. indet.*, фораминиферы с известковой стенкой раковин *Porosorotalia tumiensis* Voloshinova, *Pseudoglandulina cf. ovata* (Cushman et Applin), *Bulimina sp. indet.*, *Melonis sp. indet.*, *Lagena sp. indet.* Видовая характеристика выделенного комплекса фораминифер позволяет отнести вмещающие отложения к кулувенскому горизонту Точилинского опорного разреза. Вид-индекс зоны *Porosorotalia tumiensis* характерен для нижнемиоценовых отложений Западной и Восточной Камчатки (Серова, 1978; Серова, Спирина, 1984; Дмитриева, 2007; Бордунов, 2015). На Восточной Камчатке схожий комплекс встречен в нижней части пестроцветной свиты (Бордунов, 2015), а в Ильпинском опорном разрезе – в алугинской свите (Фрегатова, 2005).

Слои Ф11 с *Islandiella curvicamerata* выделяются в нижней части пачки 34 на уровне опробования в точке 5/4а. Слои содержат единичные экземпляры фораминифер, представленные видами *Cyclammina cf. cushmani* Voloshinova, *Islandiella curvicamerata* (Voloshinova), *I. miocenica* (Voloshinova). Все перечисленные виды обычны в фораминиферовых комплексах, характеризующих отложения нижнемиоценовых отложений Западной и Восточной Камчатки.

Слои Ф12, практически не охарактеризованные фораминиферами с единичными формами, установлены в верхней части пачки 34 и в пачке 35. В этом интервале обнаружены не определимые до вида раковины рода *Haplophragmoides* и, вероятно, переотложенная раковина *Cyclammina pacifica*.

Зона *Pseudoelphidiella subcarinata* отчетливо прослеживается практически во всех разрезах Охотоморской и Берингоморской провинций. Комплексы фораминифер данной зоны сопоставляются с комплексами кулувенской свиты Точилинского разреза Западной Камчатки (Григоренко и др., 1968; Серова, 1978, 2001; Серова, Спирина, 1984), с первым комплексом фораминифер свиты песчаников с *Laternula* в опорном разрезе на о-ве Карагинский (Волобуева, Белая и др., 1992). Следует отметить, что в интерпретации Ю.Б. Гладенкова данная часть разреза относится уже к низам пестроцветной свиты нижнего миоцена (Гладенков, 1972). Это подтверждает наличие комплекса фораминифер с зональным ви-

дом *Pseudoelphidiella subcarinata* в данной части разреза (Бордунов, 2015). Самая нижняя часть зоны коррелируется с самой верхней частью зоны XII – *Haplophragmoides laminatus* – *Melonis shimokinensis* опорного разреза п-ова Ильпинский Восточной Камчатки) (алугинская свита) (Беньямовский, Фрегатова и др., 1992; Волобуева и др., 1994). Зона *Pseudoelphidiella subcarinata* сопоставляется с фораминиферовыми зонами тумской свиты на п-ове Шмидта (Архипова и др., 1981); с биостратонами борской свиты Пограничного района (Митрофанова, 1986); частично со слоями с фораминиферами в холмской и нижней части невеликой свит в Макаровском разрезе на Сахалине (Кузнецова, 1992); со слоями с *Criboelphidium crassum*, *Islandiella curvicamerata*, *Porosorotalia cf. tumiensis* в нижней части одянской серии в морской скважине Магаданская 1 (Большаков и др., 1987; Шаинян и др., 1989), в скважинах на шельфе Охотского моря (Жаров, Митрофанова и др., 2013).

Ильинский горизонт

(Фототаблицы 11–14)

Слои Ф13 со смешанным комплексом фораминифер установлены в конгломератах пачки 36. Пестрый состав комплекса, в котором резко преобладают секреторные формы и одновременно присутствуют фораминиферы, принадлежащие сообществам различных стратиграфических уровней, приводит к выводу о том, что выявленные фораминиферы не являются инситуными. В составе комплекса присутствуют: *Porosorotalia tumiensis* V. Kuznetzova, *Porosorotalia voloshinova* Serova, *Porosorotalia sp.*, *Pseudoelphidiella subcarinata* (Volosh.), *Pseudoelphidiella problematica* (Volosh.), *Pseudoelphidiella hannai* (Cushman et Grant), *Fissurina solida* Sequenza, *Nodosaria sp.*, *Sigmomorphina suspecta* Kuz., *Pseudopolymorphina ex gr. suboblonga* Cushman et Ozava, *Guttulina tumefacta* Kuzina, *Melonis pacificus* (Cushman), *Criboelphidium vulgare* Voloshinova, *Criboelphidium cf. sumitomo* Asano et Murata, *Perfectononion incertaeformis* V. Kuznetzova, *Perfectononion incertus* (Williamson), *Elphidiella jannae* (Voloshinova et Borovleva), *Elphidiella cf. tenera* (Voloshinova et Borovleva), *Islandiella cf. curvicamerata* Voloshinova, *Islandiella spp.*, *Cibicides celebrus* Bandy, *Cassidulina menneri* Sero-

va, *Cassidulina* cf. *excavata* Voloshinova, *Cassidulina* spp., *Sigmomorpha* spp., *Polymorphina charlotensis* Cushman, *Dentalina multilineata* Bornemann, *Buccella* cf. *inusitata* Andersen и др. Схожий комплекс описан в Точилинском разрезе в ильинской свите (Серова, Спирина, 1984).

3.2.2. Возраст и корреляция зон, палеоэкологические и палеогеографические условия

Из изложенного материала можно сделать следующие выводы.

Изученные комплексы фораминифер соответствуют комплексам горизонтов региональной стратиграфической схемы Западной Камчатки (слои 1–2; они сопоставляются со снатолевским и ковачинским горизонтами, слой 3 – с ковачинским горизонтом, слой 4 – с аманинско-гакхинским, слои 5–9 – с утхолокско-вивентекским, слои 10–12 – с кулувенским, слой 13 – с ильинским) [Решения..., 1998] и прослеживаются в различных разрезах Охотоморского региона.

Сделанное ранее предположение М.Я. Серовой (2001) о наличии здесь нижнепалеоценовых слоев нашими исследованиями не подтвердилось. Виды, перечисленные М.Я. Серовой (2001) из этого комплекса, имеют широкое стратиграфическое распространение – от мезозоя или дания нижнего палеоцена до середины лютета среднего эоцена или даже до миоцена. В некоторых работах эти виды в целом принимаются типичными для позднего палеоцена (Беньямовский, Ступин, 1997; Беньямовский, Фрегатова, 2013), хотя даже представители характерного для него рода *Silicosigmoilina* встречаются на Камчатке не только в палеоцене, но и в эоцене. С другой стороны, нельзя исключать и возможность переотложения каких-то форм палеогена в снатолевских слоях.

Также не нашло подтверждения другое предположение М.Я. Серовой (2001) об отсутствии в Увучинском разрезе отложений, соответствующих аманинско-гакхинскому горизонту. В пачке 13, соответствующей зоне *Melonis shimokinensis* – *Globocassidulina subglobosa*, комплекс фораминифер представлен многочисленными секретирующими формами очень хорошей сохранности с доминированием кассидулин, исландиелл, полиморфинид. Здесь тоже отмечается присутствие

планктонных фораминифер *Tenuitella praegemma*, как и в пачке 12. Многие формы фораминифер переходят из нижележащих слоев. Таким образом, наблюдается определенная преемственность охотоморской фауны фораминифер конца эоцена и начала олигоцена. Появление видов-индексов *Melonis shimokinensis*, *Globocassidulina subglobosa*, а также *Quinqueloculina imperialis* Hanna et Hanna и других, появляющихся в аманинско-гакхинском горизонте Точилинского разреза и характерных для синхронных отложений всего Охотоморского региона, позволяет отделить соответствующие слои от нижележащих и выделить их в качестве самостоятельной зоны. Отмечается прекрасная сохранность раковин фораминифер в туфогенной пачке, а также присутствие в комплексе молодых и старых особей одного вида. Такие особенности, скорее всего, могли быть обусловлены очень быстрым захоронением раковин под слоем пепла, когда водная среда не успела окислиться и растворение раковин не произошло.

Отдельно следует сказать о находках в пачках 12 и 13 планктонных фораминифер *Tenuitella praegemma* (Li). Они позволяют установить позднеэоценово-раннеолигоценовый возраст вмещающих слоев (Pearson et al., 2006). Их появление в разрезе свидетельствует о значительной трансгрессии, произошедшей в пределах Камчатской области, и восстановлении связей Западно-Камчатского бассейна с Тихоокеанским.

По результатам изученного нами материала по фораминиферам в литологических пачках 2–4 можно сделать вывод о наличии в низах разреза снатолевско-ковачинского комплекса. С долей условности можно разделить снатолевский и ковачинский горизонты по границе между слоями Ф1 и Ф2.

Палеоэкологический анализ изученных комплексов фораминифер позволяет сделать некоторые выводы об обстановках, в которых шло накопление соответствующих осадков. Литологические пачки 2–11, соответствующие зоне *Trochammina markini* – *Plectotrochammina poroniaiensis* (снатолевский и ковачинский горизонты), формировались в условиях шельфа, мелководного во время формирования пачек 2–4 и более глубоководного с активной гидродинамикой во время формирования пачек 5–11. Мелководные условия, возможно, чередовались с опресненными. Углубление палеобассейна в это время совпадает с региональ-

ной трансгрессией (Серова, 2001). В комплексе доминируют агглютинирующие фораминиферы, а в нижних слоях присутствуют переотложенные формы из более древних отложений. Эндемиком нет, по составу комплексов фораминифер наблюдается определенная общность как с япономорской, так и североамериканской микрофауной.

Наступающая трансгрессия и установление условий открытого моря с нормальной соленостью в конце среднего эоцена приводят к изменению состава комплекса. Пачка 12, охарактеризованная слоями с *Robulus* sp. – *Guttulina tumefacta* (ковачинский горизонт), формировалась в более глубоководных шельфовых условиях с нормальной соленостью и достаточным количеством кислорода в воде, о чем свидетельствует присутствие в комплексе различных робулюсов, исландиелл, цибидесов и планктонных фораминифер. Здесь также отмечается общность с япономорской и североамериканской микрофауной.

Пачка 13, соответствующая зоне *Melonis shimokinensis* – *Globocassidulina subglobosa*, формировалась также в нормальных морских условиях глубокого шельфа в водной среде, обогащенной кислородом.

Начиная с пачки 14 в зоне *Ammodiscus concinnus* – *Haplophragmoides laminatus* (пачки 14–30, утхолокско-вивентекский горизонт) происходят резкое изменение и обеднение комплексов фораминифер. Исчезают все известковые формы, комплекс становится песчаным, относительно мелководным в интервале пачек 14–22 (преобладание гиппокрепинелл) и более глубоководным в интервале пачек 23–30, что свидетельствует о недостатке кислорода в воде и кислой среде из-за возможного увеличения вулканической активности в регионе и относительно холодных климатических условий. В целом комплексы слоев с фораминиферами данной зоны имеют общий характер развития в относительно глубоководном бассейне с высокой скоростью седиментации. Состав характерен для олигоценовой охотоморской и беринговоморской фауны фораминифер.

В литологических пачках 30–35, соответствующих зоне *Pseudoelphidiella subcarinata* (кулувенский горизонт), также наблюдается резкое изменение комплекса фораминифер. Появляются эльфидиеллы, исландиеллы, комплекс становится более мелководным, чем ранее, характерным

для шельфа с нормальными морскими условиями, с присутствием переотложенных палеогеновых форм. Появление в комплексе *Porosorotalia tumiensis* Voloshinova (род *Porosorotalia* – элемент южного происхождения, пришедший из Индо-Тихоокеанской области) свидетельствует о потеплении климата, начавшемся в раннем миоцене.

Пачка 36 охарактеризована смешанным комплексом фораминифер, в котором резко преобладают секреторные формы со значительным количеством переотложенных раковин эоценового и олигоценового возрастов. Это свидетельствует о значительном размыве нижележащих толщ во время формирования данных отложений. Количественно преобладают представители относительно мелководных видов эльфидиид, букцел, поросороталий и полиморфинид. Данные виды встречается в отложениях нижней части среднего миоцена Охотоморского региона, накопившихся во время климатического оптимума (Волошинова и др., 1970; Серова, 1978; Серова, Спирина, 1984; Дмитриева, 2007).

Синтез полученных данных позволяет построить схематичные кривые изменения температур морской воды древнего бассейна и изменения его глубины со временем. На рис. 12 хорошо видно, как происходит изменение режимов седиментации и палеообстановок в интервале среднего эоцена – среднего миоцена на основании интерпретации данных изучения фораминифер.

Наибольшие изменения наблюдаются вблизи границы слоев Ф2-Ф3, Ф3-Ф4, Ф4-Ф5, Ф9-Ф10 и Ф12-Ф13.

В первом случае (граница Ф2-Ф3) по фауне фораминифер фиксируется изменение режима осадконакопления, связанное с максимальным развитием трансгрессии и восстановлением нормальных морских условий в ковачинское время.

Во втором (граница Ф3-Ф4) – в составе сообществ отражено понижение температур вод в палеобассейне на фоне общего похолодания (бассейн еще остается достаточно глубоководным).

В третьем (на границе Ф4-Ф5) – изменение фораминиферовых сообществ связано с возможным увеличением кислотности водных масс в результате влияния вулканической деятельности и уменьшением глубин палеобассейна.

В четвертом (на границе Ф9-Ф10) – комплексы отражают наступление регрессии и потепление климата.

В пятом (на границе Ф12-Ф13) – резкое изменение в среднем миоцене комплексов фораминифер обусловлено наступлением нового этапа в их развитии. На время формирования слоя Ф13 приходится максимум регрессии и общего потепления.

Установленная зональность по фауне фораминифер соответствует этапности развития фораминиферовых сообществ в кайнозое Охотоморского региона.

Первому этапу соответствует время формирования зоны *Trochammina markini* – *Plectotrochammina poronaiensis*. На этом этапе развитие получили как секреторные, так и агглютинирующие формы, с преобладанием в сообществах последних.

Второму этапу формирования сообществ соответствует время формирования слоев с *Robulus* spp. – *Guttulina tumefacta*. На этом этапе происходит вспышка развития секреторных фораминифер, появление планктонных форм и исчезновение агглютинирующих. Отмечается расширение связи между западными и восточными акваториями северной части Тихоокеанского бассейна, что нашло отражение в общности комплексов фораминифер позднеэоценового времени Западной и Восточной Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина, Японии и Северной Америки. Завершение второй стадии в конце позднего эоцена знаменуется повсеместным исчезновением многих видов, что связано, видимо, с наступлением похолодания в начале олигоценовой эпохи.

Третьему этапу соответствует время формирования зоны *Melonis shimokinensis* – *Globocassidulina subglobosa*. Этот этап по сути является промежуточным между существованием позднеэоценовых и раннеолигоценовых ассоциаций, где отмечается еще преемственность с предыдущим комплексом, но и появляются новые виды, в том числе из семейства Polymorphinidae, свидетельствующие об изменении климатических условий – похолодании, наступившем в олигоцене.

Четвертый этап развития фораминиферовых сообществ характеризуется резкой сменой состава комплексов. Он охватывает интервал времени зоны *Ammodiscus concinnus* – *Haplophragmoides laminatus*. В начале данного этапа происходит исчезновение многих видов, родов и семейств, что связано с резким изменением физико-географического режима морского бассейна (наступившей

трансгрессией) и похолоданием климата. В составе комплекса исчезают известковые фораминиферы. Появляются новые виды родов *Hippocrepinella*, *Haplophragmoides*, *Budashevaella*, *Cyclammina*, *Asanospira*. Во второй половине этапа происходит исчезновение более мелководных представителей рода *Hippocrepinella*, доминируют более глубоководные виды.

Пятый этап развития фораминиферовых сообществ (зона *Pseudoelphidiella subcarinata*) характеризуется появлением представителей родов *Pseudoelphidiella*, *Elphidiella*, *Porosorotalia* и др., свидетельствующем о потеплении климата, начавшегося в раннем миоцене и установлении шельфовых относительно мелководных условий.

Шестой этап отвечает времени формирования пачки 36. На рубеже раннего и среднего миоцена происходит значительная перестройка в развитии фораминиферовых сообществ во всем Охотоморском регионе, что нашло отражение и в нашем материале в комплексе пачки 36, в котором представлена ассоциация смешанного состава, в которой преобладают секреторные формы со значительным количеством переотложенных раковин эоценового и олигоценового возрастов. Такой состав свидетельствует о значительной эрозии на границе нижнего и среднего миоцена.

3.3. Использование диатомовых водорослей для привязки изученных толщ к северотихоокеанской зональной шкале кайнозоя

До настоящего времени данные о находках ископаемых диатомовых водорослей имелись только из самой верхней части разреза бухты Квачина (Орешкина, 2009). Остатки морских диатомей были обнаружены в стратиграфическом интервале, соответствующем пачкам 30–34 (кулувенская свита). В результате их изучения выделены два разновозрастных комплекса диатомей. Древний комплекс (из нижней части пачки 30 – нижней части пачки 33) коррелировался с ассоциацией северотихоокеанской зоны по диатомеям *Rocella gelida* верхнего олигоцена, а более молодой (из

верхней части пачки 33 – пачки 34) – с таковой зоны *Thalassiosira praeфрага* конца верхнего олигоцена-нижнего миоцена (Орешкина, 2009).

В ходе полевых исследований 2014 г. на диатомовый анализ нами из разреза были отобраны более 80 образцов. Для дальнейшей технической обработки целенаправленно отбирались прежде всего карбонатные конкреции и ядра ископаемых моллюсков с целью обнаружения в них остатков диатомовых водорослей. Результаты предшествующих работ показали, что остатки кремнистых микроорганизмов в матриксе пород, за исключением самой верхней части разреза, отсутствуют. Это может объясняться в частности тем, что панцири подвергались механическому и химическому воздействию в ходе осадконакопления или при фоссилизации и катагенезе. Вместе с тем опыт изучения кайнозойских отложений в разрезах различных районов свидетельствует, что в ряде случаев створки диатомей могут достаточно хорошо сохраняться внутри ископаемых раковин и конкреций, которые в определенной мере защищают их от такого рода воздействий, а также от «вымывания» придонными течениями.

При технической обработке образцов и приготовлении препаратов для изучения остатков диатомей были использованы методики, описанные в (Gladenkov, 2003, 2009). Определение и подсчет диатомей проводились с помощью световых микроскопов Jeneval (Zeiss) и Meiji MT5300. Остатки ископаемых диатомей найдены в 30 образцах, отобранных в разрезе на разных стратиграфических уровнях в пачках 20–36. В составе выделенных ассоциаций удалось обнаружить морские виды, представляющие важность при определении возраста вмещающих отложений и проведении палеогеографических реконструкций (фото-таблицы I–IV). Ниже приводятся результаты изучения диатомей.

В качестве основы геохронологической шкалы использована версия стратиграфической шкалы кайнозоя 2016 г. (Ogg et al., 2016). Возрастные датировки приведены в соответствии с этой шкалой. Подотделы приводятся согласно Общей стратиграфической шкале по Стратиграфическому кодексу России (2006). В качестве северо-тихоокеанской шкалы по диатомеям использован вариант, предложенный Д. Бэрроном и автором (Barron, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barron, 1995; Гладенков, 1998, 2007).

3.3.1. Биостратиграфическое расчленение. Слои с флорой

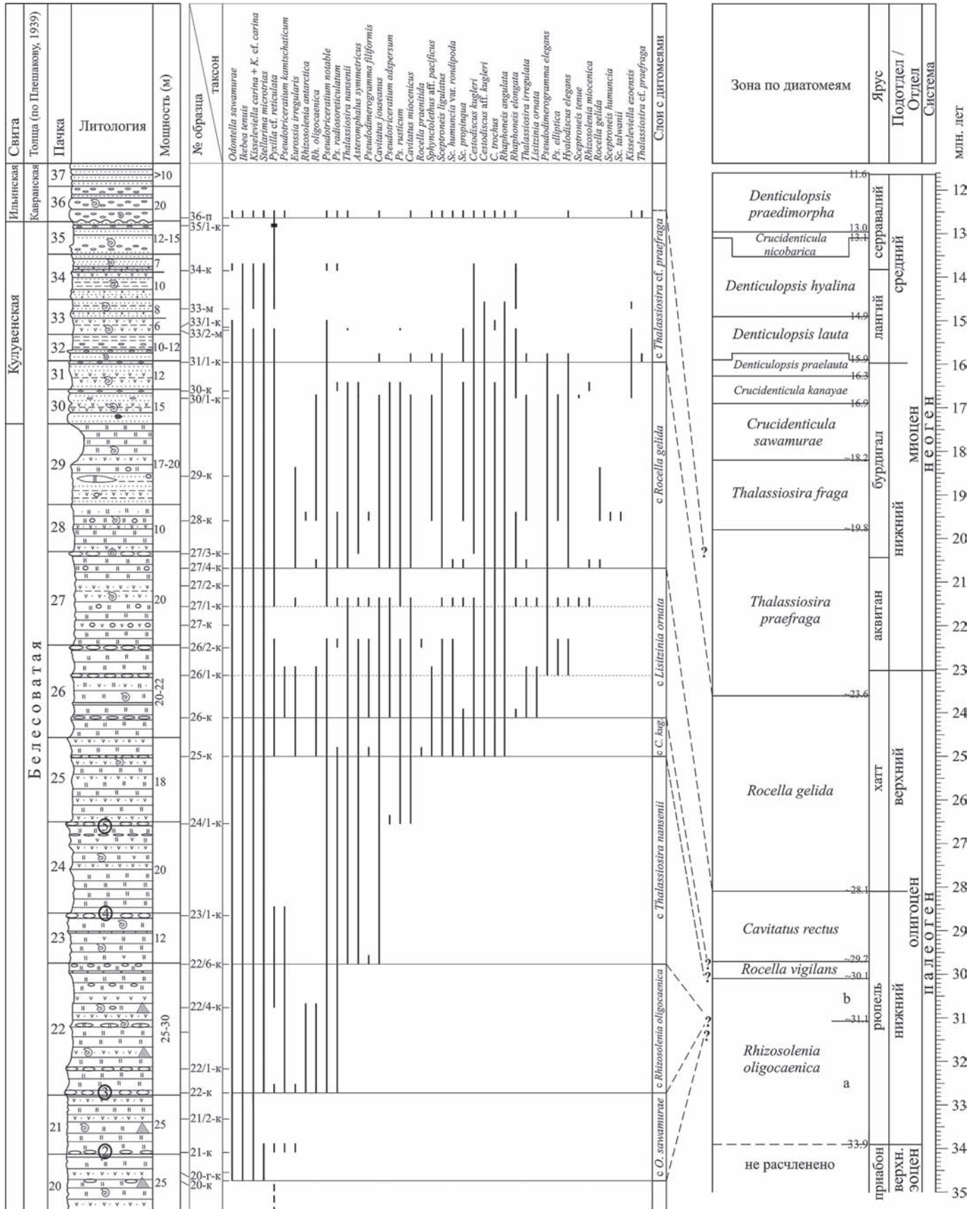
В нижней части разреза – пачках 2–19 (в тигильской толще и низах белесоватой толщи) остатки диатомей практически отсутствуют. Только на отдельных уровнях отмечены единичные находки плохо сохранившихся створок морских форм (в основном *Coscinodiscus* spp., *Stephanopyxis* spp. и *Paralia sulcata*, в подошве пачки 9 (образец № 9-к из слоя конкреций в основании пачки) – *Puxilla* sp.), которые не позволяют делать выводы о возрасте вмещающих толщ.

Наиболее низкий стратиграфический уровень, начиная с которого вверх по разрезу фиксируются постоянные находки диатомей, приурочен к средней части пачки 20 (белесоватая толща). Здесь же обнаружены наиболее разнообразные и многочисленные во всем разрезе остатки силикофлагеллят. В целом с этой части разреза и стратиграфически выше на различных уровнях отмечены ископаемые диатомей, которые различаются по таксономическому разнообразию, степени сохранности и обилию. Стратиграфическое распространение различных таксонов в разрезе позволило выделить в нем семь биостратиграфических подразделений в ранге слоев с флорой или локальных зон (лон), которые характеризуются различным составом палеонтологических комплексов. Далее приводится общая характеристика этих подразделений (снизу вверх, рис. 13).

1) Слои с *Odontella sawamurae* выделены в интервале разреза, соответствующем пачкам 20 и 21 (образцы № 20-к, 20-г-к, 21-к, 21/2-к). В целом, для изученной здесь ассоциации диатомей характерно преобладание представителей родов *Stephanopyxis* (в первую очередь, *St. petaliformis* Dolmatova и *St. turris* (Greville et Arnott) Ralfs), *Actinoptychus* (*A. senarius* Ehrenberg) и *Coscinodiscus* (*C. oculus-iridis* Ehrenberg, *C. asteromphalus* Ehrenberg), а также присутствие *Odontella sawamurae* Akiba, *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba, *Stellarima microtrias*

Рис. 13. Стратиграфическое распространение характерных и стратиграфически важных видов диатомей в разрезе кайнозоя бухты Квачин и сопоставление выделенных слоев с флорой с подразделениями зональной шкалы Северной Пацифики по диатомеям.

O. – *Odontella*, *C. kug.* – *Cestodiscus kurgeli*, a–b – подзоны. Остальные условные обозначения см. на рис. 5



(Ehrenberg) Hasle et Sims и представителей рода *Kisseleviella* (*Kisseleviella carina* Sheshukova, K. cf. *carina*). Отмечены отдельные находки (обр. № 21-к из подошвы пачки 21) *Pseudotriceratium kamtschaticum*, A. Gladenkov, *Pyxilla* cf. *reticulata* Grove et Sturt и *Eurossia irregularis* (Greville) Sims.

Кроме того, в обр. № 20-к найдены достаточное количество остатков силикофлагеллят, среди которых доминируют *Dictyocha deflandrei* Frenqueli ex Gleser, *Distephanus crux darwinii* Bukry, *Ds. stradneri* (Jercovich) Bukry, *Mesocena apiculata apiculata* (Schulz) Bukry, а также отмечены редкие *Dictyocha variabilis* (Hanna) Ciesielski, *D. pentagona* (Schulz) Bukry et Foster, *D. fibula* Ehrenberg, *Distephanus raupii* Bukry, *Ds. quinquangellus* Bukry et Foster, *Ds. speculum pentagonus* Lemmerman, *Mesocena apiculata curvata* Bukry, *M. apiculata grabra* (Schulz) Bukry, *M. schulzii* Martini et Müller.

2. Слои с *Rhizosolenia oligocaenica* приурочены к пачке 22 (образцы №№ 22-к, 22/1-к, 22/4-к), за исключением ее кровли. Подошва этих слоев маркируется появлением видов *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader, *Rh. antarctica* Fenner, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Grunow, *Ps. notable* (O. Korotkevich) Gleser, которые отсутствуют в подстилающих отложениях. В остальном состав комплекса включает элементы, характерные для ассоциации подстилающих слоев.

3. Слои с *Thalassiosira nansenii* характеризуют интервал от кровли пачки 22 (образец № 22/6-к) до верхней части пачки (обр. № 25-к). Нижняя граница проведена по уровню появления в разрезе *Thalassiosira nansenii* Scherer, *Asteromphalus symmetricus* Schrader et Fenner, *Cavitatus jouseanus* (Sheshukova) Williams и *Pseudodimerogramma filiformis* Schrader et Fenner. Внутри этих слоев (в кровле пачки 24 – обр. № 24/1-к) фиксируется появление *Cavitatus miocenicus* (Schrader) Akiba et Yanagisawa, *Pseudotriceratium adpersum* (Mann) A. Gladenkov и *Ps. rusticum* (Mann) A. Gladenkov.

4. Слои с *Cestodiscus kugleri* выделены в интервале верхней части пачки 25 – нижней части пачки 26. Подошва маркируется появлением в разрезе таких форм, как *Cestodiscus kugleri* Lohman, *Cestodiscus* aff. *kugleri*, *C. trochus* Castracane, *Rhaphoneis angulata* Fenner, *Sceptroneis humuncia* var. *rondipoda* Scherer, *Sc. ligulatus* Fenner, *Sc. propinqua* Schrader et Fenner, *Sphinctoletus* aff. *pacificus* (Hajós) Sims. В обр. № 25-к из верхней часть пачки 25 найдены единичные экземпляры *Rocella praeni-*

tida (Fenner) Fenner, а также остатки силикофлагеллят, среди которых преобладает *Mesocena apiculata apiculata* и отмечены *Distephanus crux*, *Dictyocha pentagona*, *Cannopillis hemishaericus* и др.

5. Слои с *Lisitzinia ornata* (нижняя часть пачки 26 – верхняя часть пачки 27). Основанием для выделения этих слоев служит появление в разрезе (обр. № 26-к) *Lisitzinia ornata* Jousé, *Thalassiosira irregularata* Schrader и *Rhaphoneis elongata* (Schrader) Anrews. В нижней половине этого стратиграфического интервала (обр. № 26/1-к) отмечено появление таких видов, как *Pseudodimerogramma elegans* Schrader, *Ps. elliptica* Schrader и *Hyalodiscus elegans* Strelnikova sensu Baldauf, Barron (1987). В пределах выделенных слоев отмечена вторая (и последняя) находка в разрезе *Rocella praenitida* (в кровле пачки 26 – обр. № 26/2-к), а кроме того фиксируется уровень (средняя часть пачки 27 – обр. № 27/1-к), к которому приурочено появление *Rhizosolenia miocenica* Schrader и *Sceptroneis tenue* Schrader et Fenner, а также последние находки *Lisitzinia ornata*.

6. Слои с *Rocella gelida* приурочены к верхней части пачки 27 – пачке 32. Критерием проведения нижней границы служит появление в разрезе (обр. № 27/4-к) *Rocella gelida* (Mann) Bukry. Исчезновение этого маркирующего вида, а также *Eurossia irregularis* приурочено к средней части пачки 29 (обр. № 29-к). Внутри данного биостратиграфического подразделения, в верхней части пачки 28 (обр. № 28-к), отмечены находки *Sceptroneis humuncia* Schrader et Fenner и *Sc. talwanii* Schrader et Fenner, а также уровень исчезновения *Rhizosolenia antarctica* и *Pseudodimerogramma filiformis*. Вблизи кровли пачки 30 (обр. № 30/1-к) фиксируются последние находки *Rhizosolenia oligocaenica*, *Pseudodimerogramma elliptica* и *Sceptroneis tenue*, а также уровень появления *Kisseleviella ezoensis* Akiba. В кровле пачки 30 (обр. № 30-к) отмечены последние находки *Rhizosolenia miocenica*, *Asteromphalus symmetricus* и *Pseudotriceratium adpersum*.

7. Слои с *Thalassiosira* cf. *praefraga* выделены в интервале разреза от кровли пачки 31 (обр. № 31/1-к) до низов пачки 36 (обр. № 36-п). Подошва проведена по уровню появления *Thalassiosira* cf. *praefraga* A. Gladenkov et Barron (обр. № 31/1-к), к нему также приурочены последние находки *Thalassiosira irregularata* и *Pseudodimerogramma elegans*.

3.3.2. Корреляция и возраст слоев с диатомеями

Диатомовые водоросли служат одним из основных инструментов при биостратиграфическом расчленении, корреляции и оценке возраста морских осадочных толщ кайнозоя в Северо-Тихоокеанском регионе. К настоящему времени для олигоценно-четвертичных отложений Северной Пацифики разработана океаническая зональная шкала по диатомеям, включающая более 20 зон (Barron, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barron, 1995; Гладенков, 2007; и др.). В целом она используется в качестве основы и при оценке возраста диатомовых ассоциаций, изучаемых в толщах окраинноморских и наземных разрезов морского кайнозоя в Северотихоокеанском регионе. Прежде всего, это касается толщ с возрастом моложе конца раннего миоцена, в которых остатки диатомей представлены особенно широко. В более древних отложениях их находки во многих случаях более фрагментарны и менее представительны. Выделение в разрезе бухты Квачина слоев с диатомеями проводилось на основе анализа конкретного фактического материала, полученного при изучении стратиграфического распространения ископаемых морских диатомовых водорослей в данном разрезе кайнозоя Западной Камчатки. Прямое сопоставление установленных слоев с зонами сталкивается с определенными трудностями. Это объясняется тем, что палеонтологические комплексы, характеризующие биостратиграфические слои, в определенной степени отличаются от таковых зональных подразделений (включая особенности таксономического состава и стратиграфическое распространение маркирующих видов). Вероятно, в первую очередь, это может быть связано с различными условиями формирования разновозрастных диатомовых ассоциаций и спецификой осадконакопления в открытом океане и восточной части пра-Охотского моря. Кроме того, наличие остатков диатомей и их сохранность в разрезе бухты Квачина во многих случаях зависят от степени диагенетических и катагенетических преобразований вмещающих пород. Такие факторы могут определять избранную сохранность створок диатомовых или их отсутствие в образцах, отобранных на различных стратиграфических уровнях, что ведет к пропускам находок в разрезе.

Тем не менее в составе выделенных в разрезе диатомовых ассоциаций отмечен целый ряд стратиграфически важных видов, которые позволяют подойти к корреляции с зональной шкалой и опрелению возраста вмещающих отложений.

Точный возраст комплекса слоев с *Odontella sawamurae* определить достаточно сложно. Характерной чертой его состава является присутствие редких *Odontella sawamurae*, *Ikebea tenuis*, *Kisseleviella carina*, *Kisseleviella cf. carina*. Совместное распространение этих видов характерно для олигоценных и нижнемиоценовых отложений разрезов обрамления Северо-Западной Пацифики. Таким образом, возраст выделенных слоев не древнее раннего олигоцена. Наиболее древние находки упомянутых форм в регионе отмечены в отложениях нижнего олигоцена островного склона Курило-Камчатского желоба и п-ова Ильпинский, которые сопоставлены с зоной *Rhizosolenia oligocaenica* (Цой, 2003; Gladenkov, 2008, 2009).

Граница между двумя подзонами («а», «b»), которые выделяются внутри данной зоны (рис. 13), маркируется появлением *Cavitatus jouseanus* на уровне ~31 млн лет назад. Этот вид в составе комплекса слоев с *Odontella sawamurae* отсутствует. Поэтому с долей условности данный комплекс может быть скоррелирован с ассоциацией верхней части подзоны «а» зоны *Rhizosolenia oligocaenica* начала нижнего олигоцена. Нельзя, однако, исключать, что отсутствие *Cavitatus jouseanus* обусловлено палеоэкологическими особенностями формирования комплекса или связано с недостаточно хорошей сохранностью. В этой связи возможно сопоставление и с более молодой подзоной («b») зоны *Rhizosolenia oligocaenica*. Подтверждением выводов о возрасте вмещающих отложений может служить состав комплекса силикофлагеллят, найденный в пачке 20 (обр. № 20-д). Он включает *Dictyocha deflandrei*, *D. variabilis*, *D. pentagona*, *D. fibula*, *Distephanus crux darwini*, *Ds. raupii*, *Ds. stradneri*, *Ds. quinquangellus*, *Ds. speculum pentagonus*, *Mesocena apiculata apiculata*, *M. apiculata curvata*, *M. apiculata grabra*, *M. schulzii*. Совместное распространение этих таксонов характерно для нижнего олигоцена (Bukry, 1976, 1981, 1995; Perch-Nielsen, 1985; Цой, 2011).

Похожие трудности сопоставления с зональными ассоциациями относятся и к комплексу слоев с *Rhizosolenia oligocaenica*, выделенных в разрезе бухты Квачина. Основное его отличие от

комплекса из подстилающих отложений заключается в том, что помимо *Odontella sawamurae*, *Ikebea tenuis*, *Kisseleviella carina*, *Kisseleviella* cf. *carina*, *Pyxilla* cf. *reticulata*, в его составе отмечены *Rhizosolenia oligocaenica*, *Rh. antarctica*, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* и *Ps. notable* (при отсутствии *Cavitatus jouseanus*). Совместное распространение этих таксонов, характерное для нижнего олигоцена, в целом также может свидетельствовать о вероятной корреляции с ассоциацией нижнеолигоценовой зоны *Rhizosolenia oligocaenica* (возможно, с ее подзоной «b»).

Большой интерес представляет состав комплекса, характеризующего слои с *Thalassiosira nansenii*. С одной стороны, появление представителей рода *Cavitatus* (*C. jouseanus* – у нижней границы, а несколько выше по разрезу – *C. miocenicus*) может свидетельствовать о возрасте не древнее, чем ~31 млн лет. С другой стороны, обнаруженный здесь вид *Thalassiosira nansenii* типичен прежде всего для олигоценовых-нижнемиоценовых отложений районов высоких широт – Норвежско-Гренландского бассейна, Берингова моря и шельфа моря Росса (Scherer, Коç, 1996; Olney et al., 2007). В Норвежском море его появление относится ко второй половине раннего олигоцена (Schrader, Fenner, 1976; Scherer, Коç, 1996). Реже данный вид встречается в низких широтах, где найден в отложениях верхнего олигоцена и нижнего миоцена (Barron, 1985a, 2005; Kim, Barron, 1986; Scherer, Коç, 1996). Другой вид – *Asteromphalus symmetricus* – типичен для олигоценовых и нижнемиоценовых отложений северных и южных высоких широт: Норвежского моря (Schrader, Fenner, 1976; Fenner, 1985; Scherer, Коç, 1996), моря Лабрадор (Baldauf, Monjanel, 1989), Берингова моря (Baldauf, Barron, 1987), приантарктических районов (Harwood, 1986, 1989; Harwood, Maruyama, 1992; Scherer et al., 2000). Появление его в Норвежском море и море Лабрадор относится к раннему олигоцену (Scherer, Коç, 1996; Baldauf, Monjanel, 1989). Кроме того, в комплексе слоев найден *Pseudodimerogramma filiformis* – вид, также типичный для олигоцена Норвежского моря (Schrader, Fenner, 1976; Fenner, 1985) и встречающийся в низких широтах (Kim, Barron, 1986). В целом с долей условности комплекс слоев с *Thalassiosira nansenii* может коррелироваться с ассоциацией подзоны «b» нижнеолигоценовой зоны *Rhizosolenia oligocaenica* и, возможно, нижней части нижнеолигоце-

новой зоны *Rocella vigilans* (при этом зональный вид-индекс в разрезе бухты Квачина не обнаружен). Таким образом, возраст вмещающих отложений может быть оценен в пределах верхней части раннего олигоцена (верхнего рюппеля).

Анализ состава ассоциации слоев с *Cestodiscus kugleri* также позволяет сделать выводы по его корреляциям и оценке возраста. Во-первых, к характерной его черте относится появление *Cestodiscus kugleri*, *Cestodiscus* aff. *kugleri* и *C. trochus*. Совместное распространение этих форм в осадочных отложениях Северной Пацифики отмечается, начиная с нижнеолигоценовой зоны *Rocella vigilans* (Gladenkov, Barron, 1995). Во-вторых, в составе ассоциации слоев отмечены *Rhaphoneis angulata*, *Sceptroneis humuncia* var. *ron dipoda* и *Sc. propinqua* – таксоны, типичные для Норвежского моря, где они появились во второй половине раннего олигоцена (Schrader, Fenner, 1976; Fenner, 1985; Scherer, Коç, 1996). На одном уровне внутри слоев найден *Rocella praenitida* – космополитный вид, появление которого также относится ко второй половине раннего олигоцена. Интересны находки *Sphinctoletus* aff. *pacificus* – формы, близкой к виду *Sphinctoletus pacificus*, характерному для нижнего олигоцена высоких южных широт (Hajós, 1976; Gombos, Ciesielski, 1983; Harwood, 1989; Harwood, Bohaty, 2001). Подобный состав комплекса, наряду с отсутствием в нем более молодых элементов, может указывать на возможность корреляции с ассоциацией северо-тихоокеанской зоны *Rocella vigilans* (несмотря на то что зональный индекс-вид отсутствует). Это позволяет оценивать возраст слоев в пределах ~30–29 млн лет, т.е. верхней части рюппеля.

Довольно важными в стратиграфическом отношении являются находки в разрезе Западной Камчатки видов *Lisitzinia ornata* и *Rocella gelida*, уровни появления которых соответственно маркируют нижние границы выделенных одноименных слоев. Эти космополитные планктонные виды широко используется при зональном расчленении олигоцена в различных регионах. При этом необходимо подчеркнуть, что в разрезах как Северо-атлантического региона (Schrader, Fenner, 1976; Fenner, 1985) и южных высоких широт (Gombos, Ciesielski, 1983; Harwood, 1986, 1989; Harwood, Maruyama, 1992; Scherer et al., 2000; Roberts et al., 2003), так и низких широт (Fenner, 1984, 1985; Kim, Barron, 1986; Barron et al., 2004) появле-

ние *Lisitzinia ornata* фиксируется на более древних стратиграфических уровнях по сравнению с таковыми *Rocella gelida*. Однако в Северотихоокеанском регионе точное соотношение уровней появления этих двух видов остается до конца не выясненным, в первую очередь из-за недостатка данных по непрерывным разрезам олигоцена, охарактеризованных диатомеями. Например, в относительно полном разрезе олигоцена скважины ODP 884, пробуренной у подножья северо-восточного склона подводной возвышенности Детройт в субарктической Пацифике, появление *Rocella gelida* приурочено к более низкому стратиграфическому горизонту (Gladenkov, Barron, 1995). Именно этот уровень был выбран в качестве нижней границы выделенной зоны *Rocella gelida* (Gladenkov, Barron, 1995; Barron, Gladenkov, 1995). Однако, например, в восточной части п-ова Хоккайдо, Япония, в отложениях формации Токива, а также формаций Токомуро и Татсукобу разреза Окубоносавы появление *Lisitzinia ornata* фиксируется на более древних стратиграфических уровнях по сравнению с таковыми *Rocella gelida* (Akiba et al., 1993; Morita et al., 1996; и др.).

Совместные находки *Lisitzinia ornata* и *Rocella vigilans* при отсутствии в составах комплексов *Rocella gelida*, отмеченные в разрезах шагаевской свиты на п-ове Озерной Восточной Камчатки (Литвинов и др., 1990) и Курило-Камчатского желоба (Пушкарь, 1987), также, возможно, свидетельствуют о более раннем появлении *Lisitzinia ornata*. Во многих же случаях выявить в разрезах последовательность появления *Lisitzinia ornata* и *Rocella gelida* не представляется возможным и отмечается их совместное распространение, что обычно служит основанием для корреляции комплексов вмещающих толщ с ассоциацией северотихоокеанской зоны *Rocella gelida*. Это, например, касается разрезов Сахалина, Восточной Камчатки и островного склона Курило-Камчатского желоба (Гладенков и др., 1998; Гладенков Ю., Гладенков А., 1999; Gladenkov et al., 2000; Цой, 2002, 2014, и др.). В разрезе бухты Квачина совместные находки *Lisitzinia ornata* и *Rocella gelida* не прослеживаются: в данном случае стратиграфический интервал распространения первого из этих видов приурочен к более низким горизонтам по сравнению с таковым второго из них (см. рис. 13).

В качестве характеристики нижней границы северотихоокеанской зоны *Rocella gelida* служит

уровень появления индекс-вида (Gladenkov, Barron, 1995; Barron, Gladenkov, 1995). Такой критерий дает основание предполагать, что именно появление вида *Rocella gelida* в изученном разрезе является наиболее веским аргументом для корреляции комплекса выделенных слоев с *Rocella gelida* с ассоциацией одноименной зоны по диатомеям. Исходя из этого, слои с *Rocella gelida* сопоставлены с упомянутой зоной, а их возраст соответственно может оцениваться в пределах позднего олигоцена (хаттского века). Комплекс же слоев с *Lisitzinia ornata*, который приурочен к более низкому стратиграфическому интервалу разреза, может быть скоррелирован с ассоциацией зоны *Cavitatus rectus*, датирующейся концом позднего олигоцена (верхняя часть рюпеля). Необходимо отметить, что в пределах слоев с *Lisitzinia ornata* также отмечено появление в разрезе таких видов, как *Thalassiosira irregulata*, *Pseudodimerogramma elegans*, *Sceptro-neis tenue*, *Rhizosolenia miocenica* и др. В различных районах высоких и низких широт первые находки этих таксонов приурочены к более древним горизонтам олигоцена по сравнению с уровнем появления *Rocella gelida* (Schrader, Fenner, 1976; Fenner, 1985; Scherer, Koç, 1996; Kim, Barron, 1986; Baldauf, Barron, 1987; и др.). Это может служить косвенным подтверждением того, что комплекс слоев с *Lisitzinia ornata* может сопоставляться с более древней олигоценовой диатомовой ассоциацией по сравнению с таковой зоны *Rocella gelida*.

Как уже говорилось, подошва слоев с *Thalassiosira cf. praeфрага* в разрезе бухты Квачина выделена по уровню первых находок *Thalassiosira cf. praeфрага*. Эта форма схожа с видом *Thalassiosira praeфрага*, появление которого маркирует нижнюю границу одноименной зоны северотихоокеанской шкалы самой верхней части олигоцено-нижнего миоцена (см. рис. 13). На этом основании, несмотря на обедненность комплекса слоев (для состава которого также характерна *Kisseleviella ezoensis*), можно наметить его корреляцию с ассоциацией зоны *Thalassiosira praeфрага* и сделать вывод об оценке возраста вмещающих отложений в пределах конца позднего олигоцена (коней хата) – раннего миоцена (аквитана). Обращает на себя внимание, что первые находки *Kisseleviella ezoensis* в разрезе отмечены в верхней части подстилающих слоев с *Rocella gelida* (сопоставленных с одноименной северотихоокеанской зоной) (в верхней части пачки 15; см. рис. 13).

Как правило, в разрезах Северотихоокеанского региона интервал стратиграфического распространения этого вида приурочен к зонам *Thalassiosira praeфрага* конца верхнего олигоцена – нижнего миоцена и *Thalassiosira фрага* нижнего миоцена (Gladenkov, Barron, 1995; Morita et al., 1996; Yanagisawa, Akiba, 1998; Гладенков, 2007; и др.). Однако к настоящему времени появились данные о находках *Kisseleviella ezoensis* в более древних отложениях (подводного хребта Витязь островного склона Курило-Камчатского желоба), отнесенных к зоне *Rocella gelida* (Цой, 2014). Это связывается с возможностью более раннего, чем считалось, эволюционного появления данного вида (Цой, 2014). Исходя из вышесказанного трудно однозначно говорить о том, какому именно стратиграфическому уровню в разрезе бухты Квачина может соответствовать граница между зонами *Thalassiosira praeфрага* и *Rocella gelida*. С одной стороны, присутствие *Kisseleviella ezoensis* уже в пределах слоев с *Rocella gelida* не противоречит их сопоставлению с одноименной северотихоокеанской зоной верхнего олигоцена. Но с другой стороны, появление *Kisseleviella ezoensis* в разрезе может свидетельствовать и о том, что этот уровень находится вблизи нижней границы зоны *Thalassiosira praeфрага* или ей соответствует. Интерпретации затрудняются тем, что в целом комплекс слоев с *Thalassiosira cf. praeфрага* характеризуется обедненным составом и невысокой численностью створок диатомей, что может являться причиной отсутствия ряда форм. Кроме того, отложения у подошвы пачки 36 (самый верхний стратиграфический уровень, на котором в разрезе обнаружены остатки диатомовых), вероятно, характеризуются присутствием переотложенных форм (см. ниже). В этом отношении не вполне ясно, все ли отмеченные створки переотложены или часть из них находится *in situ* (например, *Thalassiosira cf. praeфрага* и *Kisseleviella ezoensis*).

Таким образом, полученные результаты изучения стратиграфического распространения ископаемых диатомей, а также выводы по корреляции и возрасту слоев с флорой, выделенных в разрезе кайнозоя бухты Квачина, свидетельствуют о следующем.

1. Наиболее низкий стратиграфический уровень, начиная с которого вверх по разрезу прослеживаются относительно представительные ком-

плексы диатомей, приурочен к литологической пачке 20 белесоватой толщи. Анализ стратиграфического распространения диатомей позволил выделить семь слоев с диатомеями в интервале от средней части пачки 20 до низов пачки 36.

2. Намечено сопоставление выделенных слоев с флорой и подразделений северотихоокеанской зональной шкалы по диатомеям. Это дало возможность подойти к оценке возраста вмещающих отложений. В результате сделан вывод, что толщи от средней части пачки 20 до верхней части пачки 27 могут датироваться в пределах раннего олигоцена (от средней части рюпеля до конца рюпеля); верхняя часть пачки 27 – пачка 31 – в пределах позднего олигоцена (хатт, без его терминальной части); пачка 32 – самая нижняя часть пачки 36 – в пределах конца позднего олигоцена – раннего миоцена. Граница между нижним и верхним олигоценом (рюпелем и хаттом) может проходить вблизи верхней части пачки 27, а между олигоценом и нижним миоценом (хаттом и аквитаном) – примерно у границы между пачками 31 и 32.

Остатки диатомей, которые могли бы указывать на эоценовый возраст вмещающих отложений, в изученном разрезе не найдены. Необходимо отметить, что в целом данные об эоценовых диатомовых водорослях из разрезов Западной Камчатки и прилегающей акватории Охотского моря крайне ограничены. В наземных разрезах редкие находки морских диатомей эоцена отмечены только в разрезе мыса Пятибратский (Орешкина, 2009). Состав выделенной здесь (в одном образце из разреза ковачинской свиты) диатомовой ассоциации характеризуется невысоким таксономическим разнообразием при наличии в основном неритических и бентосных форм (типичных для прибрежных мелководных условий осадконакопления) и отсутствии планктонных биостратиграфических реперов. Поэтому возраст комплекса был датирован только приблизительно: по набору видов ассоциация отнесена к среднему эоцену – нижней части верхнего эоцена. Недавно комплекс эоценовых диатомей был обнаружен в разрезе глубокой скважины Первоочередная, пробуренной вблизи побережья Юго-Западной Камчатки (Гладенков, 2017). В составе выделенной диатомовой ассоциации отмечены стратиграфически важные элементы морского планктона, которые свидетельствуют о среднеэоценовом возрасте вмещающих отложений. Это первые (и пока

единственные) находки эоценовых планктонных биостратиграфических реперов в восточной части Охотоморской области. Для сравнения отметим, что в разрезе Ильпинского п-ова Северо-Восточной Камчатки, т.е. в пределах берингоморского бассейна, планктонные диатомовые водоросли найдены в среднеэоценовых толщах вместе с планктонными фораминиферами (Gladenkov, 2012; Гладенков, 2013).

3. Необходимо подчеркнуть, что целый ряд видов, в том числе стратиграфически важных, обнаружен в разрезах Западной Камчатки впервые. Это относится к находкам *Lisitzinia ornata*, *Thalassiosira nansenii*, *Th. irregularata*, *Asteromphalus symmetricus*, *Pseudodimerogramma elegans*, *Rhizosolenia miocenica*, *Rocella praenitida*, *Scoptroneis humuncia*, *Sc. humuncia* var. *rondipoda*, *Sc. propinqua*, *Sc. ligulatus*, *Hyalodiscus elegans sensu* Baldauf, Barron (1987) и др.

4. Полученные результаты не совпадают со сделанным ранее выводом о корреляции комплекса диатомей из интервала, охватывающего кровлю пачки 31 – нижнюю часть пачки 33 (кулувенская свита), с ассоциацией зоны *Rocella gelida* и о датировании на этой основе вмещающих отложений поздним олигоценом (Орешкина, 2009).

3.3.3. Обстановки формирования диатомовой флоры и палеогеографические реконструкции

Изученная в разрезе бухты Квачина ископаемая диатомовая флора включает десятки видовых и внутривидовых таксонов. На разных стратиграфических уровнях таксономическое разнообразие, а также степень сохранности и обилия диатомей неодинаковы. По-видимому, с одной стороны, это может отражать различие палеоэкологических обстановок, в которых происходило формирование диатомовых ассоциаций и условий захоронения створок в осадках, а с другой стороны – степень механического и химического воздействия на кремнистые панцири как в ходе осадконакопления, так и при фоссилизации и катагенезе. Тем не менее анализ таксономического состава и структуры палеонтологических комплексов позволяет сделать некоторые выводы об обстановках, в которых проходило их формирование, а также условиях захоронения при седиментации.

Как было сказано, наиболее низкий стратиграфический уровень, где отмечены первые представительные находки диатомей (приуроченный к средней части пачки 20), отнесен ко второй половине нижнего олигоцена. Это может свидетельствовать о том, что, начиная со второй половины раннего олигоцена, в районе современной восточной части Охотского моря имелись благоприятные условия для развития диатомовой флоры и участия диатомей в процессе осадконакопления. Створки диатомовых представлены в массовом количестве и характеризуются хорошей и средней степенью сохранности. К доминантам и субдоминантам относятся морские неритические планктонные и сублиторальные таксоны – *Actinopteryx senarius*, представители родов *Stephanopyxis* (в первую очередь, *St. turris* и *St. petaliformis*), *Coscinodiscus* (*C. oculus-iridis*, *C. asteromphalus* и др.), *Chaetoceros* spp. (споры), *Ploiaria* sp. Характерны редкие *Odontella sawamurae*, *Ikebea tenuis*, *Kisseleviella carina*, *K. cf. carina*, *Paralia sulcata*. Подобная структура свидетельствует о формировании диатомовой флоры в пределах продуктивной неглубоководной морской зоны. Необходимо отметить, что наряду с диатомеями здесь встречены многочисленные остатки разнообразных силикофлагеллят (жгутиковых одноклеточных водорослей) – типичных представителей морского планктона. Такого обилия и разнообразия силикофлагеллят, как на данном этапе впоследствии не наблюдается. О температуре морских вод судить сложно, однако тепловодные формы, типичные для олигоценовых разрезов низких широт, отсутствуют. Выше по разрезу (верхняя часть пачки 20 – пачка 22) в пределах слоев с *Odontella sawamurae* наблюдается ухудшение сохранности диатомей, а также уменьшение степени их обилия – вплоть до единичных остатков в верхней части пачки 21 (обр. № 21/2-к).

В целом структура диатомовой ассоциации (с преобладанием неритических и сублиторальных таксонов, в первую очередь таких, как представители рода *Stephanopyxis*, *Actinopteryx senarius*, *Odontella sawamurae*, *Ikebea tenuis*, *Kisseleviella carina*, споры *Chaetoceros* spp.) характерна и для раннеолигоценового комплекса слоев с *Rhizosolenia oligocaenica*. В подошве слоев (подошва пачки 22) диатомей представлены в большом количестве и характеризуются хорошей и средней степенью сохранности. Наряду с возрастанием количества

Odontella sawamurae, *Ikebea tenuis* и *Kisseleviella carina* здесь наблюдается увеличение роли в ассоциации относительно тепловодного планктонного таксона – *Hemiaulus polycystinorum* Ehrenberg. Отмечены также редкие элементы морского планктона (*Rhizosolenia oligocaenica*, *Rh. antarctica* и др.) и силикофлагелляты. Возможно, это указывает на эпизод некоторого повышения температур поверхностных вод и/или усиления влияния вод со стороны открытого морского бассейна, что могло вести к продуктивному развитию флоры. Выше по разрезу в пределах слоев с *Rhizosolenia oligocaenica* снова отмечается общее доминирование представителей рода *Stephanopyxis* и падение роли планктонных элементов. При этом происходит ухудшение сохранности остатков и уменьшение степени их обилия, что свидетельствует о менее благоприятных условиях для существования диатомей и/или их сохранности в осадках.

На фоне формирования флоры в неглубоководной морской зоне (при общем преобладании в составе представителей рода *Stephanopyxis*) определенные изменения отмечаются в конце раннего олигоцена (комплекс слоев с *Thalassiosira nanseonii*). Появление новых планктонных элементов – *Asteromphalus symmetricus*, *Thalassiosira nansenii*, представителей рода *Cavitatus* и др., может указывать на периоды некоторого усиления влияния поверхностных вод со стороны открытого моря (или океана).

На более молодых верхнеолигоценых уровнях (слои с *Cestodiscus kugleri*), с одной стороны, отмечается улучшение степени сохранности и рост обилия остатков диатомей в разрезе. С другой стороны, в составе комплекса появляются представители рода *Cestodiscus* (*C. trochus*, *C. kugleri*, *C. aff. kugleri*), а также постоянно присутствуют представители рода *Hemiaulus* – тепловодные элементы планктона. Одновременно наблюдается начало тренда уменьшения количественного содержания представителей рода *Stephanopyxis* и увеличения роли таких неритических и сублиторальных таксонов, как *Paralia sulcata*, *Ikebea tenuis*, *Kisseleviella carina*, *Odontella sawamurae*, а также *Stellarima microtrias*. Здесь же фиксируется начало развития литоральных *Sceptroneis humuncia* var. *rondipoda*, *Sc. ligulatus*, *Rhaphoneis angulata*, а также находки относительно разнообразных силикофлагеллят. Это может свидетельствовать о более благоприятных условиях развития флоры и/или захоронения

остатков при осадконакоплении, а также усилении влияния относительно теплых поверхностных вод.

Похожая картина наблюдается в нижней части слоев с *Lisitzinia ornata* (большая часть пачки 26 – образцы №№ 26-к, 26/1-к, 26/2-к), а также вблизи средней части пачки 27 (обр. № 27/1-к), где при хорошей сохранности и высокой степени обилия остатков, на фоне преобладания *Paralia sulcata*, *Ikebea tenuis*, *Kisseleviella carina*, *Odontella sawamurae* и *Actinoptychus senarius* отмечаются находки типичного морского планктона, в том числе *Lisitzinia ornata*, *Pseudodimerogramma elegans*, *Rhizosolenia miocenica* и др. Характерны также относительно многочисленные силикофлагелляты. С другой стороны, в пределах слоев с *Lisitzinia ornata* наблюдаются интервалы (в нижней части пачки 27 – обр. № 27/-к, а также в кровле слоев – обр. № 27/2-к), где сохранность створок диатомей ухудшается наряду со снижением степени их обилия. При общем преобладании *Paralia sulcata* (типично сублиторального вида) количество планктонных элементов здесь снижается. Такие изменения в структуре комплекса могут свидетельствовать о периодах чередования более глубоководных и менее глубоководных обстановок в пределах шельфовой зоны морского бассейна в течение конца раннего олигоцена.

Для нижней половины слоев с *Rocella gelida* (верхняя часть пачки 27 – нижняя часть пачки 29) в целом характерны хорошая сохранность и высокая степень обилия диатомей. На фоне доминирования сублиторальных форм (при наличии различных представителей родов *Rhaphoneis*, *Sceptroneis*, *Odontella*) отмечены типичные элементы планктона открытого моря, в частности *Rocella gelida*, *Thalassiosira irregulata*, *Pseudodimerogramma elegans*, *Cestodiscus trochus*, *C. kugleri* и др. Это может свидетельствовать о наличии в начале позднего олигоцена периодов с благоприятными условиями для продуктивного развития флоры, а также об усилении влияния поверхностных вод со стороны открытого моря (возможно, относительно теплых). Вблизи кровли слоев (верхняя часть пачки 30) при общем преобладании неритических и сублиторальных таксонов (в первую очередь, *Paralia sulcata*) наблюдаются ухудшение сохранности остатков диатомей, снижение степени их обилия, что может указывать на обмеление бассейна и/или ухудшение условий захоронения диатомовых в осадках во второй половине позднего олигоцена.

В целом для большей части слоев с *Thalassiosira cf. praeфрага* характерен обедненный комплекс диатомей, при невысокой-низкой степени обилия и средней-плохой сохранности остатков. Отмечается общее доминирование *Paralia sulcata* и субдоминирование *Actinoptychus senarius*, *Ikebea tenuis* и *Actinocyclus octonarius* Ehrenberg. В нижней части пачки 33 (обр. № 33/2-м) наряду с подавляющим преобладанием *Paralia sulcata* отмечены находки бентосных и пресноводных форм, а также многочисленные спикулы губок. В кровле пачки 35 (обр. № 35/1-к) обнаружены остатки плохой сохранности, почти полностью представленные створками *Puxilla cf. reticulata* и представителей рода *Stephanopyxis* (в частности, *St. marginata* и *St. grunowii*), что может свидетельствовать о размыве палеогеновых толщ и переотложении отмеченных форм. В подошве пачки 36 (ильинской свиты) обнаружены створки диатомей, имеющих различную степень сохранности. Среди них доминируют *Paralia sulcata*, *Actinoptychus senarius* и *Cestidiscus aff. kugleri*. Однако вместе с тем наряду с редкими *Kisseleviella carina*, *K. ezoensis* и *Thalassiosira cf. praeфрага* здесь отмечены также формы, характерные для комплекса подстилающих слоев (с *Rocella gelida*): *Thalassiosira nansenii*, *Sceptroneis humuncia* var. *rondipoda*, *Sc. propinqua*, *Hyalodiscus elegans*, *Pseudotriceratium kamtschaticum*. С одной стороны, можно предполагать переотложения этих форм в результате размыва более древних толщ, но с другой стороны, датировки уровней их исчезновения в разрезах Западной Камчатки отсутствуют. Поэтому нельзя исключать возможность продолжения развития данных таксонов в раннем миоцене после некоторого «отсутствия» в ассоциациях из-за неблагоприятных палеоэкологических условий.

Таким образом, на основе общего анализа состава и структуры комплексов, характеризующих выделенные в разрезе слои с диатомеями, отнесенные к нижнему олигоцену – нижнему миоцену, можно сделать следующие выводы.

1. Начало относительно продуктивного развития диатомовой флоры в данном регионе относится ко второй половине раннего олигодена.

2. В целом диатомовые ассоциации формировались в пределах неглубоководной морской зоны со сравнительно холодными водами. В составе комплексов доминировали неритические и

сублиторальные виды, элементы океанического планктона достаточно редки. На этом фоне в конце раннего олигодена и в позднем олигоцене отмечаются периоды некоторого усиления влияния поверхностных вод со стороны открытого моря, а также относительного потепления и/или углубления бассейна. Об этом свидетельствуют в первую очередь находки таких типичных для открытого моря планктонных видов, как *Cestodiscus trochus*, *C. kugleri*, *Lisitzinia ornata*, *Rocella gelida* и др.

3. В начале раннего миоцена фиксируется уменьшение глубины бассейна, что, вероятно, вело к общему ухудшению условий для продуктивного развития диатомей и захоронения их остатков в донных осадках в этом районе. Процесс переотложения более древних форм, фиксирующийся вблизи кровли белесоватой толщи, может указывать на то, что в раннемиоценовое время при обмелении бассейна происходил размыв палеогеновых толщ.

3.4. Диноцисты в определении возраста осадочных отложений и выявлении зональных подразделений

Несмотря на относительную длительность изучения горизонтов палеогена Западной Камчатки, использование для стратиграфии такой важной группы, как диноцисты (цисты динофлагеллят), которые обладают высокой степенью стратиграфического расчленения, еще не приобрело нужного масштаба. Первый опыт изучения диноцист из палеогеновых отложений Западной Камчатки связан с работами Г.М. Братцевой (Атлас..., 1984; Эоцен..., 1991), Т.С. Щенко (1996), Н.И. Запорожец (1999). В последние 10 лет появилось лишь несколько новых публикаций по этой тематике (Запорожец и др., 2006; Дмитриева и др., 2010, 2015; Мещерякова и др., 2011).

В 2015 г. для нижнего палеогена (палеоцен – ранний олигоцен) Тигильского района Западной Камчатки была предложена стратиграфическая схема по диноцистам Н.И. Запорожец (Запорожец и др., 2015). В этой работе впервые приведены данные о комплексах диноцист из нижней части разреза бухты Квачина. По данным палинологического изучения нижней части разреза бухты

Квачина установлено несколько биостратонов по диноцистам в ранге слоев (Запорожец и др., 2015). В пачке 1, отнесенной к хулгунской(?) свите, установлен комплекс диноцист слоев с *Nematosphaeropsis* sp. A – *Perisseiasphaeridium pannosum* – *Casidium filiosum*, который датирован верхним палеоценом. Пачки 2, 3 отнесены к напанской свите, и в них выделен комплекс слоев с *Glaphyrocysta* spp. переходного интервала от танета к ипру и раннего ипра. Пачки 4–10 отнесены к снатольской свите, а пачки 11–14 – к ковачинской, между снатольской и ковачинской свитами предполагался разрыв. Во время накопления пачек 4 и 5 (без терминальной части) постулируется континентальный режим осадконакопления, а также развитие континентальных и лагунно-континентальных палеообстановок во время формирования пачек 8–9 и 12. В интервале разреза, охватывающем кровлю пачки 5 – пачку 7, установлен комплекс диноцист слоев с *Spinidinium* «complex» – *Spiniferites* spp., датированных второй половиной лютета. Граница лютета и бартона проводится в подошве пачки 11. Ковачинская свита (пачки 11–14) охарактеризована слоями с *Bellatudinium hokkaidoanum* – *Areosphaeridium diktyoplokum* – *Spinidinium pentagonum* и датирована бартоном(?) – нижним приабомом. Авторами статьи отмечается сходство комплекса диноцист из пачки 13 («туфогенного горизонта» ковачинской свиты) с комплексом диноцист «пестрого пласта» Майначского разреза в основании амининской свиты, что позволяет предполагать наличие последней в разрезе бухты Квачина. Более высокие горизонты не изучались.

Настоящий раздел написан Г.Н. Александровой, которая изучила палинологический материал из образцов, собранных в разрезе бухты Квачина в 2014 г. Ю.Б. Гладенковым и С.И. Бордуновым. Полученные данные вносят существенные поправки в стратиграфические построения прошлых лет и являются существенным вкладом в дешифровку палеогеографических событий.

Конкретными целями этого исследования являлись: 1) стратиграфический и количественный анализ распределения палиноморф в разрезе бухты Квачина; 2) сравнение выявленных диноцистовых и спорово-пыльцевых последовательностей с последовательностями из смежных и удаленных регионов для уточнения возраста литостратонов; 3) интерпретация полученных палинологических данных для восстановления палеообстановок.

Материалы и методы

Материалом для настоящего исследования послужили образцы из разреза, вскрываемого в береговых обрывах бухты Квачина. Расчленение разреза на литологические пачки и привязка проб к ним принимаются в соответствии с приведенными материалами предыдущих разделов (см. главу 1) (Гладенков, 2016).

Методы исследований. При изучении палинологического материала из данного разреза (43 образца) использовалась мацерация проб по методике, принятой в лаборатории палеофлористики Геологического института РАН и являющейся модификацией сепарационного метода (Гричук, 1950). В последовательность химической обработки входят:

- 1) обработка 10% раствором HCl для удаления карбонатов;
- 2) отмывка проб дистиллированной водой до нейтральной реакции (каждые 2 часа);
- 3) обработка проб горячим 10% раствором Na₂HPO₄;
- 4) отмучивание осадка от глинистых частиц дистиллированной водой (каждые 2 часа);
- 5) центрифугирование полученного осадка в растворе тяжелой жидкости [K₂(CdI₄)] с удельным весом 2,25 для извлечения ископаемых палиноморф;
- 6) отмывка мацерата от тяжелой жидкости дистиллированной водой и его сбор в пробирки;
- 7) обработка полученного мацерата концентрированной HF;
- 8) отмывка мацерата в центрифуге от плавиковой кислоты дистиллированной водой до нейтральной pH;
- 9) полученный мацерат заливается глицерином и хранится в пробирках.

Для исследования ископаемых палиноморф изготавливались палинологические препараты (капля мацерата помещается на предметное стекло и накрывается покровным стеклом). Изучение препаратов проводилось в оптическом микроскопе Axiostar plus (Carl Zeiss), при рабочем увеличении ×400 и ×600. Определялись все имеющиеся в образце виды палиноморф (споры и пыльца растений, диноцисты, акритархи, празинофиты). Минимальное подсчитываемое количественное значение на образец 200 экземпляров палиноморф, после чего препарат просматривается до

конца с целью обнаружения редко встречаемых таксонов. В случае малого количества палиноморф подсчитываются все встреченные экземпляры. Фотографии выполнены на микроскопе Axiostar plus (Carl Zeiss) с фотонасадкой на базе фотоаппарата Canon PC1200 и программы визуализации AxioVision Rel. 4.7 (Carl Zeiss).

При подсчете в палинологических спектрах за 100% принималась сумма всех палиноморф, т.е. споры, пыльца и микрофитопланктон. В спектрах выделены группы палиноморф: 1 – споры и пыльца высших растений (споры мхов и папоротникообразных, пыльца голосеменных и покрытосеменных растений), 2 – цисты динофлагеллят (отдел Dinoflagellata), 3 – микропланктон: прازیнофиты (отдел Chlorophyta, класс Prasinophyceae), акритархи (группа неясного систематического положения), пресноводные микроскопические водоросли (отдел Chlorophyta, сближаемые с современными зелеными водорослями). Выделение палинологических ассоциаций было основано на: 1) выявлении последовательности стратиграфически важных уровней первого появления, исчезновения, частой встречаемости видов диноцист; 2) количественных соотношениях различных групп палиноморф (диноцист, спор и пыльца высших растений, прازیнофитов) и уровней их изменений; 3) изменениях таксономического состава и количественных соотношений различных групп пыльцы и спор.

3.4.1. Палинологические ассоциации и зоны

В целом большинство изученных образцов из разреза бухты Квачина характеризуются присутствием комплексов палиноморф, в которых выявлены диноцисты, акритархи, прازیнофиты, споры и пыльца высших растений. Следует отметить, что соотношения различных групп палиноморф по разрезу изменяются достаточно существенно. Так, только в самых низах разреза отмечается преобладание диноцист (с резким доминированием *Trinovantedinium boreale* или видов *Glaphyrocysta*), тогда как его верхи характеризуются обилием прازیнофитов. В большей части изученного разреза отмечается преобладание спор и пыльцы наземных растений в палинологических спектрах. Комплексы диноцист из изученных отложе-

ний содержат как виды широкого географического распространения, что позволяет провести сопоставление с диноцистовыми событиями бассейнов Западной Сибири и Европы, так и эндемичные таксоны, характерные для тихоокеанского региона.

В разрезе палеогеновых отложений бухты Квачина выделена последовательность из шести палинологических ассоциаций, выявленных по присутствию/появлению стратиграфически важных таксонов и/или по количественным характеристикам комплексов палиноморф. Стратиграфическое распределение спор и пыльцы дано на рис. 14, диноцист – на рис. 15, количественные соотношения различных групп палиноморф – на рис. 17. Изображения характерных и руководящих таксонов диноцист приведены в фототаблицах I–VII.

Палинологическая ассоциация 1 (ПА-1) установлена из толщи дислоцированных осадков (видимой мощностью несколько десятков метров), которые по данным геологического картирования относились к майначской свите мелового возраста (Сляднев и др., 2013). Образец № 9 отобран в 20 м ниже контакта с перекрывающей тигильской толщей в темно-серых, черных аргиллитах с тонкой горизонтальной слоистостью, с редкой галькой черного цвета размером 2–3 см, с прослоями, обогащенными растительным детритом, углистым материалом. Образец № 10 отобран в 5 м ниже того же контакта – из серых алевролитов слоистых, с кальцитом по трещинам, с обломками раковин двустворчатых моллюсков, с прослоями углистых черных аргиллитов мощностью 5–10 см. В отмеченных образцах выявлено два палинологических спектра. В обр. № 9 господствуют пыльца и споры высших растений, при незначительном участии микропланктона (6%) – цист динофлагеллят (диноцист) и прازیнофитов. В пыльцевой части спектра преобладает пыльца Pinaceae, *Pinus* subgen *Haploxylon* et *Diploxylon*, Taxodiaceae-Cupressaceae, *Tsuga* sp., *T. crispa*, *T. canadensis*, *Alnus*, *Triatriopollenites* sp., *T. plicoides*, *T. aroboratus*, *Ericales* и споры Polypodiaceae, *Osmunda*, *Sphagnum*. Немногочисленными и единичными экземплярами встречена пыльца *Picea*, *Abies*, *Sciadopitys*, *Podocarpus*, *Betula*, *Corylus*, *Myrica*, *Juglans*, *Aralia sibirica*, *Liquidambar grandiporea*, *Quercus* cf. *conferta*, *Lonicera*, Rutaceae, *Tricolporopollenites* sp., *Aquillapollenites* sp., споры *Triplanosporis* sp., aff. *Botrychium* sp., *Cyathidites* sp., *Lycopodium* spp., *Neogenisporis* sp. и споры, характерные для юрских

отложений – *Cibotium junctum*, *Tripartina variabilis*. Установленный систематический и количественный состав спектра позволяет реконструировать лесной тип растительности, произраставшей в относительно теплом и влажном, близком к субтропическому, климате, о чем свидетельствуют находки пыльцы *Podocarpus*, *Aralia sibirica*, *Liquidambar grandiporea*. Присутствие относительно частой формальной пыльцы стеммы Postnormapolles (*Triatriopollenites* sp., *T. plicoides*, *T. aroboratus*), единичная встречаемость реликтов меловой палинофлоры (*Aquillapollenites*) указывают на раннеэоценовый эволюционный уровень развития флоры (Практическая..., 1990).

Среди немногочисленных диноцист в обр. № 9 присутствуют *Trinovatedinium boreale*, *Areosphaeridium diktyoplokum*, *Spinidinium* sp., *S.? pilatum*, *S.* cf. *macmurdoense*, *Senegalinium?* *dilwynense*, *S. orei*, cf. *Bellatudinium hokkaidoanum*, *Spiniferites* cf. *ramosus*, *Microdinium* sp., *Lejeunecysta* sp., *Pheledinium* sp., *Deflandrea* sp., *Hystrichokolpoma* sp., *Impagidinium* sp., *Glaphyrocysta* cf. *exuberans* (Deflandre et Cookson) Stover et Evitt, *Cordosphaeridium fibrospinosum*, *Phthanoperidinium comatum*, *Selenopemphix nephroides*, ex gr. *Turbiosphaera* sp., также встречены немногочисленные акритархи (*Mychristridium* sp., *Paralecaniella indentata*) и пресноводный микропланктон, представленный таксонами неопределенного систематического положения и *Pediastrum* sp.

В обр. № 10, отобранном выше по разрезу, установлены иные соотношения групп палиноморф: в нем диноцисты составляют 76% и представлены акме *Trinovantedinium boreale*, при единичной встречаемости других таксонов.

Первое стратиграфическое появление *A. diktyoplokum* установлено на уровне диноцистовой зоны В-2 на юге Англии (Вуџак, 1980), одноименной зоны шкал Датского бассейна, севера Германии (Heilmann-Clausen, Costa, 1989), Бельгийского бассейна (de Coninck, 1991), Прикаспийской впадины (Васильева, 2013), Тургайского прогиба (Васильева, 2014) и Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013), в подзоне E2c в Северном море (Mudge, Вуџак, 1994), зоне D9 (Köthe, 2012). Все эти биостратоны имеют позднеипрский возраст. В разрезе Актулагай (Северный Казахстан) первое появление вида *Ar. diktyoplokum* близко к границе зон по наннопланктону NP12 и NP13 (King et al., 2013). В средних широтах Северного

полушария первое появление *A. diktyoplokum* датируется 50,5 млн лет (Williams et al., 2004). Таким образом, нижний возрастной предел формирования осадков, охарактеризованных обр. № 9, может быть ограничен поздним ипсом.

В Беринговом море и на севере Тихого океана массовая встречаемость *T. boreale* установлена в отложениях верхнего эоцена – раннем олигоцене (Вуџак, 1984; Вуџак, Matsuoka, 1986a, б; 1988). Первое появление *T. boreale*, в разрезах Японии приурочено к уровню позднепалеоэоценовой зоны *Alisocysta circumtabulata*, а его массовая встречаемость установлена в отложениях второй половины среднего эоцена – олигоцене (Kurita, 2004). Следует отметить, что в японских разрезах не установлены диноцистовые биостратоны в хроностратиграфическом интервале от среднего ипра до раннего лютета, и осадки этого возраста характеризуются редкой встречаемостью диноцист, на вторую половину лютета и нижнюю часть бартона предполагается региональный перерыв. В целом массовое присутствие *T. boreale* связывается с развитием относительно мелководных палеообстановок, со стратифицированной водной массой и относительно низкой температурой воды (Kurita, Matsuoka, 1994). Уровень последней совместной встречаемости видов *S. orei* и *S.? dilwynense*, наблюдаемой в обр. № 10, указывается в зоне *Senegalinium orei*, установленной в верхней части формации Kawagurru (Kurita, 2004), которая датируется по планктонным фораминиферам и наннопланктону началом среднего эоцена (нижняя часть лютета) (Kaiho, 1984, 1990, 1992; Tanaka et al., 1984).

Таким образом, часть разреза, охарактеризованная ассоциацией ПА-1, имеет палеогеновый возраст и охватывает хроностратиграфический интервал *позднего ипра – ранний лютет* (?) и, вероятно, отвечает оммайскому горизонту(?).

Палинологическая ассоциация 2 (ПА-2), установлена в пачках 1–3 нижней части тигильской толщи, которая несогласно перекрывает нижележащие отложения. Сохранность палиноморф в пробах плохая (за исключением обр. № 11), в образцах 13 и 15 встречены единичные экземпляры палиноморф.

В пылевой части палиноспектров этой ассоциации господствует пыльца голосеменных растений, представленных в основном различными видами сосен, и *Taxodiaceae-Cupressaceae*; постоянно, но в небольшом количестве встречается

пыльца *Picea*, *Podocarpus*, *Tsuga* spp., спорадически – *Abies* sp., *Sciadopitys* sp., *Araucaria* sp. Среди малочисленной пыльцы покрытосеменных отмечаются находки *Tricolpites* sp., *Retitricolpites* sp., *Orbiculapollis globosus*, *Triporopollenites* sp., *Pleurospermaepollenites tastachense*, *Momipites* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Fagus* sp. По сравнению с палинокомплексом ПА-1 в составе палиноспектров ПА-2 очень низкое участие таксонов стеммы Postnornapolles. Споры представлены в основном Polypodiaceae, *Osmunda*. Близкие комплексы описаны из снатольской свиты бухты Квачина (Эоцен..., 1991), и среднего-верхнего эоцена Западной и Средней Сибири, Северо-Востока России (Практическая..., 1990; Фрадкина, 1995). Количественные характеристики ПА-2 указывают на развитие лесного типа растительности, произраставшей в условиях относительно теплого и влажного климата, о чем свидетельствуют находки пыльцы *Carya*, *Liquidambar*, *Juglans* и частой Taxodiaceae-Cupressaceae.

В образце – пробе 11 из базальных конгломератов пачки 1 выявлено акме *Glaphyrocysta* spp. (*G. semitecta* (Bujak) Lentin et Williams, *G. exuberans*, *G. undulata* (Eaton) Stover et Evitt, *Glaphyrocysta* sp., cf., *G. ? vicina* (Eaton) Stover et Evitt, *Glaphyrocysta* sp.), в небольшом количестве присутствуют *Achilleodinium biformoides* (Eisenack) Eaton, *Enneadocysta multicornuta* (Eaton) Stover et Williams, *E. pectiniformis* (Gerlach) Stover et Williams, *Trinovantedinium boreale* Bujak, *Areosphaeridium diktyoplokum* (Klumpp) Eaton. Систематический состав спектра аналогичен комплексу слоев с *Glaphyrocysta* spp. (Запорожец и др., 2015).

Выше по разрезу в пробах 12–16 (верхняя часть пачки 1 – пачка 3) количество диноцист сокращается и они составляют от 25 до 45%, при преобладающей роли палиноморф высших растений. В верхней части ПА-2 – с уровня пробы 14, отмечается присутствие акритарх *Paralecaniella indentata*, составляющих от 5 до 10% от суммы всех палиноморф. Среди диноцист в этой части разреза постоянно встречаются частые *Bellatodinium hokkaidoanum* Kurita et Matsuoka, *Trinovantedinium boreale*, и спорадически, не во всех образцах, разнообразные немногочисленные *Enneadocysta* sp., *E. multicornuta*, *E. pectiniformis*, *Enneadocysta* sp. A sensu Sluijs et al., 2003, *Glaphyrocysta semitecta*, ex gr. *Hemiplacophora* sp., *Cordosphaeridium cantharellus*, *Spiniferites ramosus*,

Operculodinium cf. *microtriainum* (Klumpp) Islam, *Areosphaeridium diktyoplokum* и др.

В верхней части пачки 3 (проба 16) установлено значительное количество переотложенных раннемеловых таксонов диноцист, спор и пыльцы, что, вероятно, указывает на углубление базиса эрозии на окружающей суше, и обмеление морского бассейна. Систематический состав переотложенных таксонов указывает на размыв морских отложений апт-альбского возраста.

На основании частой совместной встречаемости *B. hokkaidoanum* и *T. boreale* интервал разреза, охарактеризованный пробами 12–16, может быть соотнесен с диноцистовой зоной *Bellatodinium hokkaidoanum* Японии, датируемой *верхами среднего – первой половиной верхнего эоцена* (Kurita, 2004). В пользу данного возраста указывают и находки немногочисленных, но в видовом отношении относительно разнообразных, *Enneadocysta*, что присуще для бартонских отложений различных регионов не только Северного (Bujak, 1980; Brinkhuis, 1992, 1994; Heilmann-Clausen, Costa, 1989; Heilmann-Clausen, van Simayes, 2005; Köthe, 2012; Manum et al., 1989; Mudge, Bujak, 1994; Powell, 1992 и многие другие), но и Южного полушария (Brinkhuis et al., 2003a, b; Sluijs et al., 2003; Guerstein et al., 2008; Guerstein, Daners, 2010; Wilson, 1985, 1988 и многие другие). Появление *E. pectiniformis* в разрезах Gippsland basin Австралии отмечается в позднем лютете, в основании одноименной диноцистовой зоны и датируется 43,8 млн лет (Partridge, 2006). По данным (Williams et al., 2004), появление *E. partridgei* в высоких широтах Южного полушария приурочено к основанию бартона и датируется 41,3 млн лет. Диапазон распространения *Glaphyrocysta semitecta* в разрезах Западной Европы отвечает бартону – раннему рюпелю (Bujak, 1980; Brinkhuis, 1994). По данным (Williams et al., 2004), первое появление данного таксона в средних широтах Северного полушария отмечается не ранее 41,4 млн лет назад, что позволяет ограничить нижний возрастной предел формирования базальной части пачки 1 разреза бухты Квачина *бартоном*.

По данным Н.И. Запорожец с соавторами (2015), эта часть разреза бухты Квачина была отнесена к хулгунской и напанской свитам, которые охарактеризованы диноцистовыми слоями с *Nematosphaeropsis* sp. A – *Perisseiasphaeridium pannosum* – *Cassidium filosum* верхнего палеоцена

и слоями с *Glaphyrocysta* spp. переходного интервала от танета к ипру и раннего ипра.

Полученные новые данные позволяют уточнить сделанные ранее выводы и характеристику отложений. Так, в разрезе не установлен уровень слоев с *Nematosphaeropsis* sp. A – *Perisseiasphaeridium pannosum* – *Cassidium filiosum*, который ранее был выделен из пачки «...переслаивание конглобрекчий (0,3–1,5 м) со светло-бурыми глинами (0,2–1,2 м), к кровле приобретающими темно-бурый оттенок» (Запорожец и др., 2015, с. 26). Распространение по разрезу массовой встречаемости *Glaphyrocysta* spp. и как следствие одноименных слоев ограничено нижней частью пачки 1 и датируется *бартоном*, а интервал разреза, охватывающий верхнюю часть пачки 1 – пачку 3, содержит комплекс диноцист зоны *Bellatudinium hokkaidoanum* *бартона* – первой половины *приабона*. Все эти отложения относятся к *снатолюскому* горизонту.

Динамика изменений соотношений групп палиноморф свидетельствует, что начало формирования отложений *бартона* – ?раннего *приабона* в бухте Квачина связано с пиком крупной трансгрессии, о чем свидетельствует многочисленность диноцист в нижней части ПА-2, а разнообразие *Glaphyrocysta* и *Enneadocysta* – о нормально морских олиготрофных палеообстановках. Выше по разрезу происходит уменьшение количества диноцист на фоне увеличения доли пыльцы и спор, акритарх, присутствия переотложенных палиноморф, что позволяет предположить регрессивный тренд в течение этого времени.

Палинологическая ассоциация 3 (ПА-3) установлена в пачках 4 – нижней части пачки 12 (пробы 17–29) из средней-верхней части тигильской толщи.

Комплекс диноцист этой ассоциации значительно обновляется за счет появления и относительно частой встречаемости *Spinidinium* sp. A, *S.* sp., cf. *Spinidinium* sp. B sensu Kurita 2004, *S.* cf. *shellenbergii*, *Vozzhennikovia stickleyae*, *Senegalinium* sp., *Phthanoperidinium* sp., *Ph. bennettii*, *Heteraulacacysta leptolea*, ex gr. *Briganthedinium* sp., *Dapsilidinium* cf. *pastielsii*, *Cordosphaeridium gracilis*, *Spiniferites* cf. *membranaceus*, *Palaeoperidinium pyrophorum*, *Cleistosphaeridium* sp., *Trinovantedinium* sp., *Alterbidinium* sp., *Isabelidinium* sp., *Puxidinopsis* sp., aff. *Homotryblium* sp. На этом уровне большая часть видов, встреченных в палинологических ассоциациях 1 и 2 в нижней части разреза

бухты Квачина, не отмечаются. Лишь спорадически, преимущественно в нижней части, обнаружены немногочисленные экземпляры – *A. diktyoplokum*, *Ac. biformoides*, *G. semitexta*, *Enneadocysta* sp. A sensu Slujis et al., 2003, *Selenopemphix nephroides*, *Phthanoperidinium comatum*. В кровле ПА-3 установлено исчезновение *B. hokkaidoanum*.

В целом в ассоциации ПА-3 увеличиваются разнообразие и содержание пазинофитов, акритарх, других водорослей, которые становятся постоянными компонентами палиноспектров. Этот факт в совокупности с преобладанием среди диноцист перидиниоидных таксонов – различные виды *Spinidinium*, *B. hokkaidoanum*, *T. boreale*, *Vozzhennikovia stickleyae* – указывает на развитие относительно прибрежно-морских эвтрофных обстановок седиментации во время формирования осадков охарактеризованных ПА-3.

В спорово-пыльцевой части палиноспектров по-прежнему господствует пыльца голосеменных, среди которой отмечается примерно равное содержание пыльцы *Taxodiaceae-Cupressaceae* и пыльцы сосен, довольно часты *Tsuga* spp., *Sciadopitys* sp., спорадически встречаются *Dacrydium*, *Ketteleria*, *Cedrus*, появляется *Tsuga torulosa*. По сравнению с ПА-2 возрастает как количество, так и разнообразие пыльцы покрытосеменных за счет представителей семейств *Betulaceae*, *Juglandaceae*, *Ulmaceae*, *Tiliaceae*, *Mugicaceae*; единичными экземплярами присутствуют таксоны стеммы *Postnormapolles*. Отмечается пыльца *Pterocarya*, *Engelhardtia*, *Fagus* cf. *grandifoliiformis*, *Castanopsis*, *Fagaceae*, *Rutaceae*, *Nelumbo*, *Celtis*, *Hamamelis*, *Oleaceae*, *Euphorbiaceae*, *Moraceae*. Среди спор, кроме *Polyodiaceae* и *Osmunda*, постоянно встречаются *Lycopodiumsporites* и *Sphagnum*. Состав и соотношения палиноморф высших растений позволяют реконструировать лесную растительность с участием разнообразных широколиственных листопадных растений, произраставшую в условиях теплоумеренного климата. Палинокомплекс интервала ПА-3 аналогичен палинокомплексу *ковачинского* горизонта Западной Камчатки (Эоцен..., 1991; Решения..., 1998).

Присутствие *Ph. bennettii* в разрезах Берингова моря указывается в отложениях верхнеэоценовой зоны *Areosphaeridium diktyoplokum* и зоне *Trinovantedinium boreale* раннего олигоцена (Matsuoка, Вужак, 1988). Исчезновение *B. hokkaidoanum*, в разрезах Японии установлено внутри зоны *Tri-*

novantedinium boreale, датируемой верхним эоценом – ранним олигоценом (Kurita, 2004). Первые появившийся и постоянно присутствующий в спектрах ПА-3 *Spinidinium* sp. А морфологически схож с *Spinidinium pentagonum*, который был описан из базальной и нижней частей формации Sankebetsu, на уровне нижней части зоны *Bellatidium hokkaidoanum* верхов среднего – первой половины верхнего эоцена (Kurita, 2004). *Spinidinium* sp. А отличается от последнего округло-гексагональным очертанием цисты, его эпициста имеет субтрапециевидную форму, в отличие от *S. pentagonum*, имеющего близкую к треугольной форму эпицисты за счет большого перицеля в антапикальной области.

На основании совместной встречаемости *Ph. bennettii*, *B. hokkaidoanum*, частых *T. boreale*, эта часть разреза может быть скоррелирована с нижней частью диноцистовой зоны *Trinovantedinium boreale* Японии, которая охватывает хроностратиграфический интервал второй половины приабона – первой половины раннего олигоцена (Kurita, 2004), и верхнеэоценовой зоной *Areosphaeridium diktyoplokum* северной части Тихого океана (Matsuoka, Vujak, 1988). Исходя из положения в разрезе, а также развития на этом уровне палинокомплекса и комплекса моллюсков ковачинского горизонта, пачки 4–12 разреза бухты Квачина сопоставляются к ковачинской свитой, и их возраст можно ограничить *приабонским ярусом верхнего эоцена*.

Прямое сопоставление полученных данных с данными Н.И. Запорожец с соавторами (2015) как по этой части разреза бухты Квачина, так и более высоким горизонтам палеогена Западной Камчатки затруднительно ввиду отсутствия четких критериев выделения биостратонов. Например, интервал пачек 6–10 отнесен к слоям с *Spinidinium* «complex» – *Spiniferites* spp. второй половины лютета, при характеристике которых указывается, что: «Комплекс микрофитопланктона довольно однообразный с доминированием видов *Spinidinium* и *Spiniferites*, а также *Trinovantedinium boreale*» (Запорожец и др., 2015, с. 28), в то время как из рис. 4 (там же, с. 27) видно, что состав диноцист значительно более разнообразный и аналогичный комплексу диноцист из ПА-3, и доминирование *Spiniferites* и *T. boreale* не установлено ни в одной из изученных коллегами проб. Далее, при характеристике позиции комплексов

диноцист Увучинского разреза в других разрезах Тигильского района для слоев с *Spinidinium* «complex» – *Spiniferites* spp. указывается их иная характеристика: «... не встречается *Senegalinium orei*, доминируют виды *Spinidinium* (*Spinidinium macmurdoense*, *S. densispinatum* и др.), встречено несколько видов *Spiniferites*, определенных с открытой номенклатурой, появляются виды родов *Enneadocysta*, *Areosphaeridium*» (там же, с. 37).

Сложности возникают и с реконструированными в цитируемой работе палеообстановками. Так, пачки 4–5, отнесенные коллегами к верхним горизонтам напанской свиты и нижним горизонтам снатольской свиты и в полном объеме сопоставленные со слоями с *Senegalinium orei* первой половины лютета, показаны принадлежащими интервалу лагунно-континентального осадконакопления; пачки 8 и 9 отнесены к новому интервалу накопления континентальных и лагунно-континентальных фаций переходного интервала от снатольской к ковачинской свите; пачка 12 – тоже как сформированная в лагунно-континентальных обстановках. При этом, исходя из рис. 4, пробы из этих интервалов разреза авторами не изучались и не совсем ясно, на чем основаны сделанные ими выводы. Далее, на с. 34 говорится: «В Увучинском разрезе угленосные континентальные отложения с остатками растений отделяют пачки, содержащие остатки морской биоты в основании разреза (пробы 4/2, 3, 4, 7), от слоев, занимающих в нем более высокое положение (пробы 9–15). Полное отсутствие представителей морской биоты в пробах 4/4, 5, 6, 13 в Увучинском разрезе соответствует тем флороносным пачкам, из которых были собраны растительные остатки». Однако точная привязка указанных проб к литологическим пачкам, как и находки флоры, в тексте и графике не указаны, а сведения о палиноморфах высших растений в разрезе бухты Квачина приведены крайне скудно.

На основании нового палинологического изучения разреза бухты Квачина установлено, что весь интервал разреза пачек 4–12 был сформирован в прибрежно-морских обстановках, континентальных фаций в разрезе не выявлено.

Палинологическая ассоциация 4 (ПА-4) установлена в средней части пачки 12 – нижней части пачки 22 (пробы 30–53) из верхней части тигильской – нижней части белесоватой толщ. Пробы 31, 34–36 содержали единичные палиноморфы, и получить достоверную информацию

о динамике изменений палинологических спектров в пачках 16–17 не удалось.

На этом уровне в большинстве спектров господствует пресноводный микропланктон, представленный мелкими гладкими, мелкошиповатыми и мелкоточечными, круглыми оболочками таксонов неясного систематического положения, вероятно принадлежащих зеленым водорослям, а также *Crassosphaera*, *Sigmopollis* sp. Установлен пик встречаемости морских празиофитов (*Crassosphaera*) в пачках 18–19 (пробы 38–39). Спорадически, преимущественно на уровне пачек 12–15, встречаются немногочисленные акритархи *Myrhristridium*, *Cymatiosphaera* sp., *Pterospermella* sp., *Diacronidium* sp., *Leiosphaeridia* sp. и органические оболочки фораминифер. Диноцисты не разнообразны и составляют обычно менее 10%. Палиноморфы высших растений относительно часты на уровне пачек 12–15, а выше составляют не более 10% от суммы всех палиноморф.

Комплекс диноцист ПА-4 крайне беден и практически не содержит ранее встреченных таксонов, что обусловлено сменой гидрологического режима палеобассейна, кроме *Spinidinium* sp. A, *Spinidinium* sp., *A. diktyoplokum*, ex gr. *Brigantidinium* sp., находки которых приурочены к нижней части интервала ПА-4, и что, по мнению автора, свидетельствует об относительной непрерывности разреза. В основании установлена последняя частая встречаемость *T. boreale*, и появляется *Batiacasphaera hirsuta*, которая является руководящим и постоянным компонентом палиноспектров среди диноцист, а также *Batiacasphaera minuta*, *Trithyrodinium* sp. Выше, на уровне пачки 19 – проба 39 – установлено относительное повышение содержания диноцист за счет присутствия частых *Moria* sp. A, *B. hirsuta* и, вероятно, переотложенных *T. boreale*, *Spinidinium* sp.

Характер изменения соотношений групп спор и пыльцы свидетельствует о прогрессирующем похолодании климата на этом временном интервале. В спорово-пыльцевой части спектров постепенно, но значительно возрастает количество пыльцы Pinaceae (от 38 до 82% от суммы спор и пыльцы), при низком количественном участии Taxodiaceae-Cupressaceae. При этом количество пыльцы покрытосеменных прогрессивно сокращается от 20 до 10%, и она представлена в основном растениями умеренного климата – *Alnus*, *Betula*, *Myrica*, Ericales, при спорадической еди-

ничной встречаемости других таксонов. На этом уровне отсутствуют таксоны, определяемые по искусственной классификации и относимые к стемме Postnormapolles. Количество спор тоже уменьшается снизу вверх от 40 до 20%, и они представлены преимущественно полиподиевыми папоротниками и плауновидными. Установленный состав палиноспектров позволяет реконструировать лесной тип растительного покрова на прилегающей суше, существовавшая флора была близка к тургайской. Леса были смешанные из сосен, елей, тсуг, пихты, с участием ольхи, березы, мирик и вересковых. Установленный спорово-пыльцевой комплекс аналогичен палинокомплексу амалинско-гахкинского горизонта раннего олигоцена (Решения..., 1998; Дмитриева и др., 2015). Сходный характер изменений установлен в пограничных эоцен-олигоценовых толщах различных регионов России (Геологические..., 1998).

Появление *B. hirsuta* в разрезах Японии установлено в раннем олигоцене на уровне зоны Hexagonifera? sp. A (Kurita, 2004). Исчезновение *A. diktyoplokum*, отмеченное в пачке 15 (проба 33), по данным (Brinkhuis, Visscher, 1995; van Mourik, Brinkhuis, 2005; Williams et al., 2004; Pross et al., 2010), в экваториальной области и средних широтах Северного полушария датируется 33,3 млн лет, на уровне раннего рюпеля. В разрезах Норвежско-Гренландского моря это событие установлено немного раньше, на уровне границ магнитохронов C13r/C13n (Eldrett et al., 2004), что близко к границе эоцена и олигоцена.

Анализ систематического состава и характера изменений различных групп палиноморф в палинологической ассоциации 4 свидетельствует о заметном похолодании климата и развитии на данной территории палеообстановок внутреннего шельфа относительно полузамкнутого морского бассейна, скорее всего с пониженной соленостью и/или стратификацией фотического слоя, о чем свидетельствует массовая встречаемость таксонов, сближаемых с зелеными водорослями. Значительное увеличение количества морских празиофитов, а также относительное увеличение процентного содержания диноцист на уровне пачки 19 позволяют предположить незначительное повышение уровня моря, что говорит о слабом трансгрессивном импульсе.

Совокупность установленных изменений свидетельствует о том, что нижняя часть разреза, оха-

рактически палинологической ассоциацией 4 (верхняя часть пачки 12), может быть датирована переходным интервалом от *эоцена к олигоцену*, а более высокие горизонты (пачки 13–22 (нижняя часть)) – *ранним олигоценом*. Комплекс диноцист из ПА-4 разреза бухты Квачина может быть сопоставлен с ассоциациями верхней части диноцистовой зоны *Trinovantedinium boreale* и зоны *Hexagonifera? sp.* А Японии (Kurita, 2004), зоны *Trinovantedinium boreale* северной части Тихого океана (Matsuoka, Vujak, 1988), которые датируются ранним олигоценом. По спорово-пыльцевым данным терминальная часть тигильской толщи – нижняя часть белесоватой толщи в разрезе бухты Квачина может сопоставляться с аманинско-гахкинским горизонтом конца эоцена – начала олигоцена.

Палинологическая ассоциация 5 (ПА-5) установлена в интервале разреза верхней части белесоватой толщи, охватывающего нижнюю часть пачки 23 – нижнюю часть пачки 31 (обр. 58–73). Сохранность палиноморф плохая.

Соотношения различных групп палиноморф в ПА-5 изменяются. Так, в низах отмечается относительно высокое количество диноцист и палиноморф высших растений, пресноводный микропланктон и акритархи встречаются в количестве около 20%. Вверх по разрезу происходит уменьшение количества диноцист, спор и пыльцы, а содержание прازیнофитов возрастает до 50–80% от суммы всех палиноморф. Установленные закономерности свидетельствуют о развитии трансгрессии в начале интервала разреза, охарактеризованного ПА-5, а выше вновь устанавливаются обстановки полузамкнутого морского бассейна, близкие к установленным в верхней части ПА-4, на что указывает господство прازیнофитов.

На уровне ПА-5 отмечается первое появление стратиграфически важных таксонов диноцист – *Spinidinium? tripylum*, *Williamsidinium diaphanense*, описанных из предполагаемых и верхнеолигоценых отложений Японии (Kurita, 2004). Также присутствуют *Operculodinium sp. I sensu Manum*, 1976, *Operculodinium sp. B sensu Kurita*, 2004, *Operculodinium centroparpum*, *Systematophora sp.*, *Impagidinium sp.*, *Trinovantedinium cf. capitatum*, *T. capitatum*, *T. applanatum*, ex gr. *Rhombodinium sp.*, *Chiropteridium sp.*, ex gr. *Dubridinium sp.*, *Achomosphaera sp.* и другие таксоны, находки которых не отмечались в более низких горизонтах

разреза. В кровле ПА-5 установлено исчезновение *Trinovantedinium boreale*. Постоянно отмечаются экземпляры, вероятно, переотложенных, диноцист (*Bellutodinium hokkaidoanum*, *Achilleodinium biformoides*, *Areosphaeridium diktyoplokum* и др.) и пыльцы, имеющих иную степень сохранности – более темную окраску и плотную структуру оболочки.

В спорово-пыльцевой части ПА-5 возрастает участие темнохвойных элементов – *Picea*, *Abies*, *Tsuga spp.*, а также характерных представителей умеренного климата – *Alnus*, *Betula*, *Betulaceae*, *Ericales*, что свидетельствует о нарастающем процессе похолодания, при сохраняющемся лесном типе существовавшей растительности. Согласно (Решения..., 1998), этот палинокомплекс характеризует утхолокско-вивентекский горизонт олигоцена. В разрезе бухты Квачина выделяются два спорово-пыльцевых подкомплекса. Нижний (интервал проб 58–81) характеризуется преобладанием пыльцы *Pinaceae*, относительно регулярно встречаются *Carpinus*, *Juglans*, *Ulmus*, присутствуют немногочисленные *Tilia*, *Acer*, среди спор, достигающих 20%, часты *Polypodiaceae*, *Osmunda*, постоянно встречаются *Lycopodiumsporites spp.*, *Sphagnum*, появляется *Ophioglossum*. Данный подкомплекс близок к установленному А.Ф. Фрадкиной (1983) в утхолокской и вивентекской свитах Западной Камчатки. Верхний подкомплекс (интервал проб 80–73) характеризуется возрастанием количества *Taxodiaceae-Cupressaceae*, сокращением – *Osmunda*, постоянным участием *Botrychium* и появлением пыльцы *Rutaceae*, *Salix*. Этот подкомплекс практически идентичен палинокомплексу кулувенской свиты в районе мыса Непропуск (Фрадкина, 1983). Верхний подкомплекс характеризуется присутствием переотложенной пыльцы *Triatriopollenites spp.*, *Symplocaseae* и др.

На основании встречаемости и исходя из распространения по разрезу верхней части белесоватой толщи стратиграфически важных видов комплекс диноцист из проб 58–81 может быть сопоставлен с интервалом предполагаемых позднеолигоценых зон *Operculodinium sp. A*, *Williamsidinium diaphanes*, на основании первого появления и частой встречаемости *W. diaphanes*, а комплекс из проб 80–73 – на основании частой встречаемости *S.? tripylum*, с зоной *Spinidinium? tripylum* Японии, датируемой поздним олигоценом (Kurita, 2004).

Спорово-пыльцевые подкомплексы, выявленные в ПА-5, позволяют считать, что интервал разреза верхней части белесоватой толщи принадлежит к утхолокско-вивентекскому и кулувенскому горизонтам, нижний и верхний подкомплексы соответственно. При этом нижнему подкомплексу ПА-5 отвечает комплекс диноцист уровня зон *Operculodinium* sp. A, *Williamsidinium diaphanes*, а верхнему подкомплексу – уровня зоны *Spinidinium? tripylum*.

Сходный с ПА-5 состав и количественные соотношения имеют спектры диноцист, спор и пыльцы, установленные на Сахалине в пробах из свит гастелло и холмско-невельской в районе залива Макарова, а также большей части тумской свиты на п-ове Шмидта, где эти литостратоны датированы верхней частью раннего (?) – поздним олигоценом (Kurita et al., 2000).

Полученные палинологические данные подтверждают мнение Т.В. Орешкиной (2009) и Ю.Б. Гладенкова (2016) о позднеолигоценном возрасте верхней части белесоватой толщи.

Палинологическая ассоциация 6 (ПА-6) установлена в интервале разреза, охватывающего нижнюю часть пачки 33 – нижнюю часть пачки 36 (пробы 4-1а) верхов белесоватой толщи – видимой части кавранской серии. Пачка 32 не опробована, проба 5 из низов пачки 33 не содержит палиноморф, в пробе 1 нижней части пачки 36 встречены единичные палиноморфы.

В пробах 4 и 3 из пачек 33 и 34 соответственно в палинологических спектрах господствуют палиноморфы высших растений (не менее 80%), при низком количественном участии диноцист и прازیнофитов, выше по разрезу – в спектрах проб 2, 1а из кровли пачки 35 и из базальной части пачки 36, преобладают прازیнофиты, составляющие примерно 60% от суммы палиноморф, количество спор и пыльцы не более 35%, участие диноцист по-прежнему менее 10%.

В спорово-пыльцевой части спектров ПА-6 преобладает пыльца голосеменных, среди которой установлено примерно равное содержание *Pinaceae* и *Taxodiaceae-Cupressaceae*, по-прежнему часты *Tsuga*, *Picea*, *Abies*. По сравнению с ПА-5 на этом уровне сокращается разнообразие и количество пыльцы покрытосеменных, среди которой преобладают *Alnus*, *Corylus*, *Myrica*, при незначительном участии других таксонов. Постоянно отмечается переотложенная пыльца (не менее 15%

от суммы спор и пыльцы), и представленная *Triporopollenites* sp., *Triatriopollenites plicoides*, *Triatriopollenites* spp., *Tricolpites* sp., спорадически *Nyssa*, *Pterocarya*, *Juglans*. Спор в ПА-6 мало (в среднем не более 10%), и они представлены преимущественно *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, *Osmunda*. Систематический состав и количественные соотношения инситных таксонов пыльцы и спор в палинокомплексе ПА-6, а также отсутствие пыльцы трав, низкое количественное участие пыльцы широколиственных покрытосеменных позволяют датировать его ранним – средней частью среднего миоцена (Практическая..., 1990; Фрадкина, 1995).

Среди диноцист в ПА-6 продолжают постоянно встречаться *Spinidinium? tripylum*, *Williamsidinium diaphaense*, спорадически – *Operculodinium* sp. В sensu Kurita, 2004, *Trinovantedinium* cf. *capitatum*, *Trinovantedinium* sp., *Senegalinium/Phelodinium* sp., *Systematophora* sp., *Spiniferites* cf. *pseudofurcatus* и другие таксоны, часть из которых, вероятно, переотложена. Впервые встречаются *Spiniferites hexatypicus*, ex gr. *Cousteaudinium* sp., *Chiropteridium* cf. *partispinatum*, *Filisphaera filifera*, *Lejeunecysta fallax*, *Lejeunecysta globosa*, *Cribroperidium* cf. *giuseppeii*, *Polysphaeridium* sp., *Xandarodinium variabile*.

Анализ стратиграфического распределения встреченных в ПА-6 диноцист в разрезах севера Тихого океана и юга Берингова моря показывает, что диапазон распространения *Spiniferites hexatypicus* охватывает хроностратиграфический интервал терминального олигоцена – нижней части верхнего миоцена; первое появление *Xandarodinium variabile* и *Filisphaera filifera* приурочено к верхнемиоценовой зоне *Hystriochosphaeropsis variabile*, которая сопоставляется с зонами N16-N17 по планктонным фораминиферам (Matsuoka, Vujak, 1988). В разрезах Японии находки *Cribroperidium giuseppeii* не отмечаются в отложениях моложе начала среднего миоцена, появление *Xandarodinium variabile* приурочено к верхней части среднего миоцена, появление *Filisphaera filifera* – к плиоцену, а верхний предел распространения рода *Systematophora* ограничен серединой среднего миоцена (Matsuoka, 1983; Matsuoka и др., 1987). По данным (Kurita, 2004), появление *Filisphaera filifera*, исчезновение *Paralecaniella indentata* приурочено к позднему олигоцену, а исчезновение *Operculodinium* sp. В sensu Kurita,

2004 – к кровле одноименной зоны, датируемой концом раннего миоцена. В разрезах на востоке Хоккайдо в конце раннего миоцена, на уровне зоны *Operculodinium* sp. B (Kurita, 2004), отмечается присутствие *W. diaphaense*, *T. boreale*, *Paralecaniella indentata*, которые Х. Курита интерпретирует как переотложенные, вероятно, и в разрезе бухты Квачина данные таксоны, а также *Spinidinium? tripylum* переотложены, косвенным подтверждением чего является присутствие переотложенной пыльцы растений.

Исчезновение *Chiropteridium*, по данным (Williams et al., 2004), в экваториальных районах мира установлено в конце позднего олигоцена и датируется 23,98 млн лет, а в высоких широтах Северного полушария – в средней части аквитанского яруса раннего миоцена и датируется 22,36 млн лет; появление рода *Coosteaudinium* в высоких широтах Северного полушария установлено в

верхней части аквитанского яруса раннего миоцена и датируется 22,1 млн лет.

Таким образом, на основании спорово-пыльцевых данных и по диноцистам, возраст интервала разреза, охарактеризованного ПА-6, на данном уровне палинологической изученности неогеновых отложений Западной Камчатки можно ограничить ранним – нижней(?) частью среднего миоцена.

3.4.2. Возраст и корреляция биостратонов, палеогеографические события

На основе палинологического анализа морских палеогеновых и неогеновых отложений бухты Квачина, а также сравнения полученных результатов с опубликованными материалами уда-

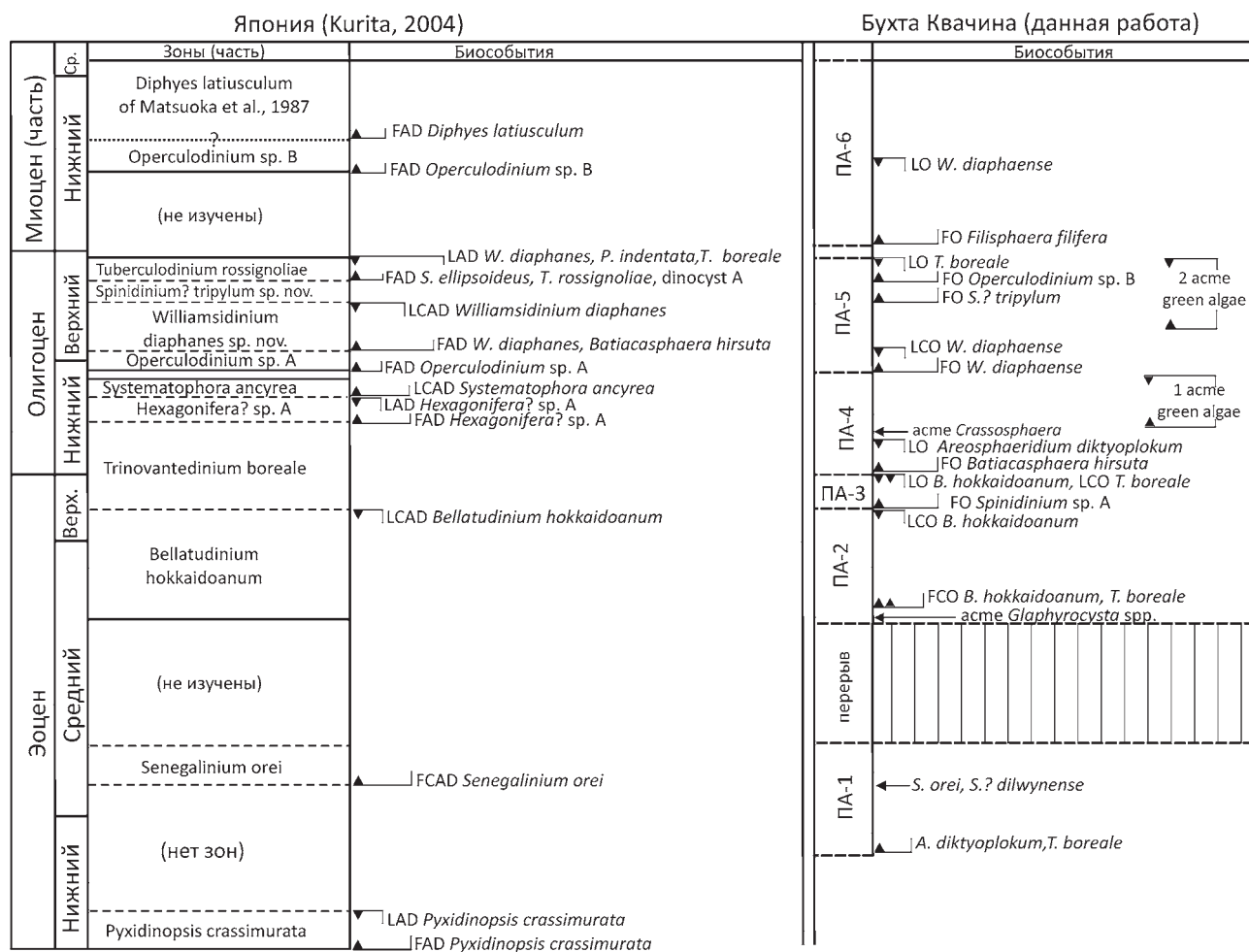


Рис. 16. Сопоставление биособытий по диноцистам с биособытиями зональной шкалы Японии (Kurita, 2004)

лось создать новый вариант расчленения осадочных толщ с определением их возраста (рис. 16). Одновременно были выявлены многие особенности осадконакопления тигильской и белесоватой толщ данного района и расшифрованы палеогеографические и палеоклиматические обстановки.

Полученные данные свидетельствуют, во-первых, о позднеипрско-раннелютетском (?) возрасте изученного интервала дислоцированных отложений, с угловым несогласием перекрытых образованиями тигильской серии бухты Квачина. Согласно полученным новым данным, здесь присутствуют, в частности, стратиграфически важные для раннего эоцена виды *A. diktyoplokum* и *T. boreale*. Это позволяет сопоставить данную часть разреза с оммайским горизонтом палеогена

Западной Камчатки (Решения..., 1998). Напомним, что раньше эти слои относились к мезозою.

Во-вторых, формирование нижней части тигильской толщи (снатольской свиты) было обусловлено развитием крупной трансгрессии, вероятно отвечающей циклу первого порядка (в терминах сиквенс-стратиграфии), что подтверждается присутствием таксонов широкого географического распространения. Свита характеризуется появлением стратиграфически важных видов: *G. semitecta* в базальной части, а выше – *E. pectiniformis*, *E. partridgei*, частой совместной встречаемостью *B. hokkaidoanum* и *T. boreale*, свидетельствующих о бартонском-(?)раннеприабонском возрасте отложений, что, в свою очередь, позволяет сопоставить эту свиту с нижней частью формации Rogonai и нижней частью формации

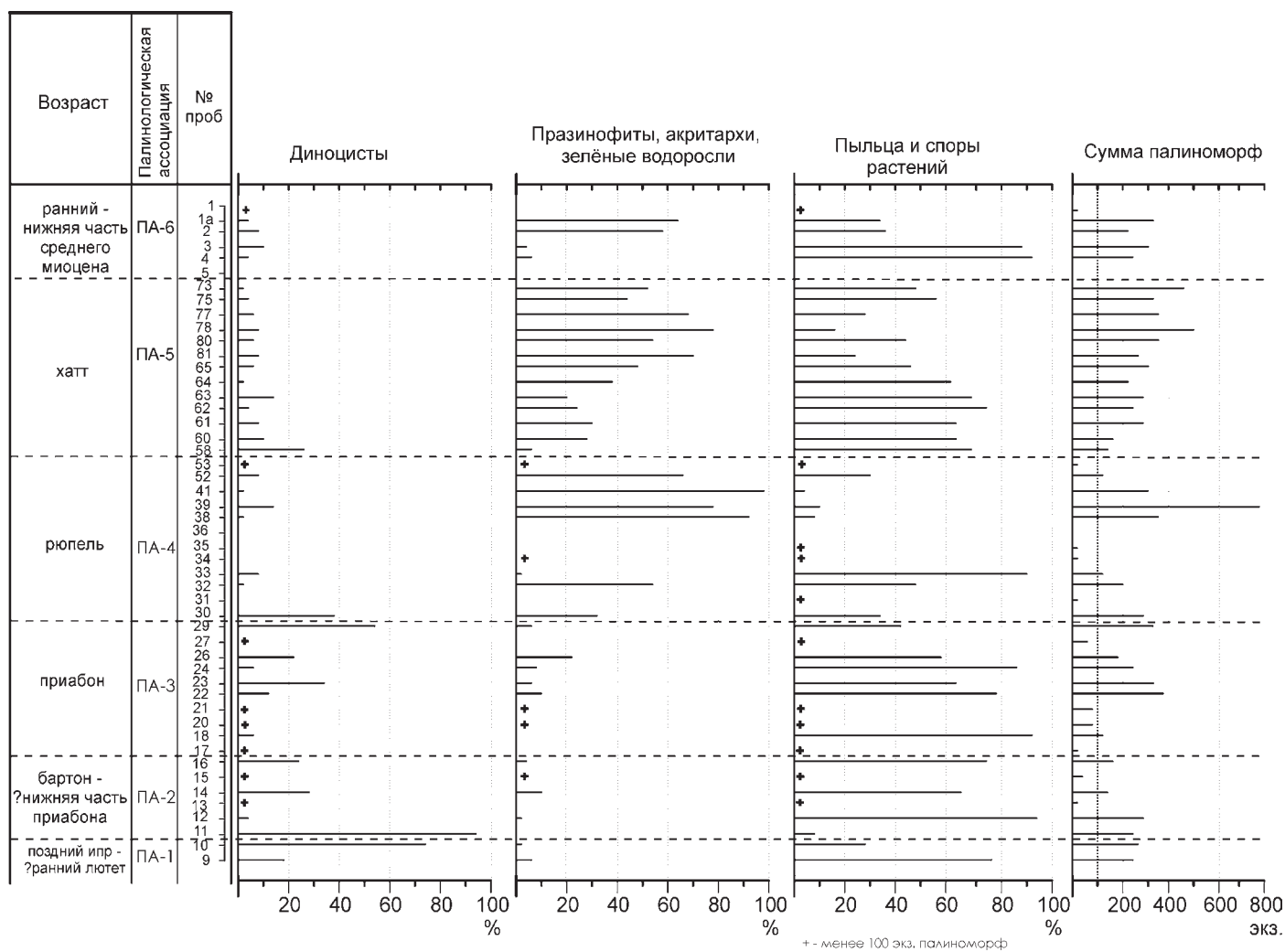


Рис. 17. Количественные соотношения различных групп палиноморф по разрезу бухты Квачина

Sankebetsu центральной части и формацией Shitakaga восточной части о. Хоккайдо (Kurita, 2004). В свете новых данных имевшееся ранее предположение о палеоценовом возрасте низов тигильской толщи приходится пересмотреть (рис. 18).

Ковачинские слои формировались в целом в прибрежно-морских эвтрофных палеообстановках и по объему отвечают интервалу позднего эоцена (приабону). Они сопоставляются со средней–верхней (?) частью формации Rogonai и ниж-

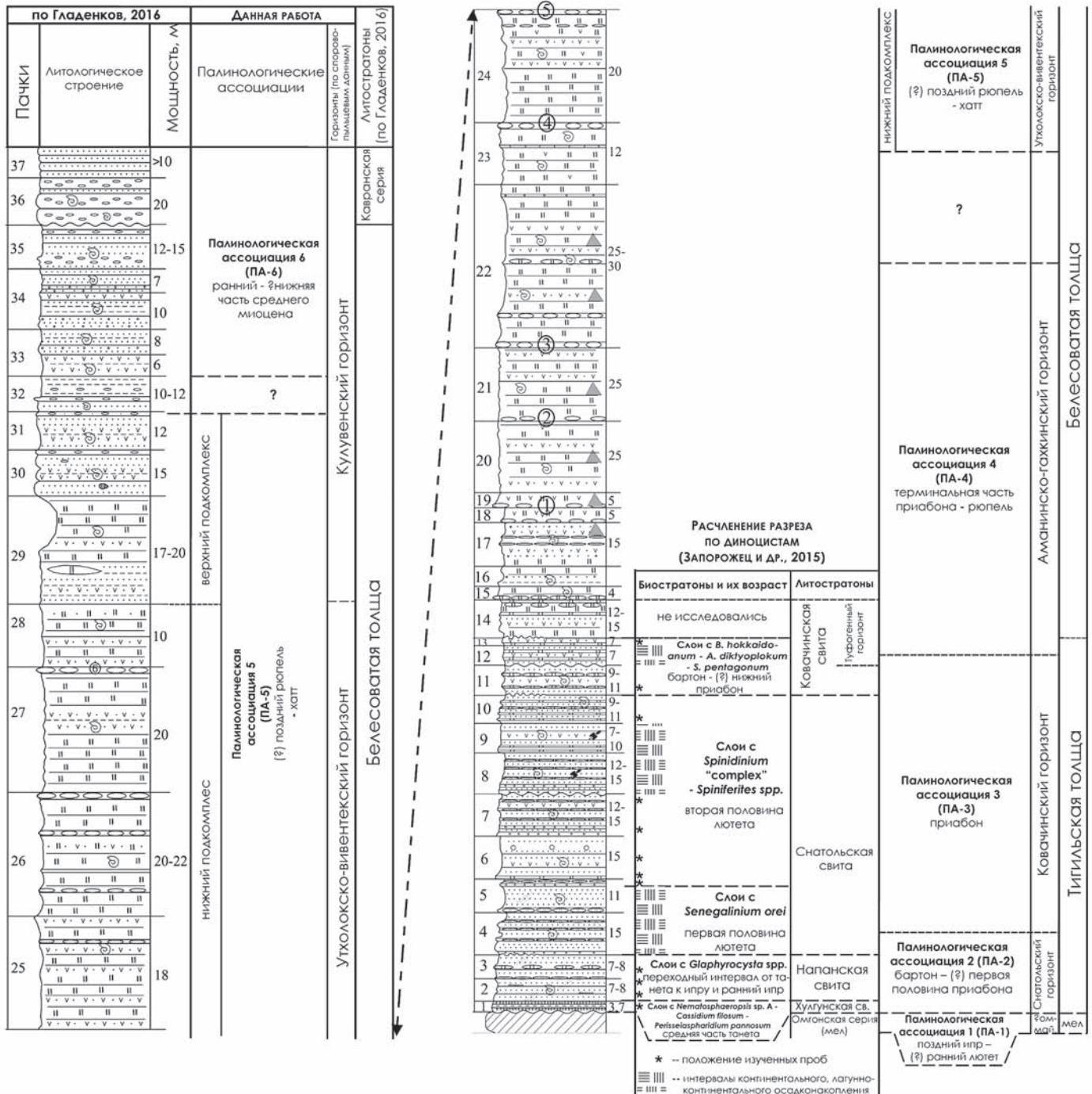


Рис. 18. Расчленение разреза бухты Квачина по данным палинологического изучения и его сопоставление с данными Н.И. Запорожец и др. (2015) Условные обозначения см. на рис. 5

ней частью формации Momijiyama центральной части о. Хоккайдо и формациями Charo и Nuibetsu на востоке острова (Kurita, 2004), зоной *Areosphaeridium diktyoplokum* северной части Тихого океана (Matsuoka, Vujak, 1988).

В-третьих, большая часть белесоватой толщи характеризуется доминированием празиофитов, акритарх и значительным присутствием пыльцы наземных растений, что свидетельствует о накоплении осадков в прибрежных условиях с затрудненной циркуляцией и с постоянным

и существенным привнесом пресных вод. Отмечаются несколько уровней относительной трансгрессии – в средней части пачки 12, пачках 19 и 23. Большая часть белесоватой толщи по объему охватывает интервал терминального приабона – олигоцен.

Верхняя часть белесоватой толщи и видимая часть кавранской серии имеют неогеновый возраст и датируются ранним миоценом – (?)нижней частью среднего миоцена.

Глава 4

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОРРЕЛЯЦИЙ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ОТЛОЖЕНИЙ БУХТЫ КВАЧИНА

Ключевым (опорным) разрезом палеогена и неогена Западной Камчатки издавна считается разрез Точилинской антиклинали Тигильского района (рис. 2). Именно здесь находятся стратотипы почти всех свит и региональных горизонтов, широко используемые геологами в течение нескольких десятилетий (Геология..., 1964; Решения..., 1982). Снизу вверх здесь выделены (по стратиграфическим схемам 1974 г.): в палеогене – хулгунский, напанский, снатольский, ковачинский горизонты, а в неогене – аманинский, гакхинский, утхолокский, вивентекский, кулувенский, ильинский, какертский, этолонский, эрмановский горизонты. Нижние горизонты палеогена были описаны в бассейнах рек Снатол, Ковачина, Пухль, Тигиль, Напана. Надстраивающие их свиты и горизонты – от снатольского (средний эоцен) до эрмановского (верхний миоцен) – вскрываются на берегу Охотского моря севернее устья р. Тигиль, в 100 км северо-восточнее бухты Квачина, в прекрасно обнаженном непрерывном Точилинском разрезе (самый верхний – энемтенский – горизонт плиоцена описан на морском побережье к югу от бухты Квачина, севернее устья р. Кавран). К сожалению, в Точилинском разрезе побережья самые нижние слои палеогена не вскрываются.

В последнее время объем и возраст некоторых (прежде всего нижних) горизонтов был несколько пересмотрен (Решения..., 1998), появились новые подходы к интерпретации стратиграфического положения отдельных свит (Гладенков и др., 1991, 1997).

4.1. Серии и свиты кайнозоя Западной Камчатки

При корреляции разреза бухты Квачина с Точилинским разрезом и определении возраста стратонов часто возникали трудности, приводившие к заметным разночтениям (Плешаков, 1939; Криштофович, 1947; Григоренко и др., 1978). Это касается, во-первых, строения тигильской серии (отсутствие или присутствие в данном разрезе хулгунской и напанской свит, наличие аналогов ковачинской серии в разрезе), а во-вторых, – возможности расчленения на свиты белесоватой толщи, сопоставляемой в целом с воямпольской серией Точилинского разреза. Особое внимание привлекал, в частности, «туфогенный горизонт», сложенный зеленоватыми туфогенными песчано-глинистыми образованиями с включением галек и зерен глауконита (его мощность в регионе разными авторами оценивалась от 15–30 до 70–100 м). Он был выделен И.Б. Плешаковым (1939) в основании воямпольской серии, залегающей на ковачинской серии. Однако Б.Ф. Дьяков (1936) оспаривал такое мнение и считал, что в этот горизонт объединены разновозрастные слои и что он является песчаной фацией ковачинского горизонта.

Чтобы яснее представить суть споров о камчатских свитах, напомним, что до середины 70-х годов прошлого столетия (Геология..., 1964) при расчленении палеогена и неогена Тигильского поднятия обычно выделялись несколько серий и свит (снизу вверх): *тигильская серия* (свиты хулгунская, напанская, снатольская), палеоцен –

нижний олигоцен; *ковачинская серия* (ковачинская свита), средний–верхний олигоцен; *воямпольская серия* (свиты амининская, гакхинская, утхолокская, вивентекская, кулувенская), нижний–средний миоцен; *кавранская серия* (свиты ильинская, какертская, этолонская, эрмановская), верхний миоцен–плиоцен (возраст приведен по стратиграфическим схемам 1960–1970-х гг.). В дальнейшем в стратиграфических схемах Западной Камчатки серии перестали использоваться и кайнозойский разрез был разделен на горизонты (Решения..., 1982, 1998). При этом в свете новых палеонтологических данных возраст серий и горизонтов в ряде случаев был существенно пересмотрен. Например, ковачинская серия (свита) была средне-верхнеолигоценовой, а стала средне-верхнеэоценовой; амининская свита воямпольской серии относилась к нижнему миоцену, а стала датироваться поздним эоценом – ранним олигоценом; этолонская свита кавранской серии относилась к плиоцену, а стала среднемиоценовой, и т.д., что свидетельствует об общей «возрастной» реконструкции всей стратиграфической схемы этого региона. В 1990-х годах появились предложения подойти к выделению серий с новых позиций – с учетом седиментационной цикличности. Так, при утверждении последних стратиграфических схем кайнозою Западной Камчатки в 1994 г. (Решения..., 1998) была высказана мысль, что серии должны выделяться на основе крупных седиментационных (или вулканоседиментационных) циклов, которые разделены обычно угловыми несогласиями, перерывами или крупными размывами (Гладенков, Шанцер, 1993). В связи с этим появилась необходимость пересмотреть объемы прежних серий. Например, выяснилось, что снатольский горизонт среднего эоцена, который раньше относился к тигильской серии, в свете последних данных залегает на подстилающих толщах несогласно и с перерывом, т.е. начинает новый осадочный цикл. Поэтому вряд ли его следует относить к упомянутой серии – он начинает новую серию. Также вряд ли целесообразно выделять в отдельную серию ковачинскую свиту, которая внизу и вверху залегает согласно, входя относительно небольшой частью в крупный седиментационный цикл среднего эоцена – верхнего миоцена. Стараясь не менять прежние названия серий, но принимая во внимание новые данные по седиментационной цикличности и внося коррективы в понимание объемов серий и их

границ, а также учитывая последние данные по их возрасту, можно было бы предложить следующую схему расчленения (снизу вверх) четырех серий кайнозою в Тигильском районе Западной Камчатки (Решения..., 1998):

«*тигильская*» (или улэвенейская) серия, палеоцен – низы среднего эоцена (с включением всех доснатольских образований);

«*воямпольская*» серия, средний эоцен – нижний миоцен (от снатольской до кулувенской свиты включительно, возможно с двумя подсериями с границей в основании утхолокской свиты);

«*кавранская*» серия, средний–верхний миоцен (свиты от ильинской до эрмановской);

«*энемтенская*» серия, плиоцен.

4.2. Состояние стратиграфического расчленения кайнозойских образований бухты Квачина до 2017 г. Проблемы сопоставлений

Еще в 1990-х годах корреляция верхней части данного разреза (пачки 14–37) с точилинским опорным разрезом выглядела относительно достоверной. Здесь с большой долей вероятности были определены аналоги трех горизонтов: утхолокско-вивентекского олигоцена (пачки 14–29 с *Delectopecten*, *Masoma*, *Nuculana*); кулувенского нижнего миоцена (пачки 32–35 с *Mytilus ochotensis*) и ильинского среднего миоцена (пачки 36–37 с *Modiolus wajampolkensis*). Менее ясной представлялась корреляция нижней части разреза. Ю.Б. Гладенков и А.Е. Шанцер (Гладенков и др., 1991; Гладенков, Шанцер, 1993) предполагали, что после региональной фазы тектогенеза раннего и начала среднего эоцена наступила широкомащтабная снатольская трансгрессия, захватившая многие районы Камчатки. В это время на дислоцированные толщи мела – нижнего эоцена с несогласием и размывом отлагались среднеэоценовые осадки. Согласно этой точке зрения, нижние пачки (1–7) разреза (песчаники, мощность 75 м) могут сопоставляться в целом со снатольской свитой среднего эоцена. Моллюски здесь отмечаются начиная с пачки 2, хотя относительно представительные комплексы встречены только в пачках 6 и 7 (в 40 м выше подошвы разреза). Эти сооб-

щества включают виды, обычно встречающиеся в снатольском горизонте (*Cardita xenophonti*, *Thyasira snatolensis*, *Solen tigilensis*, *Genota* sp. и др.). В 40 м выше подошвы разреза из прослоев конгломератов (возможно, из пачки 5) были отобраны гальки риодацита с биотитом, возраст которого определен К-Аг методом как $57,3 \pm 2$ млн лет, т.е. поздний танет (Хисамутдинова, 2015). Породы, вмещающие гальки, должны, видимо, трактоваться как более молодые образования, чем эти гальки. В определенной мере это может свидетельствовать об их эоценовом возрасте.

Стратиграфически выше, в пачках 8–11, появляются новые виды моллюсков (*Cardita kovachensis*, *Limatula kovatschensis*, *Delectopecten kamtschatica*), а также флоры (*Pinus dorofeevii*, *Fagus napanensis*) ковачинского комплекса, обычно относящегося к верхам среднего эоцена и верхнему эоцену. К ковачинскому горизонту с долей условности были отнесены и пачки 12–13 туфогенного горизонта (с учетом данных М.Я. Серовой, 2001) по фораминиферам). Моллюски из него представлены в основном эндемиками (*Limatula kovatschensis* и др.) и обычно не похожи на известные в других разрезах комплексы (Ильина, 1962). Отсутствие в разрезе богатого сообщества моллюсков, обычно характеризующего аминский-гакхинский горизонт, заставляло думать, что этот горизонт в данном разрезе отсутствует вообще или выклинивается, будучи представленным «хвостами» отдельных слоев, на что все-таки указывали редкие находки в верхних пачках тигильской серии *Yoldia* cf. *longissima* и других форм, обычных для упомянутого горизонта.

Однако отнесение самой нижней части разреза к эоцену, к снатольскому уровню, встречало возражение у М.Я. Серовой (2001). По ее данным, в нижней 40-метровой пачке были обнаружены бентосные фораминиферы *Silicosigmoilina longa*, *S. californica*, *Bathysiphon sanctaecrusis*, *Haplophragmoides coalingensis*, которые, по ее мнению, могут относиться к зоне *Rzehakina epigona* нижнего палеоцена. Второй комплекс фораминифер с *Cibicides baileyi* был отмечен в 80 м выше подошвы разреза и отнесен к снатольскому горизонту среднего эоцена. Третий комплекс с *Cyclammina samanica* из пачек под туфогенным горизонтом, по Серовой, характеризует верхи ковачинского горизонта верхнего эоцена. Четвертый комплекс с *Cassidulina kernensis*, найденный в туфоген-

ном горизонте, также отнесен к верхней части ковачинского горизонта. Если возраст пачек снатольского и ковачинского горизонтов в целом не противоречит принятой выше трактовке, то к выводам М.Я. Серовой о возрасте самых нижних слоев разреза возникали вопросы. Так, зона *Rzehakina epigona* определена без наличия индекса-вида (по «комплексу») практически только по одному образцу. Судя по литературным данным, виды, перечисленные Серовой (2001) из первого комплекса, имеют широкое стратиграфическое распространение – от мезозоя или дания нижнего палеоцена до середины лютета среднего эоцена или даже до миоцена. Правда, в некоторых работах (например, Беньямовский, Ступин, 1997; Беньямовский, Фрегатова, 2013) эти виды относятся к позднепалеоценовым, хотя даже представители характерного для него рода *Silicosigmoilina* встречаются на Камчатке не только в палеоцене, но и в эоцене. Следовательно, уверенно относить этот комплекс к низам палеоцена достаточно трудно. С другой стороны, нельзя ведь исключать и возможность переотложения каких-то форм палеогена в снатольских слоях.

В случае наличия нижней «зоны» в разрезе приходится допустить значительный перерыв между «датскими» слоями, залегающими, по М.Я. Серовой (2001), в основании разреза, и снатольскими пачками, их перекрывающими (перерыв должен охватывать значительную часть палеоцена, нижний эоцен и, возможно, низы среднего эоцена, т.е. около 10–15 млн лет). Однако в разрезе этот перерыв не выражен. В то же время, как говорилось выше, всего в 10 км к западу от описанного разреза, на морском побережье у мыса Овра, хорошо видно, как снатольские слои с размывом и угловым несогласием залегают на палеоценовых и, возможно, нижнеэоценовых образованиях. С другой стороны, северо-восточнее названной бухты, у мыса Омгон и мыса Бабушкина, снатольские слои ложатся на меловых толщах, представленных черными крепкими аргиллитами и песчаниками с иноцерамами и вулканистами (Гладенков и др., 1997).

Уже указывалось, что у мыса Овра, вблизи устья р. Кольхач, на толще песчаников и темных алевролитов с остатками солоноватоводных моллюсков (*Corbicula*) и фрагментарными отпечатками листьев платана и веточек таксодиевых залегают (с карманами размыва в основании до

5 м) конгломераты с галькой в основном вулканических пород (мощностью от 0,5 м до нескольких метров). Они перекрываются рыжими слоистыми песчано-алевролитовыми породами с множеством мелких конкреций (видимая мощность до 40 м). В глауконитовых песчаниках отмечены типичные эоценовые моллюски (*Lima utcholokensis*, *Crassatella utcholokensis*, *Anomya snatolensis*, *Nuculana uvuchensis* и др.). Из этих же песчаников определены фораминиферы эоценового возраста (*Quinqueloculina goodspedi*, *Trifarina advena californica*, *Cassidulina diversa*, определения М.Я. Серовой, В.Н. Беньямовского и С.И. Ступина) (Гладенков и др., 1997). В данном случае отмечалось полное согласие макро- и микропалеонтологических данных в отношении возраста изученных слоев. Другими словами, складывалось впечатление, что в этом районе снатольские толщи повсеместно залегают на подстилающих дислоцированных меловых и нижнепалеогеновых образованиях с размывом и несогласно.

Суммируя данные по палеогену и нижнему миоцену бухты Квачина, Гладенков и Шанцер (1993) предположили, что этот разрез отвечает второму седиментационному циклу (средний эоцен – ранний миоцен) Западно-Камчатского субрегиона. В первой фазе цикла накапливались сначала мелководные, а затем относительно глубоководные терригенные отложения (снатольское и ковачинское время). Во второй фазе с расширением трансгрессии произошло углубление моря и на фоне преимущественно терригенного осадконакопления происходило значительное осаждение кремнезема (видимо, с участием органогенного) с образованием опоковидных алевролитовых пород в виде частого переслаивания мелких псевдоциклов с участием туфогенного материала, поступление которого было связано с вулканизмом, особенно интенсивного с ковачинского-аманинско-гаххинского времени до утхолокско-вивентекского периода включительно. При этом в предутхолокское время местами, возможно, проявилось некоторое изменение в режиме осадконакопления, которое отразилось, в частности, в появлении в некоторых случаях следов размыва и перерывов в осадочных толщах на отдельных участках, а также в выпадении (полном или частичном) на положительных формах рельефа пород аманинско-гаххинского комплекса, хотя и без изменения общего структурного плана бассейна. В третью фазу (кулувенское

время) произошло обмеление бассейна и стали накапливаться терригенные относительно грубообломочные образования. Они сменились трансгрессивными толщами ильинской свиты кавранской серии. Отмеченные три фазы седиментационного цикла, в целом свойственные всему западнокамчатскому палеогеновому и миоценовому бассейну, в разрезе бухты Квачина отражены достаточно четко. Ильинское время стало началом формирования нового седиментационного цикла (средний–верхний миоцен).

Однако следует добавить, что в 2015 г. появилась публикация, в которой были приведены новые данные по возрасту нижней части описанного разреза (Запорожец и др., 2015). Изучение диноцист из пачек 1–4 (из образцов В.Н. Синельниковой) позволило Н.И. Запорожец высказать мнение, что выявленные в них два комплекса (нижний в пробе 4/2 с *Nematosphaeropsis* sp. и др. и второй в пробах 3–4 с *Glaphirocysta* spp.) могут быть сопоставлены соответственно с комплексами палеоцена и верхов танета – низов ипра Японии. Правда, выделение комплексов сделано всего по двум пробам, и в других разрезах Западной Камчатки они нигде не встречены. Запорожец и др. (2015) определили палеоценовый возраст нижнего комплекса на основе того, что «сумма видов диноцист преимущественно палеоценового и палеоцен-раннеэоценового возраста в пробе 4/2 в целом составляет 75%». Конечно, такая логика не кажется безупречной. К тому же следует иметь в виду, что зональная шкала по диноцистам для кайнозоя Северной Пацифики еще окончательно не создана (не случайно, местные зоны Берингоморского района (Bujak, 1984) пока не достаточно точно коррелируются с таковыми Японии (Kurita, 2004)). И, самое главное, пока не выявлены реальные «биозоны» видов диноцист в Северотихоокеанском бассейне, т.е. не определены точные пределы их возрастного распространения, без чего любые сопоставления остаются провизорными. Н.И. Запорожец и др. (2015) отметили, что комплексы диноцист, празиофитов и акритарх данной области заметно отличаются по составу от близких по возрасту восточно-европейских и западно-сибирских комплексов, что отражает провинциальные особенности первых. Вот почему в статье 2016 г. Ю.Б. Гладенков призвал к разумной осторожности в использовании этих материалов и к их проверке. Эта проверка в 2017 г. и была проведена Г.Н. Александровой.

Выше, в главе 3 дан подробный анализ диноцистовых комплексов из нашей более представительной коллекции в несколько иной интерпретации. Частично в уже упомянутой публикации 2016 г. (Гладенков, 2016) были приведены новые данные по спорам и пыльце и диноцистам нижних частей описанного разреза. По Г.Н. Александровой, которая изучала образцы нашей коллекции, в нижней части пачки 1 были определены диноцисты среднего эоцена (*Glaphyrocysta semitecta*, *G. exuberans*, *G. undulata* и др.). Кроме того, в пачках 1–3 (5 образцов) встречены многочисленные *Bellatundinium hokkaidoanum*, *Trinovatedinium boreale* и др., которые предварительно могут быть сопоставлены с комплексом зоны *B. hokkaidoanum* конца среднего – начала верхнего эоцена (Kurita, 2004).

К тому же Г.Н. Александровой также были проанализированы несколько образцов из слоев, подстилающих тигильскую толщу (под пачкой 1) и обычно относимых к мелу. В этих породах (сильно дислоцированные черные крепкие аргиллиты и песчаники) обнаружены диноцисты второй половины нижнего эоцена. Среди диноцист отмечены *Spinidinium pentagonum*, *Trinovatedinium boreale*, *Areosphaeridium diktyoplokum*, *Phthano-peridinium comatum*, *Senegalinium orei*. Эти данные свидетельствуют в пользу среднеэоценового возраста низов тигильской толщи, а также заставляют считать подстилающие ее образования не меловыми, а нижнеэоценовыми. Полученные выводы трудно переоценить – они заставляют принять новые возрастные датировки для низов тигильской толщи и внести коррективы в палеогеографические реконструкции.

4.3. Особенности изменения ископаемых сообществ в кайнозое бухты Квачина. Проблема выделения биостратонов и стратиграфических подразделений региональной шкалы

После проведенных нами работ в бухте Квачина в 2014 г. и последующего изучения послойно собранного палеонтологического материала

возникла необходимость внести ряд уточнений и изменений в представления о расчленении данного кайнозойского разреза и о возрасте выделенных здесь стратонов. Вместе с тем, несмотря на то что данная монография посвящена материалам конкретного разреза кайнозоя Камчатки – бухты Квачина, в ней пришлось затронуть ряд методических вопросов не только регионального, но и широкого плана. Анализ рассмотренных материалов, с одной стороны, выявил трудности, которые возникают при расчленении мощных разнофациальных осадочных толщ, широко развитых в тектонически активных областях, а с другой стороны, показал пути их преодоления. В этом отношении опыт комплексного использования разных палеонтологических групп наглядно продемонстрировал их большой «союзнический» потенциал. Именно на этой основе было осуществлено расчленение разрезов осадочных серий и свит на дробные подразделения – *слои* с фауной и флорой, а также биогоризонты (по отдельным группам), местные и региональные *зоны*, которые могут с успехом служить при построении региональных стратиграфических схем. Выделение разного типа биостратиграфических зон (прежде всего комплексных и интервал-зон) делает возможным проводить не только региональные, но и более широкие корреляции с привязкой региональных единиц к Международной стратиграфической шкале (МСШ) и, что очень важно, на этой базе определять возраст изучаемых толщ с более значительной, чем раньше, уверенностью. Получение новых биостратиграфических данных заставляло уточнять (и даже в чем-то пересматривать) геологическую историю отдельных регионов и полнее, чем раньше, реконструировать палеогеографические, палеоэкологические и палеоклиматические обстановки.

При проведении стратиграфических исследований и расчленении осадочных толщ бухты Квачина были использованы, с одной стороны, литологические пачки (их выделено 37 в интервале тигильской и белесоватой толщ и 2 в низах ильинской свиты), а с другой – биостратоны – *слои* с фауной или флорой, биогоризонты (по отдельным группам) и *зоны*. Первые основаны на некоторых литологических особенностях выделенных пачек (изменения состава пород в сменяющихся пачках, появление маркирующих слоев), вторые – на смене комплексов ископаемых групп в разрезе, кото-

рая обусловлена эволюцией биосообществ или/и сменой экологических условий.

Однако при использовании бентосных и планктонных групп в процессе выделения и корреляции стратонамов имеются определенные отличия. Бентосные группы дали хорошую возможность расчленить квачинский разрез на *слои с фауной* и биогоризонты, а также обеспечить их корреляцию с горизонтами стратотипического разреза кайнозоя Тигильского района Западной Камчатки и далее с зонами и ярусами сопредельных районов в пределах шельфовых зон Северотихоокеанской области (Сахалин, Япония, Северная Америка). При определении возраста осадочных отложений и корреляции с МСШ используются прежде всего материалы сонахождения бентосных комплексов с планктонными (например, в Японии и на Восточной Камчатке) с последующим трассированием возрастных границ в разных регионах.

В главе 3 приведены детальные данные по использованию палеонтологических остатков разных групп при расчленении и корреляции кайнозойских толщ изученного района. Не повторяя вышесказанное, обратим внимание на некоторые общие выводы.

По смене сообществ *моллюсков* в квачинском разрезе выделены 16 слоев с фауной, которые группируются в пять М-горизонтов и в целом уверенно сопоставлены с пятью горизонтами (региональными) палеогена и неогена Западной Камчатки (снатольский, квачинский, аманинско-гакхинский?, утхолокско-вивентекский, кулувенский и ильинский). Выделенные комплексы в той или иной мере узнаются в разрезах Восточной Камчатки, Сахалина и Японии.

По бентосным *фораминиферам* в бухте Квачина обособлены 11 слоев с фауной, которые можно сгруппировать в семь Ф-горизонтов. Последние тоже достаточно четко коррелируются с горизонтами региональной схемы Западной Камчатки. Фактически корреляции по моллюскам и фораминиферам являются близкими. Намеченные биостратонамы могут сопоставляться с таковыми практически во всей Тихоокеанской области, что обеспечивается прослеживанием региональных зон, которые трассируются практически от широт Северного Хонсю к северу до Анадырской впадины.

Однако определение возраста осадочных толщ только по бентосу имеет определенный недостаток – при достаточно хорошей корреляции мест-

ного, регионального и даже межрегионального масштаба возникают значительные трудности сопоставления горизонтов с ярусами МСШ. И здесь на первое место выходят планктонные группы, которые в значительной мере преодолевают этот недостаток. Несмотря на нередкую несмыкаемость слоев и зон, а также часто плохую сохранность ископаемых микроостатков, выявляемые планктонные комплексы позволяют намечать реальные часто субглобальные зоны или те или иные маркеры, которые путем сопоставления с ярусами МСШ делают возможным датировать древние толщи Камчатки с достаточной уверенностью.

В нашем случае использовались две планктонные группы – диатомовые и диноцисты (карбонатный планктон в кайнозойских разрезах данного региона фактически отсутствует, в квачинском разрезе он был отмечен – очень бедный – только в верхней части тигильской толщи). Диатомовые были использованы для расчленения в основном белесоватой толщи, в пределах литологических слоев 20–36 (в более древних слоях сохранность диатомовых водорослей плохая). Стратиграфический анализ диатомовых комплексов позволил выделить семь слоев (лон) с флорой. Эти слои сопоставлены с зонами широко известной схемы олигоцена-миоцена Северотихоокеанской области (Gladenkov, Barron, 1995), что позволило впервые наметить в западно-камчатском разрезе олигоценные ярусы – рюпель и хатт (с границей в пачке 27), а также нижнюю границу нижнего миоцена (в пачке 31). Это является большим достижением, так как ранее, в 1980–1990-х гг., в пределах стратотипов гакхинского и утхолокско-вивентекского горизонтов олигоцена точилинского разреза диатомовые были отмечены только в двух слоях (да и то в весьма непредставительных комплексах), что не позволяло делать какие-либо определенные корреляции. Сейчас же с помощью диатомовых мы можем наметить реальные ярусные границы (рис. 19). Смена диатомовых комплексов в разрезе позволила обозначить также и границу олигоцена и миоцена.

К важнейшим геологическим выводам привело также изучение диноцист. Их исследование заставило, в частности, существенно пересмотреть возраст тигильской толщи палеогена. В данном разрезе выделены шесть палинологических ассоциаций, которые скоррелированы с таковыми зон, отмеченных в палеогене Японии (Kurita, 2004).

Млн. лет	Возраст		Ярус	Горизонты Зап. Камчатки	Свита, толща	Пачка	Диатомовые	Диноцисты
15,97	НЕОГЕН	МИОЦЕН	С	Лангий	Ильинский	Ильинская		
20,44	НЕОГЕН	МИОЦЕН	Н	Бурдигал	Кулувенский	Белесовага		Нижний - средний миоцен
				Аквитан				
23,03	ПАЛЕОГЕН	ОЛИГОЦЕН	В	Хатт	Утхолокско- вивентекский	Белесовага		Хатт
27,82	ПАЛЕОГЕН	ОЛИГОЦЕН	Н	Рюпель	Утхолокско- вивентекский	Белесовага		Хатт
33,9	ПАЛЕОГЕН	ЭОЦЕН	В	Приабон	АМ- ГК			Приабон
37,8	ПАЛЕОГЕН	ЭОЦЕН		Баргон	Снатольско- ковачинский	Тигильская		Приабон
41,2	ПАЛЕОГЕН	ЭОЦЕН	С	Лютет	Снатольско- ковачинский	Тигильская		Приабон
47,8	ПАЛЕОГЕН	ЭОЦЕН	Н	Ипр	Х-Н			Верхний Ипр - Баргон - нижний Лютет/Приабон

Рис. 19. Определение возраста отложений бухты Квачина по планктонным группам микроорганизмов

Эти зоны в той или иной мере привязаны к зонам по планктонным фораминиферам Северной Японии, а те, в свою очередь, к МСШ. Исходя из этой зонации, приходится по-новому датировать как толщи изученного разреза, так и подстилающие породы, перекрытые с несогласием и размывом. Подстилающие толщи, ранее относимые к мезозою, оказались по диноцистам ниже-среднеэоценовыми(?). Несогласно залегающие на них с

размывом тигильские пачки (1–12) определены как средне-верхнеэоценовые (баргон, приабон). Граница эоцена и олигоцена по этим данным намечена в верхах пачки 12, а граница эоцена и миоцена может быть проведена на пачке 31 (здесь отмечается фактическое совпадение с данными по диатомовым) (рис. 19).

Таким образом, совместное изучение бентосных и планктонных палеонтологических групп

позволило, с одной стороны, осуществить новую корреляцию разреза бухты Квачина с горизонтами кайнозоя региональной стратиграфической схемы Западной Камчатки, а с другой – более достоверно определить возраст последних. Остающиеся неясные вопросы (например, причины некоторого несоответствия границ рюпеля и хатта по диатомовым и диноцистам и прочие) могут быть решены в будущем более детальными стратиграфическими работами. Приведенные в главе 3 тексты, рисунки и диаграммы, основанные на проработанном нами фактическом материале, послужат для этого полезной основой.

В дополнение к сказанному специально обратим внимание на два важных момента. Первый касается методики биостратиграфических исследований. Современная биостратиграфическая практика все чаще обращается к анализу особенностей эволюции палеобиоты на новой основе. Многие специалисты видят плодотворный путь в этом изучении через исследование не только видов и датированных уровней, но и *биосообществ как целостных образований*. Именно определенная смена биосообществ в разрезах позволяет обособлять комплексные зоны и горизонты (или региоюрсы) и выявлять при этом определенную периодичность такой сменяемости. Последняя же проявляется в связи с этапностью эволюции морских экосистем, среди которых определенное место принадлежит и северотихоокеанской системе. На примере материалов по бухте Квачина можно показать, что анализ палеонтологических комплексов дает основание выявить определенную

фазовость развития древней биоты и тем самым приближает нас к пониманию хода и направленности изменения западно-камчатской палеоэкосистемы. Во всяком случае из анализа данных по изученным разрезам всей Западной Камчатки следует, что подобная периодичность в смене биотических ассоциаций в кайнозое является фактом.

Второй момент относится к стратиграфической классификации и номенклатуре. Из опыта проведенных исследований следует, что в Стратиграфическом кодексе России 2006 г. среди региональных подразделений не хватает единицы, которую можно было бы назвать *региональной зоной* (региозона, или рена). Она представляется крайне необходимой для расчленения разрезов отдельных районов. По существу региональные зоны давно используются в геологической практике. Они фактически соответствуют провинциальным зонам Кодекса. Собственно региозона или рена в системе региональных подразделений играет роль, сходную с ролью хронозоны среди общих стратиграфических единиц. Слои с фауной или флорой используются при этом как вспомогательные (рабочие) стратоны биостратиграфического типа. Здесь мы не рассматриваем вопрос о статусе «лоны» – локальной зоны, которая раньше была в Стратиграфическом кодексе, но из Кодекса 2006 г. исчезла. Возможно, ее следовало бы использовать при расчленении отдельных разрезов и построении местных стратиграфических схем, дав ей более четкое, чем раньше, определение. Эти предложения, видимо, целесообразно передать в МСК для дальнейшего обсуждения.

Глава 5

ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОНКРЕЦИИ В КАЙНОЗОЕ БУХТЫ КВАЧИНА: ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ С И О

Выше говорилось, что Камчатка в геологическом отношении остается до сих пор недостаточно изученной областью. Это относится даже к ключевым разрезам кайнозоя, которые, получив достаточно представительную биостратиграфическую характеристику, часто остаются не охарактеризованными в отношении других свойств осадочных толщ. Ниже впервые приводятся изотопные характеристики карбонатных конкреций палеогена и неогена, полученные Б.Г. Покровским при изучении пород из разреза бухты Квачина.

Как говорилось в предыдущих разделах, данный разрез представлен осадочными терригенными толщами общей мощностью около 450 м палеогенового и неогенового возраста. Стратиграфически снизу вверх здесь выделены 37 литологических пачек, относящихся к двум сериям или «толщам»: тигильской – эоцен (пачки 1–13) и белесоватой – олигоцен-миоцен (пачки 14–35). Самые верхние пачки 36 и 37 относятся к более молодой «кавранской» серии среднего миоцена. Во всех пачках данного разреза, особенно в белесоватой толще, отмечено присутствие значительного количества карбонатных конкреций разной формы и различного размера (см. главы 1–2).

Выше указывалось, что с позиции формационно-фациального анализа данный разрез распадается на три части. Нижняя часть (пачки 1–13) – это сравнительно мелководные осадки (конгломераты и песчаники с соответствующим биокомплексом тепловодного типа), залегающие с размывом и угловым несогласием на подстилающих породах. Эта часть разреза приходится на средний-верхний эоцен. Средняя часть разреза (пачки 14–29) представлена в основном относительно глубоко-

водными образованиями: алевролиты, опоковидные аргиллиты с пепловыми прослоями, которые характеризуются сравнительно холодноводными глубоководными комплексами бентоса. Возраст этих пачек соответствует в целом олигоцену. Верхняя часть описываемого разреза (пачки 30–35) – это преимущественно песчаники со сравнительно мелководными и относительно теплолюбивыми сообществами. Ее возраст в целом нижний миоцен. Эти три части разреза бухты Квачина соответствуют крупному седиментационному циклу среднего эоцена – нижнего миоцена, который хорошо узнается и в других районах Западной Камчатки. Стратиграфически выше породы этого цикла сменяются осадками другого цикла – средне-верхнего миоцена (пачки 36–37), которые представлены мелководными конгломератами и песчаниками. Уже указывалось, что эти литологические части квачинского разреза четко маркируются трофическими группировками моллюсков и бентосных фораминифер (см. главу 3). Напоминание о строении данного разреза будет полезным при интерпретации полученных изотопных материалов.

5.1. Изотопные характеристики карбонатных конкреций кайнозоя бухты Квачина

Предметом специального изучения для получения материалов по изотопным характеристикам пород послужила коллекция карбонатных конкреций (и частично раковин моллюсков), собранных практически во всех пачках квачинского разреза

в 2014 г. Для определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах и водах был использован комплекс аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающий масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промилле относительно стандарта PDB, значения $\delta^{18}\text{O}$ – в промилле относительно стандарта SMOW, который связан со стандартом PDB формулой: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86$ (Friedman, O'Neil, 1977). Для привязки результатов анализов к PDB и SMOW использовались сверочные пробы и стандарты КН-2, IAEA C-O-1, NBS-19. Точность определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ находится в пределах $\pm 0,2\text{‰}$ и $\pm 0,1\text{‰}$ соответственно.

Результаты исследований и их обсуждение

Общий разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатном материале конкреций охватывает интервал от -29.0 до 14.7‰ , а значений $\delta^{18}\text{O}$ – от 17.2 до 32.4‰ (табл. 8). Снизу вверх по разрезу отчетливо проявляется общий тренд обогащения карбонатов тяжелыми изотопами углерода и кислорода (рис. 20), однако на двухмерной диаграмме (рис. 21) корреляция между $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ отсутствует, так как общий тренд осложнен сильными флюктуациями. Средние значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в конкрециях тигильской свиты (соответственно $12.2 \pm 8.0\text{‰}$ и

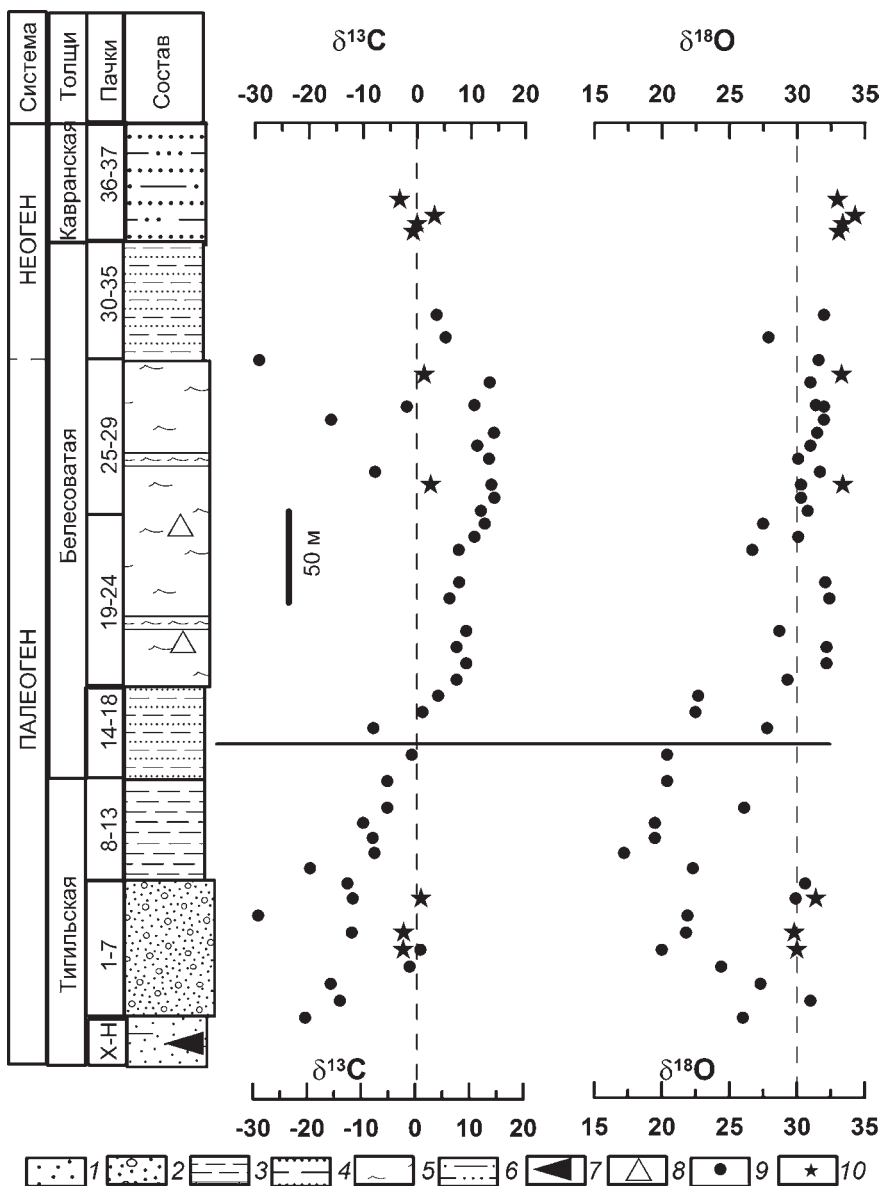


Рис. 20. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в диагенетических карбонатах Западной Камчатки

1 – пески, 2 – гравелиты, 3 – алевриты, 4 – глинистые сланцы, 5 – диатомиты, 6 – песчаные сланцы, 7 – угли, 8 – туфы, 9 – изотопный состав кислорода и углерода в карбонатном материале конкреций, 10 – то же в раковинах моллюсков. Горизонтальная линия показывает приблизительное положение нижней границы окончательного формирования открыто морской холодноводной обстановки с доминированием в поровых водах метаногенной углекислоты

Продолжение табл. 8

24.0±4.6‰ (n = 13) заметно ниже, чем в конкрециях белесовой свиты (соответственно 4.5±10.3‰ и 29.1±3.4‰ (n = 29). Контраст существенно сильнее, если сравнивать средние части названных свит (см. рис. 20), тогда как в нижних и верхних пачках обеих толщ разброс значений δ¹³C и δ¹⁸O увеличивается.

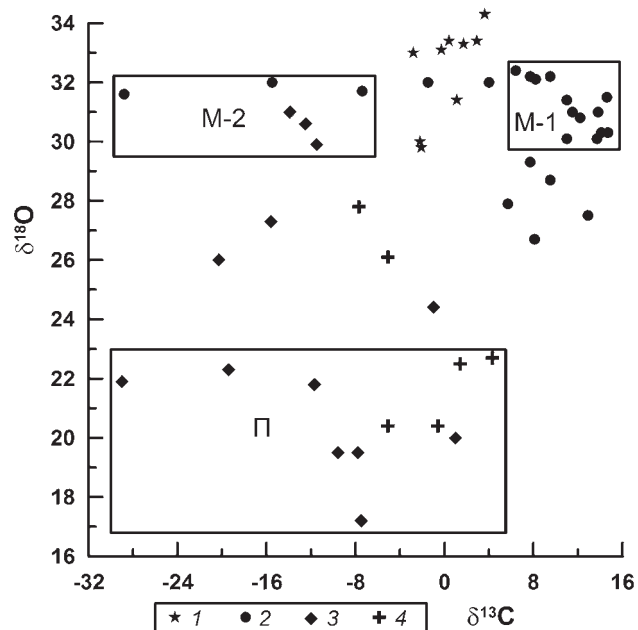


Рис. 21. Соотношение изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах палеоген-неогеновых отложений Западной Камчатки

1 – раковины моллюсков, 2 – конкреции белесовой толщи, 3 – конкреции тигильской толщи, 4 – конкреции переходных слоев от тигильской к белесовой толще. Квадратами показаны типичные изотопные характеристики: М-1 – морских диагенетических карбонатов, сформированных метаногенной углекислотой, М-2 – морских диагенетических карбонатов, сформированных продуктами окисления органического вещества или метана, П – пресноводных диагенетических карбонатов, сформированных продуктами окисления органического вещества

Таблица 8

Изотопный состав углерода и кислорода в карбонате диагенетических конкреций из палеоген-неогеновых отложений Западной Камчатки

№ образца	№ пачки	δ ¹³ C, ‰ PDB	δ ¹⁸ O, ‰ SMOW
Тигильская толща			
2-у	2	-20,3	26,0
3-у	3	-13,9	31,0

№ образца	№ пачки	δ ¹³ C, ‰ PDB	δ ¹⁸ O, ‰ SMOW
4-у	4	-15,6	27,3
4/1-у	4	-1,0	24,4
6-у	6	1,0	20,0
7-у	6	-11,7	21,8
7/2-у	6	-29,0	21,9
8-у	8	-11,5	29,9
9-у	9	-12,5	30,6
10-у	10	-19,4	22,3
11-у	11	-7,5	17,2
11/1-у	11	-7,8	19,5
12-у	12	-9,6	19,5
Белесоватая толща			
15-у	15	-5,1	26,1
16-у	16	-5,1	20,4
17-у	17	-0,6	20,4
19-у	19	-7,7	27,8
20-у	20	1,4	22,5
21/2-у	21	4,3	22,7
21-у	21	7,7	29,3
22-у	22	9,5	32,2
22/1-у	22	7,7	32,2
22/4-у	22	9,5	28,7
22/5-у	22	-11,5	12,0
22/6-у	22	6,4	32,4
23/1-у	23	8,2	32,1
24/1-у	24	8,1	26,7
25-у	25	11,0	30,1
26-у	26	12,9	27,5
26/1-у	26	12,2	30,8
26/2-у	26	14,7	30,3
27-у	27	14,1	30,3
27/1-у	27	-7,4	31,7
27/2-у	27	13,7	30,1
27/3-у	27	11,5	31,0
27/4-у	27	14,6	31,5
28-у	28	-15,5	32,0
29-у	29	-1,5	32,0
30-у	30	11,0	31,4
30/1-у	30	13,8	31,0
32-у	32	-28,8	31,6
33/1-у	33	5,7	27,9
35/1-у	35	4,0	32,0

Таблица 9

**Изотопный состав раковин моллюсков
из палеоген-неогеновых отложений
Западной Камчатки**

№ образца	№ пачки	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰, SMOW
Тигильская толща			
6	6	-2,2	30,0
7	7	-2,1	29,8
8	8	1,1	31,4
Белесоватая толща			
27	27	2,9	33,4
31	31	1,7	33,3
36-1	36	-2,8	33,0
36-2	36	3,6	34,3
36-3	36	0,4	33,4
36-4	36	-0,3	33,1

В отличие от конкреций, раковины двухстворок (табл. 9) характеризуются сравнительно однообразным изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от 2,8 до 2,3‰) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ от 29,8 до 34,3‰), причем в раковинах белесоватой свиты значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ несколько выше, чем в раковинах тигильской свиты (см. рис. 20).

Углерод. Среди продуктов деструкции органического вещества, которые участвуют в диагенетическом карбонатообразовании, можно выделить три основные группы, резко различные по изотопному составу углерода: 1) углекислота, образующаяся в результате непосредственного окисления органического вещества, $\delta^{13}\text{C}$ – 20–30‰; 2) микробиальный метан, характеризующийся значениями $\delta^{13}\text{C}$ – 60–75‰, и продукты его окисления с близким изотопным составом; 3) углекислота с высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ $\delta^{13}\text{C} \sim 20 \dots 25$ ‰, которая образуется в ходе микробиального метаногенеза в приблизительной пропорции $\text{CO}_2/\text{CH}_4 = 1/4$ (Nissenbaum et al., 1972; Gu et al., 2004). Хотя изотопный состав углерода в охарактеризованных выше продуктах резко различен, связать карбонатообразование с каким-либо из них конкретно не всегда возможно, так как в диагенезе они могут смешиваться в любых сочетаниях. Следует также учитывать, что в диагенетических растворах может присутствовать углекислота с $\delta^{13}\text{C} \sim 0 \pm 2$ ‰, проникающая из водной толщи или образующаяся в результате растворения раковин.

Обогащенная ^{13}C метаногенная углекислота, очевидно, доминировала в образовании конкреций из пачек 25–30 белесоватой свиты, в которых, за редким исключением, значения $\delta^{13}\text{C}$ не опускаются ниже 10‰. Появление метаногенной углекислоты в осадках, несомненно, произошло значительно раньше – как минимум в подошве белесоватой свиты, где появляются конкреции с $\delta^{13}\text{C} > 4$ ‰. Так же, как в более молодых – неогеновых отложениях Северной Пацифики (Покровский, 1980; Woo, Khim, 2005) – обогащенные ^{13}C конкреции ассоциируют с тонкозернистыми породами, обогащенными раковинами диатомовых водорослей, тогда как в грубозернистых терригенных породах тигильской свиты они отсутствуют.

Несомненное появление в осадках метана и реальная возможность его окисления в результате реакции с растворенным в поровых водах сульфат-ионом дают основания предположить, что обедненные ^{13}C карбонаты связаны собственно с окислением метана. Однако конкреции с ультранизкими значениями $\delta^{13}\text{C} < 40$ ‰, которые нередко встречаются в северных морях (Deuser, 1970; Леин и др., 1989; Колесник и др., 2015) и однозначно указывают на метановый источник углекислоты, в изученном разрезе отсутствуют. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в интервале – 20–30‰ можно связывать как с продуктами окисления органического вещества, так и с продуктами окисления метана, в той или иной степени разбавленными обогащенной ^{13}C углекислотой. С известной осторожностью можно предположить, что обедненные ^{13}C карбонаты белесоватой свиты, количество которых сравнительно невелико, имеют смешанный источник, тогда как близкие по изотопному составу конкреции тигильской свиты не связаны с метаногенезом и являются продуктом окисления органического вещества.

Сравнительно небольшую часть конкреций, характеризующуюся «нормально-морским» изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} = 0 \pm 2$ ‰), формально можно было бы связать с растворением раковинного материала, однако попадание в этот интервал представляется случайным результатом смешения разнородных продуктов деструкции и окисления органического вещества. Следует также отметить, что большой разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ в поровых водах и конкрециях может быть обусловлен кинетическими эффектами, связанными с бактериальным восстановлением углекислоты до метана. В силу не совсем понятных причин образование конкре-

ций не сопровождалось растворением раковин, которые хорошо сохраняются внутри конкреций.

Кислород. Изотопный состав кислорода аутигенных карбонатов определяется изотопным составом воды и температурой, при которой карбонаты формируются. Существует не менее десятка экспериментально установленных формул, связывающих изотопный состав кислорода в карбонате и температуру его формирования. Среди наиболее употребимых (1) (Epstein et al., 1953) и (2) (Kim, O'Neil, 1997):

$$T (^{\circ}\text{C}) = 16,5 - 4,3(\delta^{18}\text{O}_{\text{кальцит}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{вода}}) + 0,14(\delta^{18}\text{O}_{\text{кальцит}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{вода}})^2, \quad (1)$$

где значения $\delta^{18}\text{O}$ кальцита даны относительно стандарта PDB, а $\delta^{18}\text{O}$ воды – относительно стандарта SMOW;

$$1000\ln a = \delta^{18}\text{O}_{\text{кальцит}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{вода}} = 18,030 \cdot 1000/T - 32,42, \quad (2)$$

где значения $\delta^{18}\text{O}$ кальцита и $\delta^{18}\text{O}$ воды даны относительно стандарта SMOW.

Формальная точность определения изотопно-кислородных температур не превышает $\pm 1^{\circ}\text{C}$, однако реальная точность с трудом поддается оценке, так как зависит от неизвестной величины – изотопного состава воды. Согласно современным представлениям, средние значения $\delta^{18}\text{O}$ в водах открытых морей и океанов в палеоцене и эоцене, при отсутствии полярных ледников, были меньше, чем в современных ($\delta^{18}\text{O} = 0 \pm 1\text{‰}$) не более чем на 1–1,5‰, а начиная с олигоцена и появления антарктического оледенения – близкими к современным [Grossman, 2012]. В опресненных и эвапоритовых бассейнах, а также в диагенетических растворах эта величина могла меняться в значительно более широких пределах.

Расчеты, сделанные по любой из приведенных выше формул для раковин двустворок (см. табл. 2), при условии $\delta^{18}\text{O}_{\text{воды}} = 0\text{‰}$, дают для белесоватой толщи температуры в интервале от 4 до 8 $^{\circ}\text{C}$, которые представляются вполне реалистичными, и несколько более высокие температуры – 14–20 $^{\circ}\text{C}$ для тигильской толщи. Что отражает это различие – потепление или пониженные на 1–2‰ значения $\delta^{18}\text{O}$ в водной толще Тигильского палеобассейна, сказать трудно. Следует также учесть, что раковины тигильской толщи отличаются плохой сохранностью и могут содержать некоторое количество диагенетического карбоната.

Как отмечалось выше, конкреции, в отличие от раковин, характеризуются очень широкими вариациями изотопного состава кислорода. Если допустить, что все они формировались так же, как раковины, в равновесии с обычной морской водой, можно прийти к выводу о чрезвычайно широком температурном диапазоне их формирования – от 10 до 100 $^{\circ}\text{C}$, который, с учетом геологической обстановки и характера постседиментационных изменений, представляется нереалистичным и заставляет предположить сильные изменения изотопного состава воды.

Большой разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ характерен главным образом для конкреций тигильской толщи, тогда как конкреции белесоватой толщи характеризуются сравнительно однообразным изотопным составом кислорода (см. рис. 1), который в пересчете на температуры соответствует интервалу 10–20 $^{\circ}\text{C}$. Эти температуры несколько выше рассчитанных для раковин белесоватой толщи, что может быть связано с быстрым погружением и прогревом осадков в условиях повышенного термического градиента. Более вероятно, однако, что поровые воды, в равновесии с которыми формировались конкреции, были на 2–3‰ обеднены ^{18}O по сравнению с придонной водой. Установлено, что такого рода смещение характерно для осадков, богатых вулканическим материалом, и связано с его замещением в диагенезе низкотемпературными глинистыми минералами (Lawrence, Gieskes, 198; Taran et al., 1998). Для большей части конкреций белесоватой толщи характерна отрицательная корреляция $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (см. рис. 2), которая может интерпретироваться как линия смещения придонных вод ($\delta^{18}\text{O} = 0 \pm 1\text{--}2\text{‰}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{pny}} = 0 \pm 1\text{--}2\text{‰}$) и диагенетических поровых растворов ($\delta^{18}\text{O} < -2\text{‰}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{pny}} > 15\text{‰}$, где pny – растворенный неорганический углерод).

Для объяснения очень низких значений $\delta^{18}\text{O}$ в конкрециях тигильской толщи рассмотренный выше механизм обеднения поровых вод тяжелым изотопом углерода, однако, не пригоден, во-первых, потому, что требуемое уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ в воде слишком велико, и во-вторых, потому, что тигильская толща, в отличие от белесоватой, практически не содержит вулканогенный материал.

Можно было бы предположить, что белесоватая толща формировалась в сильно опресненном бассейне, однако этому противоречит наличие в ней раковин моллюсков с «нормально-морским»

изотопным составом. По той же причине мы должны отклонить возможность перекристаллизации конкреций на большой глубине при высоких температурах – тонкостенные раковины этот процесс должен был бы затронуть в еще большей степени. Существенное различие в изотопном составе кислорода конкреций и раковин, по-видимому, объясняется периодически повторяющимися затоплением и осушением территории. Моллюски жили, очевидно, только в морской воде, тогда как формирование конкреций происходило как во время трансгрессий, так и во время регрессий и замещения в осадках морской воды пресной.

5.2. Выводы о палеогеографических обстановках формирования осадочных толщ

На рубеже эоцена и олигоцена на Западной Камчатке произошла смена условий осадконакопления, среди прочего повлекшая за собой изменение условий деструкции органического вещества в осадках и особенностей фиксации окисленных форм углерода в диагенетических карбонатных конкрециях. Наиболее выразительно эти изменения проявлены в изотопном составе углерода и кислорода диагенетических карбонатов.

Нижняя, тигильская толща, относимая к эоцену, характеризуется широкими вариациями $\delta^{18}\text{O}$ в конкрециях (17,2...31,0‰) и относительно однообразными значениями $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах моллюсков (29,8...31,4‰), что свидетельствует о частом затоплении и осушении территории, вследствие чего осадки периодически насыщались то морской, то пресной водой. Моллюски жили, очевидно, только в морской воде, тогда как формирование конкреций происходило как во время трансгрессий, так и во время регрессий и замещения в осадках морской воды пресной. Умеренно низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ в конкрециях тигильской толщи ($\delta^{13}\text{C}$ средняя = $-12,2 \pm 8,0$ ‰) позволяют предположить, что источником углерода в них были продукты окисления органического вещества, вероятно, сносившиеся с суши. Явных следов метанообразования в изотопном составе диагенетических карбонатов тигильской толщи не наблюдается.

Средние значения $\delta^{13}\text{C}$ в конкрециях белесоватой толщи ($4,5 \pm 10,3$ ‰) почти на 20‰ выше, чем в конкрециях тигильской толщи, а максимальные достигают 14,7‰. Не вызывает сомнений участие в их образовании обогащенной тяжелым изотопом углерода метаногенной углекислоты. Хотя обедненный ^{13}C метан при этом, несомненно, формировался в значительно больших, чем обогащенная ^{13}C углекислота, объемах, явных следов участия в диагенетическом карбонатообразовании продуктов окисления метана не наблюдается и в белесоватой толще. Возможно, причина этого заключается в том, что метан консервировался в форме метан-гидратов и тем самым исключался из диагенетических процессов.

Изотопный состав кислорода в раковинах моллюсков (33,0–34,3‰) позволяет утверждать, что белесоватая толща накапливалась в открытоморских условиях при весьма низких температурах, не превышавших 4–8 °С. При близких температурах, по-видимому, формировались и конкреции, в которых заметные вариации и в среднем несколько более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ объясняются диагенетической модификацией изотопного состава поровых вод вследствие низкотемпературного взаимодействия с вулканогенным материалом.

Смена геохимического режима диагенетического карбонатообразования была постепенной. В верхней части тигильской толщи и нижней части белесоватой толщи наблюдается постепенное увеличение значений $\delta^{13}\text{C}$ от отрицательных к положительным и значений $\delta^{18}\text{O}$ – от низких – пресноводных до высоких – морских. Нижнюю границу окончательного формирования открытоморской холодноводной обстановки с доминированием в поровых водах метаногенной углекислоты можно провести примерно в 50 м выше границы тигильской и белесоватой толщ.

Таким образом, изотопные данные (в дополнение к литологическим, палеонтологическим, палеоклиматическим и другим материалам) позволяют с большей достоверностью, чем раньше, расшифровывать смену условий седиментации в западно-камчатском бассейне и судить об изменении температурных режимов водных масс в кайнозое.

Изотопные исследования выполнены в соответствии с госзаданием № 0135-2014-0035 (табл. 8, 9).

Глава 6

ПАЛЕОМАГНИТИЗМ КАЙНОЗОЙСКИХ ПОРОД БУХТЫ КВАЧИНА

Палеомагнитные исследования коллекции проводились на базе лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН (В.Ю. Водовозов и В.М. Трубихин). Проведена полная температурная чистка 74 образцов. На стадии измерений были внесены поправки: за магнитное склонение, согласно модели IGRF 12th Generation, составляющей в районе работ 7.8° , и залегание толщи (тектоническая поправка) – от 13° в нижней части разреза до 8° в верхней.

6.1. Компонентный анализ

Анализ проводился по трем группам, согласно стратиграфии: нижний-верхний эоцен – снатольская и ковачинская свиты, олигоцен – ухтолокская и вивентекская свиты, олигоцен-миоцен – кулунвенская свита. Разделение компонент намагниченности выполнялось при помощи пакета компьютерных программ Р. Энкина [Enkin, 1994], а также Remasoft30 [Chadima, Hroudá, 2006]. При компонентном анализе анализировались не только направления, соответствующие на диаграммах Зийдервельда прямолинейным участкам, но и круги перемагничивания, при расчете среднего направления согласно [McFadden, McElhinny, 1988] они использовались совместно. При селекции выделенных направлений помогал пакет программ «Select» С.В. Шипунова.

Снатольский и ковачинский горизонты (средний-верхний эоцен)

Из нижней части разреза изучены семь образцов – по одному из пачки. Средняя величина

начальной остаточной намагниченности около 5 mA/m. Поведение образцов в процессе чистки сложное, на диаграммах Зийдервельда выделяется уверенно только низкотемпературная компонента до 250°C (рис. 22, обр. 4-02), далее обычно поведение хаотично. Эта компонента группируется во 2-м квадранте (таблица), далеко от ожидаемого направления современного магнитного поля района работ. Только в двух образцах можно выделить высокотемпературную компоненту в интервале от 450 до 600°C (рис. 22, обр. 7-01).

Ухтолокско-вивентекский горизонт (олигоцен)

Из средней части разреза изучено подавляющее большинство образцов – 60 из 74. Почти все образцы обладают очень маленькой величиной естественной остаточной намагниченности (ЕОН): если исключить образец 17-04 с начальной ЕОН 48 mA/m, то средняя начальная остаточная намагниченность будет меньше 1 mA/m. Более половины образцов не удалось размагнитить полностью, так как они сильно подмагничиваются на больших температурах, вероятно вследствие образования новых магнитных минералов. На диаграммах Зийдервельда (рис. 23) выделяются уверенно только низкотемпературные компоненты до 250 , редко 300°C , которые на стереограмме образует два сильно размытых биполярных распределения, которые частично перекрываются, но их средние значимо отличаются друг от друга (табл. 10, рис. 23). Немногочисленные высокотемпературные компоненты

по направлениям не отличаются от низкотемпературных, в одном образце можно наблюдать и низкотемпературную компоненту ЕОН, и антиподальную ей высокотемпературную (рис. 23, обр. 24-01).

*Кулувенский горизонт
(нижний миоцен)*

Из верхней части разреза, так же как из нижней, изучены всего семь образцов из 5 пачек.

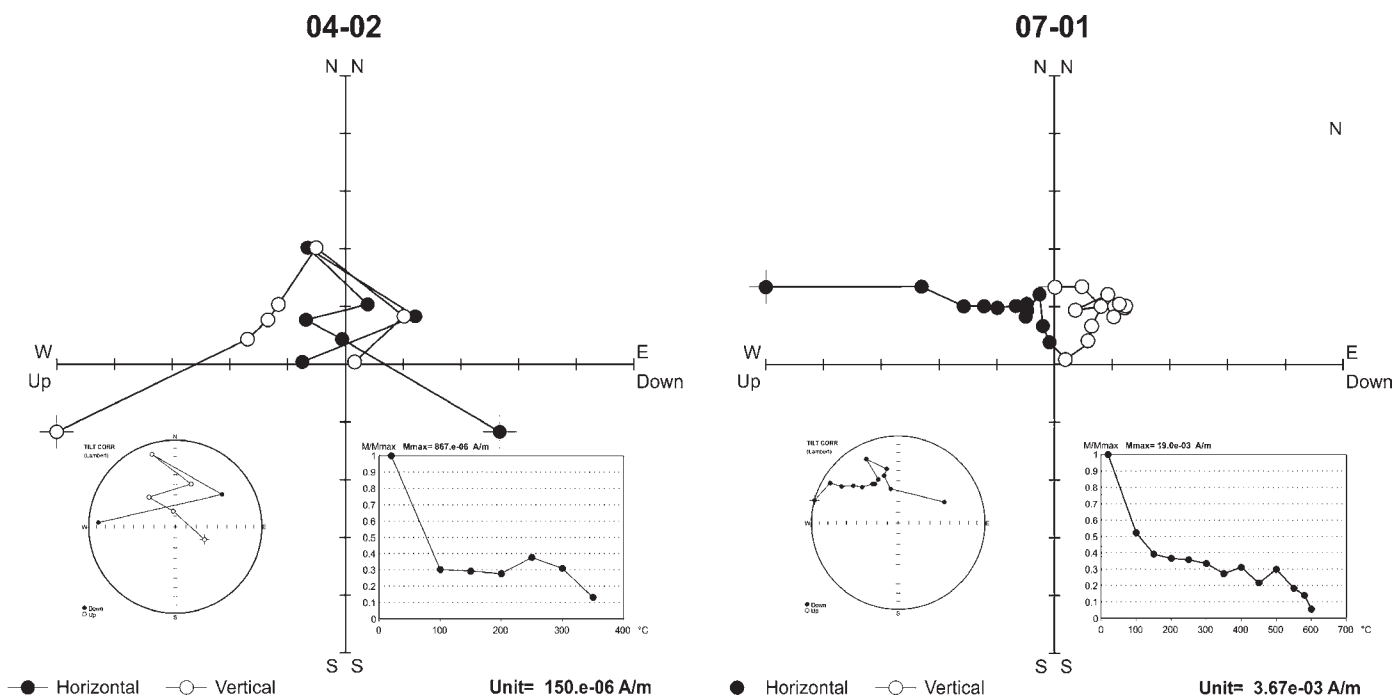


Рис. 22. Поведение образцов среднего-верхнего эоцена в процессе термочистки

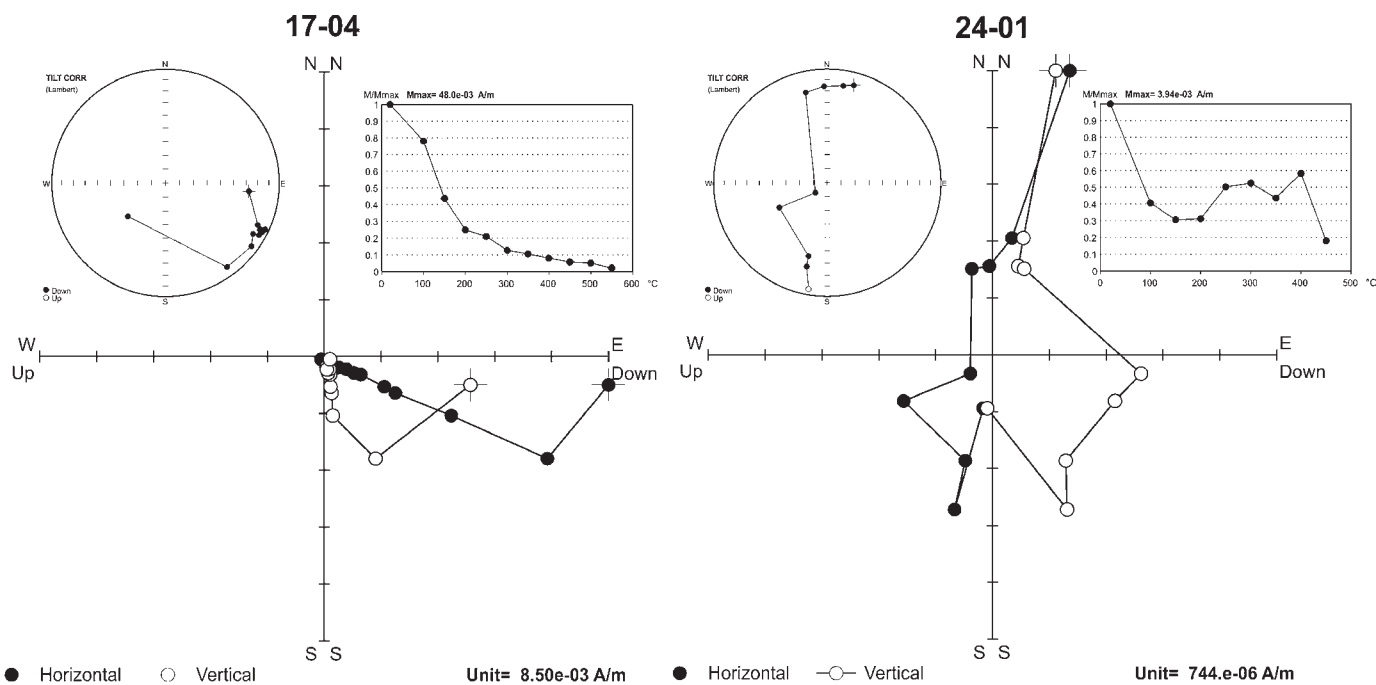


Рис. 23. Поведение образцов олигоцена в процессе термочистки

В шести образцах можно выделить на диаграммах Зийдervельда (рис. 24) только низкотемпературную компоненту до 150 °С, далее либо хаотичное поведение, либо из-за слабого сигнала они размагничиваются уже к 200–250 °С. Лишь один образец (35-03) обладает практически идеальной однокомпонентной диаграммой Зийдervельда, где от 300 до 550 °С разрушается высокотемпературная компонента, спадающая в ноль. Выделенные низкотемпературные компоненты не образуют на стереограмме кучного распределения, в этой части разреза нам не удалось выделить среднее направление ЕОН.

Таким образом, в палеомагнитной записи образцов палеогеново-миоценовых пород бухты Квачина уверенно выделяются только компоненты ЕОН, приуроченные к низкотемпературному интервалу, большинство образцов демонстрируют в дальнейшем хаотичное поведение в ходе нагрева. В единичных образцах выделены высокотемпературные компоненты, которые в общем близки к низкотемпературным по направлению. Низкотемпературные компоненты биполярны, их среднее значительно отличается от ожидаемого направления современного магнитного поля, выделяются два близких, но статистически различающихся кластера. Тест складки неопределенный, что неудивительно при столь выдержанном моноклинальном залегании пород. Согласно этим направлениям Западная Камчатка в палеогене находилась практически на экваторе, что резко контрастирует с геологическими данными. Возможными причинами расхождения могут быть

ошибки при ориентировке образцов, а также хорошо известный для терригенных пород эффект занижения наклона и возможная аномалия палеогенового геомагнитного поля (Баженов, 2001). Из-за наличия двух близких, но статистически различающихся биполярных направлений, мы склоняемся к последнему объяснению.

Несмотря на слабый палеомагнитный сигнал в большинстве образцов и сильный разброс, выделенные биполярные низкотемпературные компоненты, на наш взгляд, *могут* отражать реальное магнитное поле времени образования пород. Полученные данные использовать для определения точного широтного положения Западной Камчатки в прошлом нельзя, но, вероятно, при известной осторожности можно наметить тренд изменений угловых характеристик ЕОН для построения магнитостратиграфической колонки.

Полученные данные несут исключительно реконструктивный характер; для более уверенных выводов необходимы новые более масштабные исследования.

6.2. Интерпретация палеомагнитных данных

Как упоминалось выше, образцы коллекции чистятся плохо. Поэтому в ряде случаев не удается выделить полезный сигнал о знаке полярности. Такие образцы были отбракованы. Таким образом, из 74 уровней остались 42. Они были сведены в табл. 11, представленную ниже.

Рис. 24. Распределение низкотемпературных компонент ЕОН олигоцене на стереограмме: а – до обращения, б – после обращения антиподальных направлений (звездочками выделены средние направления с овалами доверия)

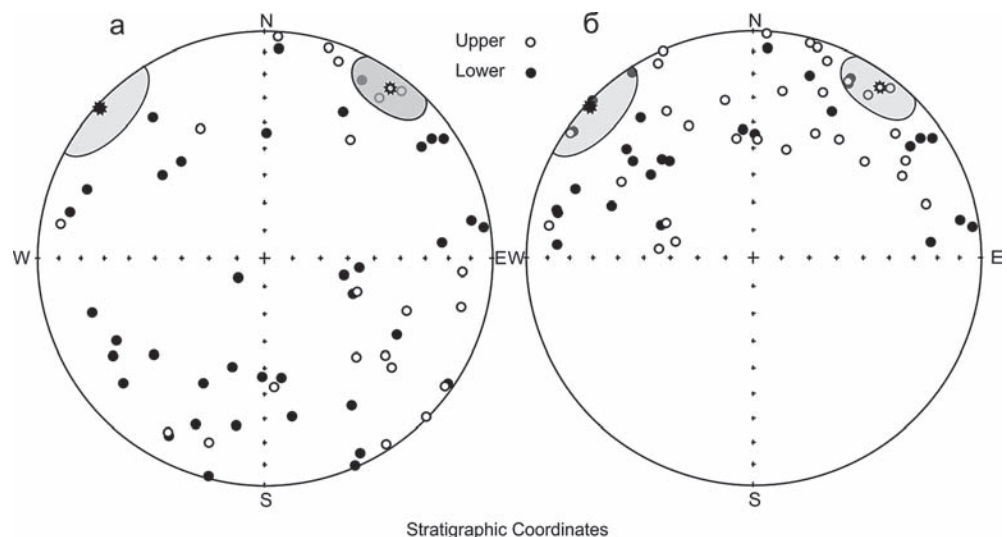


Таблица 10

**Выделенные компоненты естественной остаточной намагниченности
и рассчитанные по ним палеомагнитные полюсы**

Снатольская и ковачинская свиты (средний-верхний эоцен)											
Пачки	к-та	n/N	ССК				ДСК				Примечания
			D°	I°	k	$\alpha 95^\circ$	D°	I°	k	$\alpha 95^\circ$	
4, 5, 7, 10, 12, 13	lt	6/7	134.7	-15.4	12.3	20.2	138.5	-22.1	12.3	20.2	5d+1c
Палеомагнитный полюс: ($\varphi = 57.8^\circ$, $\lambda = 157.4^\circ$)											
Полюс			Ф, °			Λ, °			d _p /d _m , °		Ф _m , °
компонента lt (ДСК)			-34.0 (34.0)*			209.0 (29.0)*			11.3/21.4		-12 (12)*
Утхолокская и вивентекская свиты (олигоцен)											
Пачки	к-та	n/N	ССК				ДСК				Примечания
			D°	I°	k	$\alpha 95^\circ$	D°	I°	k	$\alpha 95^\circ$	
14, 15, 17, 18, 20-29	lt1	30/60	36.7	-0.4	6.2	11.5	36.4	-7.2	6.2	11.5	30d
	lt2	30/60	312.8	-3.4	4.0	15.2	312.7	2.0	4.0	15.2	30d
Палеомагнитный полюс: ($j = 57.8^\circ$ l = 157.4°)											
Полюс			Ф, °			Λ, °			d _p /d _m , °		Ф _m , °
компонента lt1 (ДСК)			22.0			297.7			5.8/11.6		-4
компонента lt1 (ДСК)			22.1			29.9			7.6/15.2		1

Обозначения в таблице: к-та – компонента ЕОН (lt – низкотемпературная, ht – высокотемпературная); n/N – число образцов использованных/изученных; ССК и ДСК – современная и древняя системы координат; D и I – склонение и наклонение; k – кучность; $\alpha 95$ – радиус круга доверия вокруг среднего с 95% вероятностью; d – единичное направление; c – большой круг перемещения; φ и λ – широта и долгота места отбора; Ф и Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса; d_p/d_m – полуоси овала доверия вокруг полюса; Ф_m – палеоширота.

* – альтернативная полярность.

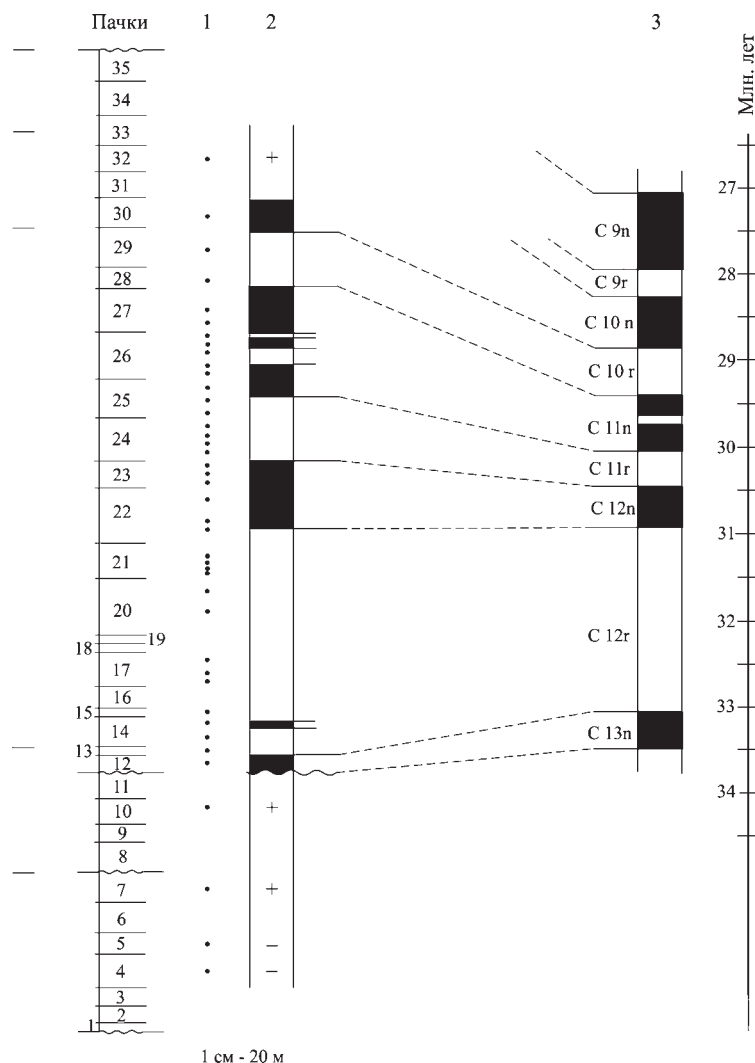
Таблица 11

**Значение склонений и наклонений,
используемых для построения магнитостратиграфического разреза**

Пачка №	D	I	Пачка №	D	I	Пачка №	D	I	Пачка №	D	I
32-1	67	48	22-8	357	0	25-6	79	8	17-1	147	-2
30-2	329	8	22-4	59	28	25-4	130	-27	15-1	134	-1
29-5	113	-4	22-3	104	-11	25-1	147	-25	14-3	3	-1
28-3	135	-45	21-4	124	3	24-6	154	5	14-1	125	-42
27-5	0	44	21-3	129	-32	24-5	143	-1	13-1	120	-23
27-2	54	16	21-2	156	1	24-3	173	-32	12-2	347	75
26-8	153	-24	21-1	137	-40	24-2	110	-39	10-2	331	6
26-7	317	20	20-6	130	-29	23-5	56	6	7-1	347	41
26-5	123	-9	20-4	110	-54	23-3	16	-3	5-1	156	-24
26-4	211	-47	17-4	208	-2	23-1	24	-1	4-2	120	-44
26-2	319	43	17-3	175	-42						

Рис. 25. Магнитостратиграфическая колонка для палеоген-неогеновых отложений бухты Квачина и магнитохронологическая шкала

1 – расположение в разрезе образцов, использованных для построения магнитостратиграфической колонки; 2 – магнитостратиграфическая колонка; 3 – магнитохронологическая шкала (Berggren et al., 1995), C13n – хрон прямой полярности, C12r – хрон обратной полярности и т.д.



По этим образцам и была построена магнитостратиграфическая колонка (рис. 25). Колонка охватывает нижнюю часть олигоцена от верхов квачинской свиты до низов кулувенской свиты, т.е. от подошвы пачки 12 настоящего разреза до пачки 30 включительно. Стратиграфически ниже, в эоценовой части разреза, и выше пачки 30, где материала недостаточно, при образце указан только знак полярности: прямой (+) или обратной (-). При взгляде на построенную магнитостратиграфическую колонку (рис. 25) прежде всего бросается в глаза интервал от пачки 12 до низов пачки 22. Это мощная зона обратной полярности, подстилаемая небольшим горизонтом прямомагнитических пород. Именно так в магнитохронологической шкале начинается олигоцен. Таким образом, можно достаточно уверенно коррелировать этот интервал с хронами C13n и C12r. Далее следуют две зоны прямой и обратной полярно-

сти (пачки 22–25), а за ними — мощный интервал прямомагнитических пород (пачки 25–27) с горизонтом (двумя?) обратномагнитических пород в средней части. По-видимому, с достаточной уверенностью можно коррелировать этот интервал с хроном C11n. Далее следует горизонт обратной полярности (пачки 28–29), по всей видимости, хрон C10r и, наконец, в пачке 30 мы опять встречаем прямомагнитические породы.

Если эта интерпретация верна, то в изученной нами части разреза, охваченного магнитостратиграфической колонкой, мы имеем дело лишь с нижним олигоценом. Более того, если считать скорость осадконакопления более или менее постоянной, то, экстраполируя вверх, до подошвы ильинской свиты, мы можем предположить наличие значительного перерыва объемом не менее 2–3 млн лет (хроны ~ C8r–C6r).

Глава 7

НЕКОТОРЫЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И СОБЫТИЯ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ ЗАПАДНО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

На основе изученных оригинальных материалов и собранных литературных данных представляется возможным сделать попытку расшифровать некоторые проблемы, касающиеся палеогеографических обстановок и характера их перестроек, трендов изменения температурного режима и химического состава морских вод, особенностей изменения ископаемых сообществ и специфики накопления осадочных толщ кайнозоя в экосистеме Западно-Камчатского региона.

Но перед рассмотрением кайнозойской истории Западно-Камчатской структурно-формационной зоны (точнее, ее средней части с районом бухты Квачина) представилось полезным обратиться к событиям, которые произошли в позднем мезозое в Охотоморском регионе, когда были сформированы основные структуры и возникли седиментационные бассейны, получившие развитие в кайнозое. Анализ был проведен В.Д. Чеховичем, который привлек для этого все известные к нашему времени геологические и геофизические материалы. Эти данные помогают не только обсудить особенности строения Охотоморского региона, что само по себе весьма интересно, но и более предметно представить геологическую историю Камчатского региона в конце мела – раннем кайнозое с учетом, с одной стороны, развития унаследованных структур, а с другой – тех перестроек, которые ярко проявились в кайнозое.

7.1. Тектоническое развитие Охотоморского региона (Охотское море и Западная Камчатка) в мезозое и раннем кайнозое

История развития представлений о геологическом строении и тектоническом развитии Охотоморского региона достаточно четко делится на два периода, соответствующих этапам преобладания геосинклиальной парадигмы и сменившей ее парадигмы тектоники литосферных плит. Достаточно часто в просторечии эти этапы идентифицируются как фиксистерская и мобилистерская модели развития земной коры и литосферы. Однако после смены геосинклиальной парадигмы фиксистерская модель приобрела новые воплощения, как, например, идея рифтогенной эволюции земной коры. Поскольку дальнейшая интерпретация фактического материала по Охотскому морю будет проведена в рамках теории тектоники литосферных плит, необходим краткий ретроспективный обзор тех выводов, к которым приходили ученые на основании анализа материала, накопленного в первый период исследований преимущественно геофизическими методами (сейморазведочными, изучением гравитационных, магнитных и тепловых полей), а также драгированием дна (Строение земной..., 1964; Гнибиденко,

1979; Строение дна..., 1981; Геологическое строение..., 1982; Гнибиденко, Хведчук, 1984). Интересно, что в отличие от окружающих Охотское море орогенных складчатых сооружений окраины Азиатского континента, Сахалина и Камчатки оно рассматривалось как «Охотская платформа» (Гнибиденко, Хведчук, 1984) (рис. 26).

В составе фундамента платформы выделялись три части, каждая из которых характеризуется приписываемым ей периодом геосинклинального осадконакопления и временем завершающей складчатости. В соответствии с этой схемой наиболее ранняя область консолидации располагается в северной половине Охотского моря и соответствует Охотской возвышенности, которая протягивается в северо-западном направлении более чем на 600 км при ширине 300 км. Считается, что период геосинклинального осадконакопления продолжался в этой части с докембрия по ранний палеозой, а завершающая складчатость произошла в позднем палеозое.

По азиатской и камчатской периферии Охотской возвышенности, а также к югу от нее, полностью захватывая впадину Дерюгина и поднятия Института океанологии и Академии наук, располагается область также докембрийско-раннепалеозойского геосинклинального осадконакопления, консолидация которой произошла в мезозое. Зона распространения третьей части фундамента Охотской платформы локализуется полосой (ширина порядка 150 км) вдоль восточного берега Сахалина, к югу формируя дугу, окаймляющую континентальный склон Курильской глубоководной впадины. Геосинклинальное развитие в этой зоне, как считается, относилось к раннему палеозою, а заключительный этап произошел в позднем мезозое – раннем палеогене. Эта тектоническая схема, основанная на результатах драгирования, показывает, с одной стороны, что в возрастном отношении поднятый каменный материал исключительно разнороден и позволяет лишь самые обобщенные трактовки, а с другой – что Охотское море рассматривается как самостоятельный крупный блок земной коры, обособленный от окружающих орогенных складчатых сооружений.

Существенно позже, уже в XXI в., также на основании анализа результатов драгирования представителями «фиксистского» направления продвигается идея о том, что фундамент Охотского

моря является составной частью структур Азиатского континента, подвергшейся деструкции в результате проявления нескольких этапов вулканической активности на протяжении мезозоя и кайнозоя (Емельянова и др., 2003; Леликов, 2007).

Исследователи, которые начали использовать теорию тектоники литосферных плит применительно к области перехода от Азиатского континента к Тихому океану, практически всегда рассматривали фундамент Охотского моря как самостоятельный блок литосферы, в той или иной степени удаленный от его современного положения в меловое время (Зоненшайн и др., 1990; Объяснительная..., 2000; Богданов, Чехович, 2002). Однако природа этого блока являлась предметом обсуждения. Существовали различные соображения, как, например, о перемещенном из Тихого океана Охотском вулканическом плато (Богданов, Добрецов, 2002) или о системе океанических островных дуг, скученных в пределах охотоморского пространства в кайнозое (Говоров, 2002). Однако наиболее обоснованным геофизическими материалами было представление о континентальном характере литосферного блока Охотского моря при игнорировании результатов драгирования его дна (Злобин, 2002, 2006; Злобин и др., 2012; Сеначин и др., 2013; Тихонов, Ломтев, 2014).

Проблема пространственного происхождения перемещенного континентального блока Охотского моря рассматривалась в работах (Bindeman et al., 2002; Некрасов, 2003). Согласно модели (Bindeman et al., 2002), Охотоморский континентальный блок (включающий и пространство континентальной коры Камчатки) был сформирован в пределах активной окраины Хангай-Хэнтэйского океана и затем выдавлен на восток при закрытии океана в триасе. Сущность другой модели (Некрасов, 2003) состоит в том, что массивы метаморфических пород Камчатки представляют зону раннемеловой коллизии Охотоморского и Укелаят-Срединнокамчатского континентальных массивов, которые относятся к фрагментам континентов катазиатского ряда (в противоположность лавразийской природе массивов Восточной Азии – Сибирского, Охотского, Омолонского). Они были перемещены в пределы нынешнего Охотско-Камчатско-Корякского региона в течение средне-позднеюрского и мелового времени. Поскольку глубоководного бурения в центральной части Охотского моря не проводилось и, видимо,

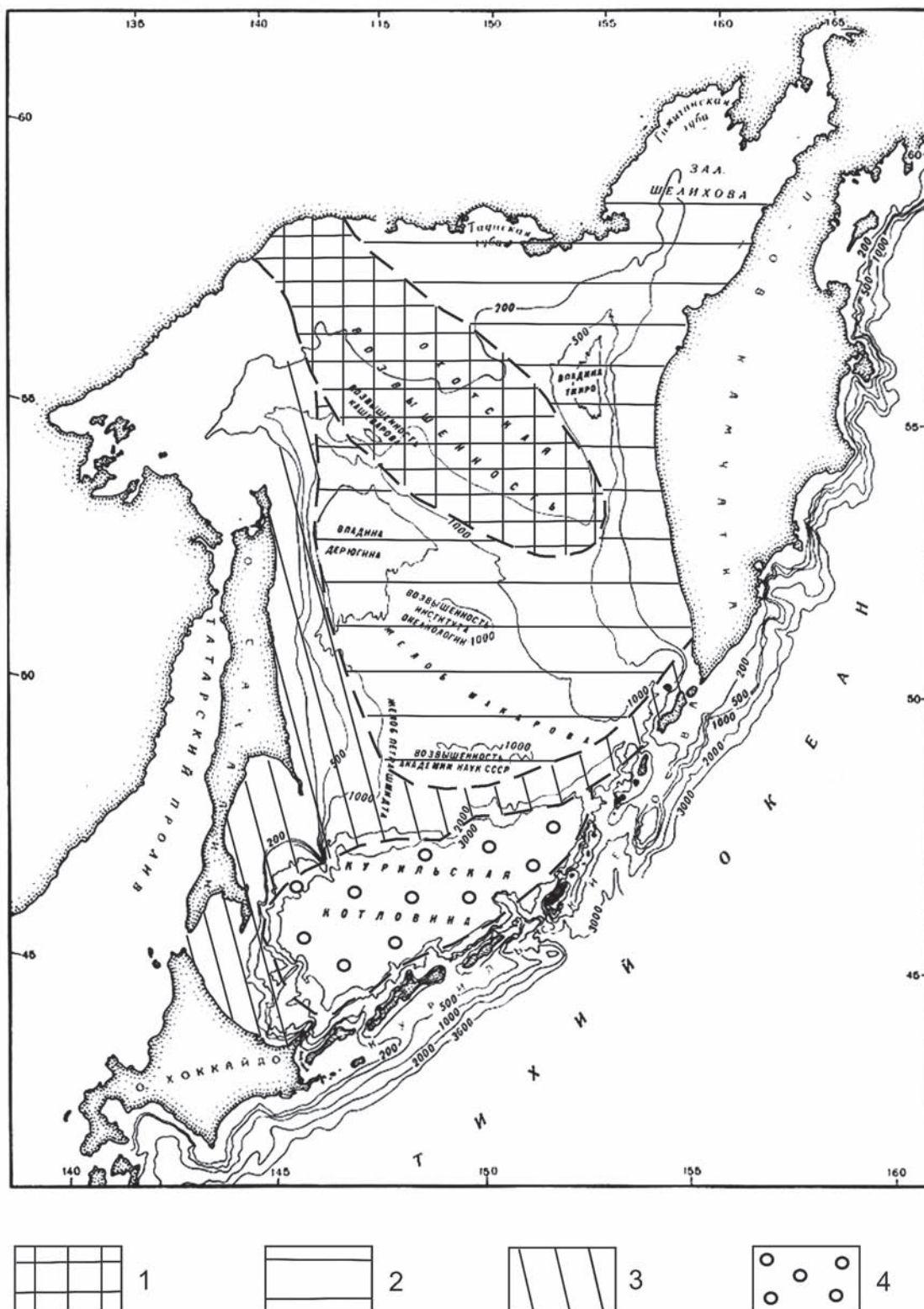


Рис. 26. Схема тектонического районирования фундамента Охотского моря (Гнибиденко, Хведчук, 1984)

1 – геосинклиальное осадконакопление с докембрия по ранний палеозой, завершающая складчатость в позднем палеозое; 2 – докембрийско-раннепалеозойское геосинклиальное осадконакопление, консолидация - в мезозое; 3 – геосинклиальное развитие в раннем палеозое, консолидация – в раннем палеогене; 4 – Курильская глубоководная впадина с мезозойским фундаментом

в ближайшее десятилетие проводиться не будет, рассмотрение пространственного происхождения континентального блока Охотского моря не будет иметь прямого обоснования.

7.1.1. Две крупные структурные единицы Охотоморской области

В данном разделе тектоническое развитие Охотоморского региона рассматривается в рамках теории тектоники литосферных плит. В современной структуре восточной активной окраины Азиатского континента многими исследователями, в соответствии с данными по зонам сейсмичности, выделяется Охотская литосферная плита, включающая как акваторию Охотского моря, так и Камчатский полуостров (Зоненшайн и др., 1990; Злобин, 2006) (рис. 27). Однако эти две крупные структурные единицы обладают существенно различающимся строением земной коры и граничат по системе разломов, уходящих в мантию (Тектоническая..., 2000; Злобин, 2012).

Охотоморский континентальный блок разделяет складчатые системы Камчатки и Сахалина и на севере примыкает к Азиатскому континенту. По данным геотраверсов, Охотоморское пространство, за исключением Курильской (Южно-Охотской) глубоководной впадины, представляет собой континентальный блок. В пользу континентальной природы утоненной земной коры в южной части Охотского моря свидетельствуют и данные изотопных исследований (Varanov et al., 2002). Строение земной коры Охотского моря (без Южно-Охотской глубоководной впадины) существенно отличается от строения коры как Азиатского континента, так и Сахалинской и Камчатской складчатых зон. Мощность осадочного чехла небольшая – от 0,5 до 3 км. Исключение составляют лишь впадины Дерюгина и Тинро с мощностью осадков до 9–10 и даже 12 км. При этом возраст осадочного чехла ограничивается неоген-четвертичным интервалом, лишь в некоторых случаях в пределах впадин допускается присутствие отложений верхнего олигоцена (Цой, 2012; Семакин и др., 2014).

Западно-Камчатский континентальный блок, включающий и Срединный массив метаморфических пород Камчатки, характеризуется изменчивой мощностью земной коры, убывающей в

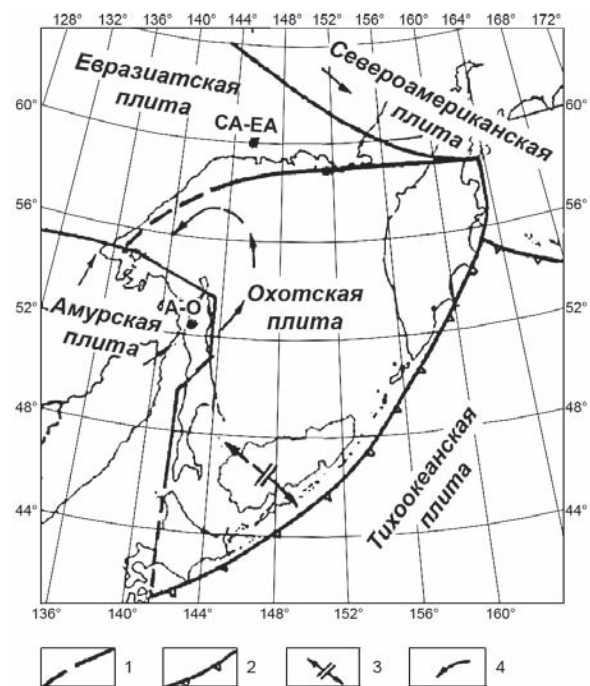


Рис. 27. Охотская литосферная плита (Злобин, 2002)

сторону Охотского моря – от 45 км в центральной части Срединного хребта до 34–35 км у побережья Западной Камчатки (Мишин, 1996; Объяснительная..., 2000). Мощность верхней коры составляет 22–25 км, нижней – около 20 км. Как мощность земной коры, так и ее строение вместе с данными изотопных исследований свидетельствуют о континентальной природе Западно-Камчатского блока. Восточная граница Западно-Камчатского континентального блока скрыта под аллохтонными террейнами аккрецированной верхнемелово-палеоценовой Восточно-Камчатской (Валагинской) островной дуги, которая в последующем изложении не рассматривается.

Охотоморский блок

Фундамент. Сведения о характере фундамента Охотоморского блока возможно почерпнуть лишь из результатов геофизических исследований, поскольку глубоководного бурения в его пределах не проводилось, а данные драгирования столь разнородны, что вычленивать из них те, которые, возможно, могут представлять реальные породы фундамента, а не ледовый разнос, попросту невозможно. Следует также иметь в виду, что Охо-

томорский блок на протяжении палеогена и, вероятно, мела представлял собой сушу (Гладенков и др., 1997; Шанцер, Челебаева, 2005; Семакин и

др., 2014) (рис. 28). За несколько десятков миллионов лет на поверхности фундамента в период как позднемелового (Смышляева, 2005), так и

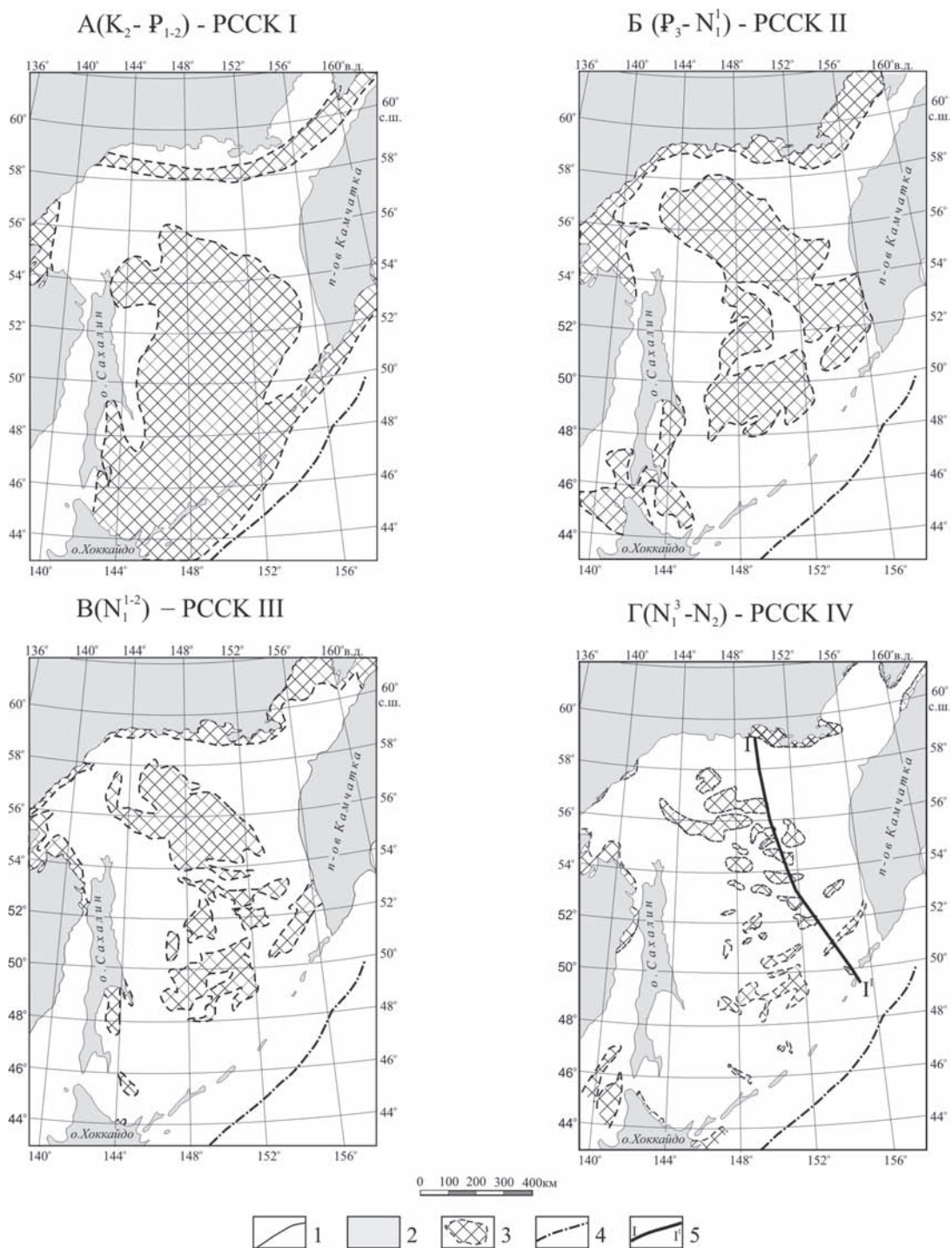


Рис. 28. Районы без осадконакопления (суша) в Охотском море в позднем мелу и палеогене (Семакин и др., 2014, с упрощением)

1 – районы возможного морского осадконакопления, 2 – современная суша, 3 – районы без морского осадконакопления (суша); 4 – ось современного Курило-Камчатского глубоководного желоба, 5 – положение сейсмического профиля 1632 для рис. 29

особенно палеогенового потепления (танет – приабон, около 23 млн лет) (Гладенков, 2002), тем более в эпоху глобальной пенеппенизации (Цеховский, 2015), непременно должна была сформироваться очень мощная кора выветривания. Ни при одном драгировании подобные породы подняты не были (или, скорее всего, не привлекали внимания). Это обстоятельство ставит под сомнение даже возможность подъема при драгировании коренных пород фундамента. В связи с этим результаты драгирования якобы «коренных пород фундамента» следует принимать с очень большой осторожностью. Важной особенностью строения земной коры Охотского моря (средняя мощность 25 км) является значительная мощность нижней коры. Она превышает мощность верхней коры в 1,5–2 раза (рис. 29).

Кровля акустического фундамента Охотоморского блока совпадает с кровлей консолидированной коры и характеризуется граничными скоростями 5,8–6,4 км/с, что дает возможность сделать заключение о преимущественно метаморфической природе фундамента (Злобин, 2006). Эти же характеристики граничных скоростей позволяют определить границу Охотоморского блока с Камчатским, где при аналогичном совпадении кровли консолидированной коры и акустического фундамента граничные скорости составляют 5,5 км/с (Злобин, 2006) (рис. 30). Под северной частью Охотского моря по сейсмотомографическим данным (Gorbatov et al., 2000) устанавливается высокоскоростная аномалия распространения сейсмических волн, которая погружается на северо-запад, под край материка, до глубины 660 км и затем выполаживается вдоль мантийной неоднородности. Эти результаты позволяют предполагать наличие субдцирированной океанической литосферы под самой северной частью акватории и под окраиной Азиатского континента. Таким образом, находится подтверждение предположению о существовании литосферного шва между структурами континента и Охотоморским блоком. Определение границы Охотоморского блока со складчатой системой Сахалина можно связать с меридиональной зоной мелкофокусной сейсмичности, отмечаемой вблизи границы сахалинского шельфа (Тихонов, Ломтев, 2014), и с подобной же ориентировкой протяженного разлома, трансформируемого вплоть до шельфа Азиатского континента (Международный..., 2003). Анализ карты

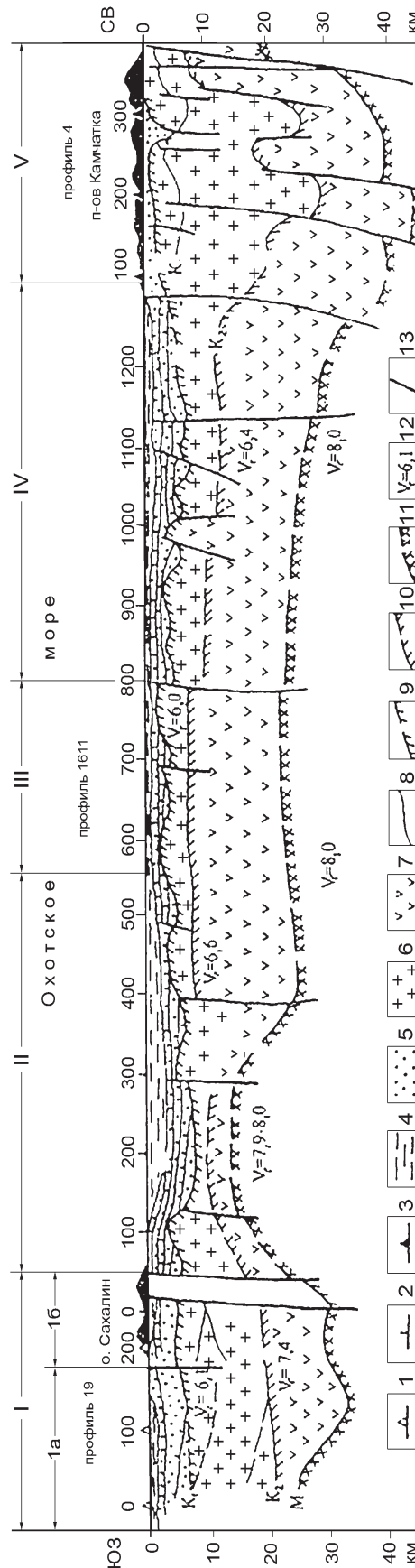


Рис. 29. Сейсмогеологический разрез земной коры Охотской литосферной плиты по профилю III (Сахалин – Камчатка) (Злобин и др., 2012) 1–3 – профили ГСЗ 19 через Сахалин (1), МОВ ОГТ 161 через Охотское море (2), и профиль 4 через Камчатку (3); 4 – водный слой; 5 – осадочный слой; 6, 7 – гранито-метаморфический (верхний и средний) (6), и гранулитно-базитовый («базальтовый»), нижний слой консолидированной коры (7); 8 – сейсмические границы в осадочном чехле; 9 – граница кровли консолидированной коры; 10 – раздел Конрада между верхней и нижней корой; 11 – сейсмическая граница подошвы земной коры; 12 – граничные сейсмические скорости км/с; 13 – разломы

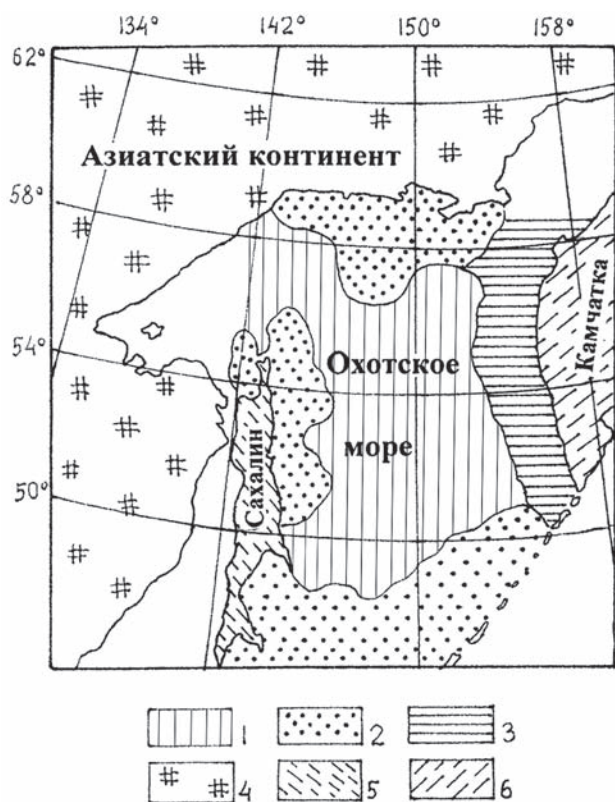


Рис. 30. Районирование Охотского моря по граничным скоростям акустического и консолидированного фундамента (Злобин, 2002)

1 – районы с совпадающими значениями скоростей акустического и консолидированного фундамента (граничные скорости 5,8–6,4 км/с); 2 – районы с несовпадающими значениями скоростей акустического и консолидированного фундамента (граничные скорости 5,5 км/с), 4 – Азиатский континент, 5 – Сахалинская складчатая система, 6 – Камчатская складчатая система

аномального магнитного поля показывает, что акватория Охотского моря, за исключением Южно-Охотской глубоководной котловины, характеризуется спокойным слабодифференцированным магнитным полем, резко отличающимся от аномальных магнитных полей как складчатых сооружений Сахалина и Камчатки, так и Азиатского континента (Международный..., 2003).

Рельеф кровли акустического и одновременно консолидированного фундамента Охотоморского блока по своему характеру можно разделить на три типа. К первому типу относится область выровненной поверхности Охотоморского свода и вала Кашеварова, которые разделены прогибом

Кашеварова. К югу от этой области располагается второй, весьма примечательный тип рельефа кровли консолидированного фундамента, который образует полосу юго-восточного простирания шириной порядка 200 км. Эта полоса рассечена тремя протяженными параллельными системами разломов, которые рассматриваются как листрические сбросы (Тектоническое районирование..., 2006). Вдоль северо-восточных сторон этих разломов располагаются узкие (20–25 км) прогибы кровли фундамента глубиной до 3–5 км. Протяженность таких прогибов составляет порядка 50–70 км. Подобная картина параллельно располагающихся односторонних грабенов соответствует областям растяжения на периферии крупных поднятий. Третий тип рельефа кровли консолидированного фундамента Охотоморского блока формирует его южную область к северу от склона Южно-Охотской (Курильской) глубоководной впадины. Характерными структурными формами здесь являются крупные поднятия – Академии наук, Большерецкое, а разрывные нарушения, предположительно сдвигового характера, имеют северо-восточные простирания (Международный..., 2003; Тектоническая..., 2000).

Осадочный чехол. На большей площади Охотоморского блока, как уже упоминалось, мощность осадочного чехла незначительна. Расчленение осадочных отложений по сеймостратиграфическим горизонтам, основанное на данных бурения в пределах осадочных бассейнов шельфовой и прибрежной зон Западной Камчатки, условно+, поскольку развитие этих бассейнов имеет разную историю. Практические сведения по породам осадочного чехла собственно Охотоморского блока собраны в результате драгирования и исследования микропалеонтологических остатков, наиболее информативными из которых были силикофлагелляты, детально изученные И.Б. Цой (2012). По данным этого автора осадконакопление в пределах некоторых районов Охотоморского блока началось в позднем олигоцене – 28,2 млн лет тому назад и вплоть до конца раннего миоцена носило мелководный характер. В среднем и позднем миоцене в период климатического оптимума отмечены трансгрессия и активизация тектонических процессов. С процессом глобального понижения уровня мирового океана в позднем миоцене и начале плиоцена ассоциируется заметное похолодание.

Последняя интерпретация наиболее информативного поперечного сейсмического профиля 1632 Магадан – Симушир показывает, что все узкие выполненные осадочными отложениями впадины представлены односторонними грабенами, ограниченными в северной части листрическими сбросами (рис. 29). Особое строение характерно для крупных впадин Охотского моря – Тинро и Дерюгина, которые выполнены мощными толщами осадочных отложений. Положение этих впадин также своеобразно – они лишь косвенно принадлежат Охотоморскому блоку. Впадина Тинро изометричных очертаний располагается в области сочленения трех структурных единиц – Охотоморского блока, шельфа Азиатского континента и северной части шельфа Западной Камчатки. Впадина Дерюгина вытянута в меридиональном направлении вдоль восточного побережья о. Сахалин и делится на компенсированную западную и некомпенсированную восточную половины. Несмотря на большие мощности осадочных отложений, существенно превышающих мощности осадков в пределах собственно Охотоморского блока, базальные горизонты отложений в этих впадинах считаются верхнеолигоценно-нижнемиоценовыми, так же как на Охотоморском блоке (Харахинов, 2010).

Особенности развития Охотоморского блока

Наиболее примечательными особенностями строения и развития Охотоморского блока являются, во-первых, возраст осадочного чехла, ограниченного практически только неоген-четверичными отложениями, что предполагает существование суши на протяжении всего палеогена и, вероятно, верхнего мела (см. рис. 23), и, во-вторых, строение континентальной земной коры, отличающееся от типичного. Проблема начала морского осадконакопления в пределах Охотоморского блока оказывается тесно связанной с геодинамикой формирования Курильской островной дуги. Формированию этой островной дуги посвящено много работ как в рамках ушедшей геосинклинальной гипотезы (Горшков, 1967), так и в рамках современной парадигмы тектоники литосферных плит (Зоненшайн и др., 1990; Злобин, 2002, 2006). Курильская островная дуга, в отличие от большей части островных дуг западного обрамления Тихо-

го океана, обладает корой континентального типа, о чем писал еще В.А. Ермаков (1991). Мощность земной коры в пределах северных Курил колеблется в пределах 25–36 км, центральных – 26–32 и южных – 25–44 км, т.е. в целом мощность коры в пределах дуги даже больше, чем в Охотоморском блоке. Континентальный характер земной коры Курильской островной дуги свидетельствует в пользу теоретически обоснованной идеи раскола южного края Охотоморского континентального блока, раскрытия Южно-Охотской окраинноморской котловины и формирования на фундаменте отколотого блока Курильской дуги. Возраст нижнего «зеленотуфового» вулканического комплекса Курильской дуги определяется как раннемиоценовый, возможно позднеолигоценный, что полностью совпадает с возрастом нижних горизонтов осадочного чехла впадин Охотоморского блока. Угловое несогласие между нижним и залегающим стратиграфически выше комплексом среднего-верхнего миоцена совпадает с отмеченной активизацией тектонических движений в осадочном чехле Охотоморского блока (Цой, 2012).

Таким образом, становится возможным предполагать, что процесс погружения Охотоморского блока в раннем миоцене и дальнейшее осадконакопление могут быть причинно связаны с субдукцией тихоокеанской океанической коры. Этот процесс теоретически достаточно хорошо обоснован (Karig, 1974; Tanaki, Honza, 1991; Sdrolias, Muller, 2006). Возвращаясь к упомянутой особенности строения земной коры Охотоморского блока, в пределах которого мощность нижней коры существенно превышает мощность верхней, следует напомнить, что подобное соотношение обычно характерно для длительно развивавшихся прогибов на континентальной коре. В случае же Охотского моря, где морские глубины незначительны, мощность чехла мала и начало его формирования относится к концу олигоцена – раннему неогену (Структура и динамика..., 1996; Объяснительная..., 2000; Цой, 2012; Тихонов, Ломтев, 2014), это сопоставление неприменимо. Однако так или иначе, по данным о возрасте нижней части осадочного чехла, следует предполагать поднятое положение Охотоморской палеоплиты до неогена. Кроме этой важной особенности Охотского моря следует напомнить и о повышенном тепловом потоке в пределах впадин Дерюгина и Тинро (до 200 и 120 мВт/м соответственно),

о резко дифференцированных глубинах залегания астеносферы и об аномальных («расслоенных») скоростях в мантии (Старшинова, 1980; Структура..., 1996; Сеначин, 2005), что свидетельствует о «возмущенной» обстановке глубинных частей литосферного блока Охотского моря.

Некоторые исследователи рассматривают Охотоморский континентальный блок как аллохтонную по отношению к поверхности мантии структуру, испытывающую сжатие (Тихонов, Ломтев, 2014; Ломтев, 2016). Однако наиболее обоснованной результатами физического и численного моделирования представляется идея асимметричного растяжения по принципу «открывающейся двери» У. Шелларта (2003), приводящая к раскрытию Курильского окраинного бассейна с океанической корой. Во-первых, следует напомнить о теоретической возможности растяжения литосферы и раскрытия за этот счет окраинноморских бассейнов в результате отступления линии фронта субдуктирующей плиты, что приводит к коллапсу и растяжению перекрывающей плиты в направлении отступающего фронта (Garfunkel et al., 1986; Fassena et al., 2001; Chen et al., 2016). Этот процесс объясняется отрицательной плавучестью субдуктирующей плиты, что подтверждено физическими и числовыми экспериментами (Christensen, 1996). Асимметричное растяжение при этом процессе вызывается различной плавучестью погружающихся частей литосферной плиты, зависящих от их возраста. По данным (Sdrolias, Muller, 2006), для конца олигоцена и раннего миоцена, времени начала формирования Южно-Охотской глубоководной впадины, возраст субдуктируемой океанической коры составлял на юго-западе 100 млн лет и на северо-востоке – 60 млн лет. Имеющиеся данные GPS по аналогичным современным «клиновидным» окраинным бассейнам Северного Фиджи и Лау подтверждают возможность асимметричного растяжения за счет разновеликого отступления фронта субдуктируемой океанической плиты в со-

ответствии с возрастом погружающихся ее частей (Taylor et al., 1995; Bevis et al., 1995).

Теперь коснемся самых общих геологических признаков, которые могут рассматриваться как свидетельства асимметричного растяжения в области Охотского моря. Прежде всего, к ним относятся клиновидная форма Южно-Охотской глубоководной впадины с корой океанского типа, субширотные и запад-северо-западные структуры растяжения на дне Охотского моря, отмечаемые сейсморазведкой и анализом морфологии как поверхности морского дна, так и акустического фундамента (Гнибиденко, Хведчук, 1982; Международный..., 2003). Важными фактами для подобной модели являются также существование Хоккайдо-Сахалинского правостороннего сдвига, ограничивающего с запада Охотское море (Rozhdestvensky, 1982; Разницын, 1982; Gnibidenko et al., 1995), континентальный характер земной коры Курильской островной дуги и палеомагнитные данные, свидетельствующие о повороте западной части этой дуги против часовой стрелки на $29,4 \pm 10,4$ °С (Schellart et al., 2003).

Однако эта привлекательная модель растяжения Охотоморского блока не решает проблему существенно меньшей мощности верхней коры относительно нижней, поскольку должна растягиваться вся кора. Изменения в новой интерпретации самого известного сейсмического профиля 1632 (Тихонов, Ломтев, 2014) позволяют предложить решение этой проблемы, перейдя от малообоснованной гипотезы сжатия к доказываемой ранее идее растяжения (Гнибиденко, 1979; Тектоника..., 2004). Эти соображения позволяют перейти от «ковшовых» взбросов к классическим листрическим сбросам, кинематика которых приводит к уменьшению мощности верхней коры с формированием декольмента по границе Конрада (рис. 31). Кстати, протяженные разломы в фундаменте Охотского моря также интерпретируются как листрические сбросы (Тектоническое райо-

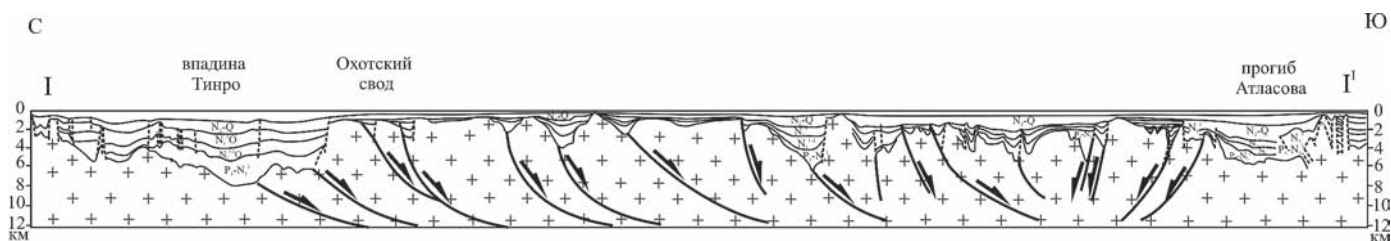


Рис. 31. Интерпретация профиля 1632 (положение профиля на рис. 3) (Тихонов, Ломтев, 2014), с изменениями

нирование..., 2006). Если присоединить к этим интерпретациям несомненное уменьшение мощности верхней коры за счет эрозии и пенеппенизации в поздне меловой-палеогеновый этап развития Охотоморского блока, то объяснение необычного для континентальных блоков феномена меньшей мощности верхней коры относительно мощности нижней можно считать приемлемым.

Западная Камчатка

Начиная с первых десятилетий геологических исследований 1930–1950-х годов, подытоженных изданием XXXI тома Геологии СССР, Западная Камчатка – область со слаборасчлененным рельефом к западу от Срединного хребта Камчатки, рассматривалась как самостоятельная кайнозойская структурная единица (Геология, 1964). Наиболее заметной особенностью геологии Западной Камчатки является обширное развитие на ее территории относительно слабодислоцированных осадочных терригенных толщ верхней половины палеогена и неогена. Спорадически в эрозионных или тектонических окнах отмечаются поля, сложенные верхнемеловыми вулканогенными (ирунейская свита) и терригенными (кихчикская и омгонская серии) образованиями, а также обломочные и вулканогенные толщи нижнего палеогена. Западная Камчатка географически и как самостоятельная структурная единица смыкается на севере с областью Камчатского перешейка. Границей между ними для кайнозойского времени принимается Палано-Командорская (Палано-Озерновская) зона поперечных дислокаций (Бадреддинов и др., 1989; Богданов, Чехович, 2002) или совпадающий с ней предполагаемый крупный поперечный сдвиг (Гладенков и др., 2005).

В начале текущего века, особенно в процессе подготовки и составления Тектонической карты Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 с Объяснительной запиской, стала вырисовываться необходимость выделения Западно-Камчатской малой литосферной плиты, в состав которой включались метаморфизованные и метаморфические толщи, слагающие южную часть Срединного хребта Камчатки (Объяснительная..., 2000; Богданов, Чехович, 2002; Некрасов, 2003). Именно после этих работ термин «Западная Камчатка» стал употребляться в широком плане как область от-

носительного автохтона, которая с востока ограничивалась развитием аллохтонных верхнемеловых-раннепалеогеновых образований вулканического происхождения Восточных хребтов Камчатки. Следует сказать, что кроме большого числа публикаций, рассматривающих геологическое развитие Камчатки в рамках теории тектоники литосферных плит, существует группа исследователей, придерживающихся позиций фиксизма и объясняющих геологическую историю последовательным развитием рифтогенных процессов (Шанцер, Челебаева, 2005; Государственная..., 2013; Тарарин, Бадреддинов, 2015).

Основной целью данного раздела является создание интегрированной картины геологических событий позднего мела – раннего палеогена Западной Камчатки с учетом всех имеющихся в настоящее время данных по возрасту, строению, петролого-геохимическим и изотопным характеристикам структурно-вещественных комплексов, распространенных на Западной Камчатке. Существующие материалы позволяют считать, что в современной структуре Западной Камчатки совмещены три практически одновозрастных верхнемеловых структурно-вещественных комплекса, формировавшихся в различных геодинамических обстановках. Этот материал позволяет с более реальной, чем ранее, позиций изучать и более поздний – палеогеновый этап развития с расшифровкой менявшихся палеогеографических обстановок.

7.1.2. Мезозойские образования: синтез геологических данных

В пределах Западной Камчатки (включая и крайнюю юго-западную часть Камчатского перешейка) существуют три изолированных района, сложенных поздне меловыми образованиями, различающимися по геодинамическим условиям формирования и вещественным характеристикам (рис. 32). *Первый район* – это южные и западные склоны Срединного хребта, а также его осевая часть, ограниченная с востока главным Камчатским разломом. *Второй район* расположен к северо-северо-западу от первого и объединяет разрозненные выходы верхнемеловых образований в эрозионных и тектонических окнах среди кайнозойских осадочных отложений. *Третий район* распространения верхнемеловых толщ приурочен

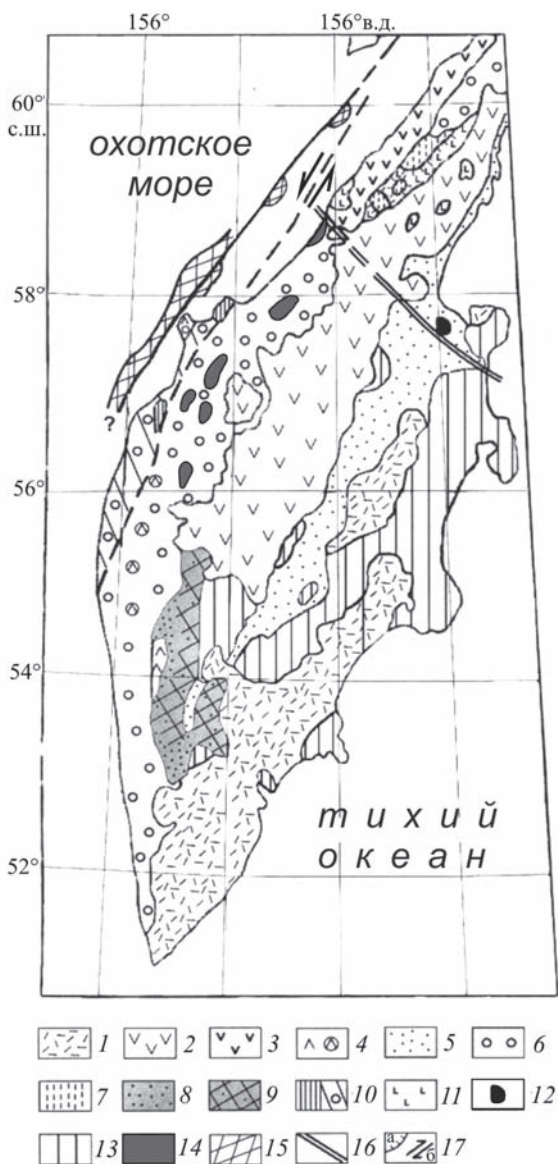


Рис. 32. Схема положения меловых-кайнозойских структурно-вещественных комплексов Западной Камчатки

1–4 – субэральные вулканические пояса: 1 – Восточно-Камчатский (плиоцен-современный), 2 – Центрально-Камчатский (миоцен-современный), 3 – Кинкильский (средне-позднеэоценовый), 4 – Ухтолокско-Черепановский (палеоэоценовый), крестиками показаны скважины, вскрывшие субэральные вулканилиты; 5–8 – терригенные структурно-формационные комплексы: 5 – Центрально-Камчатский (плиоцен – современный), 6 – Западно-Камчатский (палеоэоцен-миоэоценовый), 7 – лесновский флишевый (кампан-раннеэоценовый), 8 – «кихчикский» (альб-палеоэоценовый); 9 – гранитизированные и метаморфизованные образования за счет терригенных толщ «кихчикского» бассейна (исключая палеоэоценовые отложения хозгонской свиты); 10 – «омгонский» аркозовый (альб-кампанский), включая площади, перекрытые кайнозойскими отложениями; 11 – Олюторский островодужный (коньяк-датский); 12 – «ирунейский» островодужный (альб-турон – раннемаастрихтский); 13 – Восточно-Камчатский островодужный (позднеэоценовый); 14 – метаморфизованные верхнемеловые островодужные и офиолитовые комплексы Хавывенской возвышенности; 15 – «долинский» (по [18]) океанический кремнисто-базальтовый комплекс (позднеюрско-раннемеловой); 16 – Палано-Озерновская транслитосферная свдиговая зона; 17 – надвиги (а), свдиги (б)

к побережью Охотского моря от хребта Омгон до мыса Хайрюзова. Прерывистые выходы меловых образований прослеживаются также в прибрежной полосе вдоль залива Шелихова от мыса Кахтанинского до мыса Кинкильского.

Меловые структурно-вещественные комплексы Срединного хребта

Анализ всех изученных материалов убеждает в том, что в области южных и западных склонов Срединного хребта к западу от главного Камчатского разлома распространены верхнемеловые терригенные, метатерригенные и метаморфиче-

ские толщи. Недавняя сводка по эволюции представлений относительно возрастной принадлежности и стратиграфической последовательности этих образований дана в работе (Тарарин, Бадрединов, 2015). Основной вывод, базирующийся на исследованиях (Кузьмин, Богомолов, 2012; Кузьмин, 2013₁, 2013₂; Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009; Костицын и др., 2012; Тарарин, Бадрединов, 2015), заключается в том, что метаморфические толщи колпаковской, камчатской и малкинской серий являются аналогами неметаморфизованной терригенной кихчикской серии, возраст которой определяется от альба до среднего кампана. Однако, как показывают работы (Бондаренко, Соколов, 1991; Соловьев, 2008; Hourigan et al.,

2009), малкинская серия является аллохтонной и рассмотрение ее, так же как аллохтонных туфогенно-кремнистых отложений ирунейской свиты и вулканогенных толщ кирганикской свиты, не входит в задачи настоящей работы. По исследованиям (Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009), в состав автохтона Срединного массива входят колпаковские гнейсы и мигматиты с наиболее молодой популяцией обломочного циркона – 96 млн лет; крутогоровские граниты, прорывающие колпаковские гнейсы с магматическими цирконами – 78,4 млн лет (Лучицкая и др., 2008). Граниты несогласно перекрыты серией камчатских сланцев с конгломератами в основании. Наиболее молодая популяция цирконов в камчатской серии датируется палеоценом, на основании чего эта серия считается метаморфизованным аналогом хозгонской флишоидной толщи. Проблемы, связанные с обоснованием датирования терригенных толщ по наиболее молодой (кайнозойской) популяции цирконов, будут затронуты в разделе, посвященном раннепалеогеновым образованиям.

Изотопно-геохимические исследования пород колпаковской, камчатской и кихчикской серий Срединного хребта, а также ганальской серии Ганальского поднятия Восточной Камчатки (Кузьмин, Богомолов, 2012; Кузьмин, 2013) показали, во-первых, что Sm-Nd модельные возраста близки между собой и отражают позднепротерозойский (1,17 млрд лет) усредненный возраст источников сноса и, во-вторых, отсутствие значимых различий изотопного состава Nd свидетельствует о геохимическом сходстве источников сноса, за счет которых происходило формирование терригенных толщ. Иная точка зрения относительно происхождения метаморфических толщ изложена в работе (Костицын и др., 2012). Она основана на результатах изотопных исследований (U-Pb и Sm-Nd) пород колпаковской и камчатской серий. Считается, что большая часть цирконов метаморфических толщ образовалась в результате поздне мелового метаморфизма и гранитизации пород фундамента, совпадающих по возрасту с внедрением гранитных интрузий крутогоровского комплекса (78,4 млн лет), а присутствие устойчивых групп палеопротерозойских (1,8 млрд лет) и неоархейских (2,7–2,9 млрд лет) цирконов указывает на наличие древнего материала в этих толщах. Об этом свидетельствуют также повышенные изотопные отношения стронция как в поздне меловых и па-

леогеновых гранитах, так и в метаморфическом фундаменте, которые указывают на древний возраст их источников.

Время внедрения гранитов коллизионной природы в отложения кихчикской серии в среднем кампане напрямую коррелируется с данными (Bindeman et al., 2002), свидетельствующими о метаморфическом событии, которое датируется временем обрастания (77 млн лет) более древних обломочных ядер циркона. Представляется, что оба эти факта дают основание предполагать, что гранитизация (Костицын и др., 2012) в среднем кампане сопровождалась и тектонической перестройкой с существенными деформациями. Вероятно, об этом свидетельствует и появление в колпаковской свите будин гнейсов основного состава, возраст которых определен Sm/Nd методом – 966 ± 43 млн лет (Кузьмин, Беляцкий, 1999; Кузьмин и др., 2003). Несогласное налегание камчатской сланцевой серии на кампанские граниты и колпаковские гнейсы отмечает конец упомянутой перестройки.

Важным вопросом для зоны, где развиты терригенные и метаморфические породы за счет терригенных толщ, является проблема источников сноса. Большинство авторов, без рассмотрения конкретных доказательств, считают, что естественным источником сноса терригенного материала являлся Азиатский континент как явно поднятая и относительно близкая область возможного размыва (кратчайшее расстояние в современной структуре 500 км) (Шапиро и др., 2001; Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009; Костицын и др., 2012; Тарарин, Бадреддинов, 2015). Однако, по данным (Кузьмин, 2013), возможно предполагать положение питающей провинции не к северо-западу (Азиатский континент), а к востоку.

Меловые структурно-вещественные комплексы центральной части Западной Камчатки

Образования структурно-вещественных комплексов второго района рассматриваемой области выходят в тектонических и эрозионных окнах восточнее районов выхода на поверхность комплекса альб-кампанских терригенных отложений. Комплексы второго района слагают части хребтов Каныч и Берлога в бассейне р. Тихой, хребты

Энчатаям (гора Ируней), Медвежий, Пенсантайн. Достаточно детальное описание характера разрезов, обоснование возраста и петролого-геохимическая характеристика этих образований приводятся в статье А.Н. Сухова и А.Б. Кузьмичева (2005). Имеющиеся данные позволяют подтвердить сделанные ранее заключения о том, что вулканические и вулканогенно-осадочные толщи, объединенные в пределах второго района и обычно выделяемые как сантон-кампанская ирунейская свита, представляют собой фрагменты позднемеловой внутриокеанской островной дуги (Шапино, 1995), а изотопно-геохимические исследования выявляют характеристики, свойственные фронтальным частям островной дуги (Коваленко, Ставрова, 2008). Весьма важными фактами являются находки планктонных фораминифер и комплекса радиолярий, относимых к коньякскому времени (Вишневецкая, Басов, 2006). К этому же комплексу, по данным (Бадрединов и др., 2012), принадлежат динамометаморфизованные туфогенно-осадочные породы хребта Пенсантайн. По составу вулканогенных продуктов, метаморфизованные образования вполне сопоставимы с вулканогенными толщами, не испытывавшими метаморфических преобразований. Данные определения возраста наиболее молодой популяции обломочных цирконов из метатуфов и метатуффитов хребта Пенсантайн методом U-Pb SHRIMP показывают 90–100 млн лет (Бадрединов и др., 2012). В связи с этим, видимо, начало формирования вулканогенного комплекса следует относить к концу альба–турону. Следует упомянуть, что среди обломочных цирконов определены популяции возрастных групп 1,6–1,8 и 2,6 млрд лет. Эти данные в какой-то мере сопоставимы с результатами, полученными по терригенным комплексам Срединного хребта. Для упрощения дальнейшего изложения будем именовать «ирунейским» охарактеризованный структурно-вещественный комплекс.

Вулканогенные образования «ирунейского» комплекса формировались от конца альба–турона, включая ранний маастрихт. Не существует данных о перерывах или несогласиях, так же как не существует наблюдений относительно подстилающих пород. Все исследования петролого-геохимического и изотопного состава вулканогенных образований Западной Камчатки свидетельствуют об их принадлежности к породам внутриокеанических островных дуг, т.е. изначальным фунда-

ментом для них служила океаническая кора (Шапино, 1995; Сухов, Кузьмичев, 2005; Коваленко и др., 2005). Поскольку нет противоречий в том, что земная кора Западной Камчатки принадлежит континентальному типу (Мишин, 1996; Злобин, 2002; Некрасов, 2003), естественным следствием оказывается вывод об аллохтонном положении вулканогенных толщ (Шапино, 1995; Сухов, Кузьмичев, 2005; Коваленко и др., 2005; Чехович, Сухов, 2005). Однако это не решает вопрос о характере толщ, фактически подстилающих вулканиты. Единственным признаком того, что подстилающими образованиями могут быть «кихчикские» терригенные толщи кампана, являются выходы по долине р. Рассошина. Событие перемещения вулканогенных толщ, сформированных на океанической коре, в зону континентальной коры Западной Камчатки определяется интервалом времени между завершением вулканической деятельности в раннем маастрихте и «запечатыванием» вулканогенных толщ автохтонными палеоценовыми молассами хулгунской свиты (Григоренко, 2011).

Уже при первом определении аккрегированной верхнемеловой Ачайваям-Валагинской островной дуги в Олюторско-Камчатском регионе (Шапино, 1995) было отмечено загадочное положение верхнемеловых островодужных толщ Западной Камчатки. Попытки считать их продолжением вулканогенных образований Камчатского перешейка или переброшенной через Срединный хребет частью Валагинского сектора островной дуги не были успешными (Шапино, 1995). Впоследствии было подтверждено, что западно-камчатские верхнемеловые вулканогенные образования не только ограничиваются по возрасту ранним маастрихтом (Сухов, Кузьмичев, 2005), но и перекрыты молассами палеоцена (Григоренко, 2011), что полностью исключало их возможную связь как с островодужными вулканитами Камчатского перешейка (Олюторский сектор), так и с Валагинским сектором островной дуги. Кроме того, вулканогенный комплекс Западной Камчатки по изотопно-геохимическим характеристикам является фронтальной частью дуги, а вулканиты Олюторского и Валагинского сектора – тыловой (Коваленко, Ставрова, 2008; Сухов и др., 2016). Таким образом, вулканогенный островодужный «ирунейский» комплекс Западной Камчатки представляет собой совершенно самостоятельную структурную единицу.

Меловые структурно-вещественные комплексы центральной части прибрежной зоны Западной Камчатки

Толщи осадочных пород, распространенные в пределах хребта Омгон, уже достаточно давно были описаны и выделены в качестве омгонской серии (Геология..., 1964). Возрастная ее характеристика, приведенная уже в первых работах, по палеонтологическим остаткам (альб-сеноман и турон-кампан) в целом практически не изменилась (Богданов и др., 2003; Соловьев, 2008). Всеми исследователями она подразделяется на две части. Нижняя, альб-сеноманская, сложена разнообразным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Отдельные пачки песчаников характеризуются косой слоистостью, а в некоторых частях разреза встречаются небольшие линзы углей. Фаунистические остатки, такие как пелециподы, морские ежи, черви, свидетельствуют о мелководных условиях осадконакопления. Верхняя, турон-кампанская, часть разреза начинается конгломератами, мощность которых достигает 30 м. Эта верхняя часть разреза омгонской серии в целом более песчаная, уже внутри нее встречаются маломощные линзы и прослои гравелитов и конгломератов, а также линзы угля; некоторые из них достигают мощности 0,5 м. Нет сомнения, что турон-кампанская часть разреза омгонской серии отлагалась в мелководных морских и паралических условиях. В породах рассматриваемой серии отсутствует туфовый материал, а песчаники имеют кварц-полевошпатовый или полевошпат-кварцевый состав (Государственная..., 2013). В омгонской серии U-Pb SHRIMP методом исследован возраст обломочных цирконов, который подразделяется на следующие группы (млн лет) – 3600–3350, 2750–2270, 1970–1540, 310–250 и др., что позволяет говорить о размыве нижнеархейских и нижнепротерозойских комплексов (Государственная..., 2013).

Важной особенностью альб-кампанских терригенных толщ омгонской серии является присутствие в них блоков среднеюрско-раннемеловых кремнисто-вулканогенных образований, датированных бухиями и комплексами радиолярий (Вишневская и др., 1998). Подушечные базальты, составляющие основу вулканогенной части блоков,

по петролого-геохимическим характеристикам наиболее близки к океаническим базальтам типа N-MORB (Бондаренко, Соколов, 1990; Богданов и др., 1991). Переслаивающиеся кремни и базальты («долинский» комплекс по Государственная..., 2013) образуют клинья различной мощности, ограниченные тектоническими контактами от окружающей альб-кампанской осадочной толщи (омгонская серия). В пределах Западной Камчатки установлено несогласное перекрытие омгонской серии отложениями эоцена.

Имеющиеся данные по мезозойским образованиям омгонского комплекса (хребет Омгон – р. Морошечная) позволяют сделать два вывода. Первый вывод вытекает как из характера разреза и осадконакопления альб-кампанских осадочных толщ, отвечающих обстановкам шельфовых и прибрежных зон, так и из установленного времени структурной перестройки, следствием которой является предтуронский перерыв с формированием горизонта конгломератов и смена шельфового осадконакопления прибрежным в омгонской серии. Подобные же обстановки осадконакопления и резкая граница между альб-сеноманской маметчинской свитой и турон-коньякской пенжинской характерны для отложений маметчинской структуры Пенжинской зоны, расположенной севернее (Пергамент, 1961; Копорулин, 1992). Определенным подтверждением служат также данные о том, что изученные растительные остатки в верхней толще омгонской серии (Буданцев, 1983) существенно отличаются от изученных из барабской свиты Центральной Камчатки и гораздо больше напоминают сантон(?)-раннекампанскую флору барыковского горизонта северо-западной Камчатки (Шанцер, Челебаева, 2005). Для анализа геологических событий рассматриваемого региона имеет значение еще одно «территориальное» обстоятельство. Оно определяется тем, что толщи омгонской серии распространены только на побережье Западной Камчатки (хр. Омгон, остров Птичий, мыс Хайрюзова, правый водораздел р. Морошечной), параллельно береговой линии полуострова. Нигде восточнее подобные толщи не встречаются. Кроме того, узкая зона распространения омгонской серии вдоль побережья с востока ограничивается протяженным разломом, отчетливо дешифрируемым по космическим снимкам. В южной части этого восточного разлома на водоразделе р. Морошечная к нему

приурочены выходы меланжа с гипербазитами мантийного происхождения (Леднева, 2005), что позволяет предполагать трансковровую природу этого разлома.

Изолированность и ограничение сдвигами района, сложенного терригенными толщами омгонской серии, которые по литологии, палеогеографическим обстановкам, особенностям флористических остатков, времени относительной перестройки внутри серии очень сходны с образованиями структур Пенжинской области, позволяет предполагать перемещение омгонского блока по сдвигам из северных районов. Маастрихтские отложения в омгонской серии не известны, а достаточно часто встречающиеся в этой серии субвулканические тела, датированные палеоценом, соответствуют условиям растяжения, возникающим после завершения коллизионных процессов (Леднева, 2001). Подобные магматические тела не встречаются в терригенных толщах маметчинской структуры Пенжинской области. Таким образом, можно предполагать, что перемещение толщ омгонской серии с севера на юг и их скользкое причленение к малой литосферной плите Западной Камчатки происходило в маастрихте. О времени перемещения можно судить также по модельному возрасту мантийных пикритов в южной части восточного разлома, ограничивающего омгонскую зону, который определен 75 млн лет, что соответствует второй половине кампана (Леднева, 2005). Сопоставляя эти данные со временем завершения осадконакопления омгонской серии (кампан), можно подтвердить вывод о перемещении омгонского блока с севера на юг в маастрихте.

Северная граница Западной Камчатки – трансмеловая-палеогеновая Палано-Озерновская трансформная зона

Выделение этой зоны определяет северную границу позднемеловой Западно-Камчатской микроплиты. Она может быть рассмотрена на основании анализа прямых и косвенных признаков. Существуют две группы фактов, позволяющих совмещать эту границу с выделявшейся ранее Командоро-Паланской (Палано-Озерновской) зоной поперечных дислокаций (Бадретдинов и др.,

1989; Гладенков и др., 2005), хотя как таковые они отмечают относительно поздние кайнозойские деформации, которые, вероятно, по направлению совпали с трансформной границей, существовавшей в меловое время и в первой половине кайнозоя (Богданов, Чехович, 2002). Именно эта граница разделяла существенно различающийся стиль строения и тектонического развития областей к югу и северу от нее. Некоторые исследователи рассматривают эту зону как границу между Северо-Американской и Евразийской литосферными плитами, которая существовала с эоцена (Авдейко и др., 2003). Подтверждение существования этой границы на глубинном уровне отражено на схеме глубинного строения листа О-57 (Палана). С положением этой зоны совпадает резкий переход в строении коры, отражающийся в резкой разнице значений отношения мощности нижней коры к мощности консолидированной коры – от значений менее 0,4 к значениям 0,6–0,7 (Государственная..., 2013).

Реальный, впервые задокументированный факт существования фрагментов этой долгоживущей зоны представляют выходы так называемой «олистостромы» или «тектонического меланжа», обнаруженной на побережье к северу от устья р. Палана (Курилов, 2001; Коваленко и др., 2005; Сухов, Кузьмичев, 2005). Это сложно построенная грубообломочная тектонизированная толща включает в себя крупные блоки и глыбы кремнистых пород широкого возрастного диапазона – киммеридж-раннетитонских, альб-сеноманских, коньяк-кампанских и кампан-маастрихтских. Строение тектонического меланжа очень сложное – отдельные смятые в складки литологические пачки не только выклиниваются, но и прерываются пологими надвигами и вертикальными разрывами, многие из которых интерпретируются как левые сдвиги (Коваленко и др., 2005). Далее к юго-востоку эта граница прослеживается к Хавывенской возвышенности, где среди метаморфических толщ, образованных за счет верхнемеловых-палеоценовых пород островодужной и окраинноморской природы, известны тела мантийных серпентинизированных гипербазитов, которые по определению возраста циркона методом U-Pb SHRIMP показывают 100–70 млн лет [Тарарин и др., 2010, 2015].

Таким образом, подтверждается как литосферный характер границы, так и ее существование

в меловое время. В среднем эоцене существование этой зоны ограничивало развитие эоценового Кинкильского сегмента Корякско-Камчатского вулканического пояса. Активные движения по Палано-Озерновской зоне происходили в позднем эоцене и начале раннего олигоцена, о чем свидетельствует возраст метаморфизма хавывенских толщ 39,3–32,4 млн лет (Тарарин и др., 2015). Несовпадение этого возраста с коллизионным среднекампанским (78–80 млн лет) и раннеэоценовым поднадвиговым (51–52 млн лет) метаморфизмом в Срединном хребте Камчатки позволяет предположить, что причиной метаморфизма являлся подъем астеносферы при растяжениях вдоль транслитосферной сдвиговой зоны. Вероятно, с этим же процессом подъема астеносферы связано уменьшение мощности земной коры между континентальными блоками Центральной Камчатки и Камчатского перешейка (Тектоническая..., 2000).

7.1.3. Геодинамические особенности развития Западной Камчатки и Охотоморского блока в мезозое и раннем кайнозое

Прежде всего, из приведенного геологического синтеза по Западной Камчатке следует сделать однозначный вывод о том, что формирование трех верхнемеловых структурно-вещественных комплексов Западной Камчатки – «кихчикского» терригенного, «ирунейского» вулканогенного и «омгонского» терригенного, происходило практически одновременно – «кихчикского» с альба по кампан в западных областях, а в восточной области (Срединный хребет), включая палеоцен; «ирунейского» с конца альба–турона по ранний маастрихт включительно; «омгонского» – с альба по кампан (рис. 33). Отсутствие каких-либо признаков фациальных переходов между образованиями этих комплексов, видимо, свидетельствует об их разобщенности в пространстве. Поскольку не подвергается сомнению различие во времени существенных деформаций внутри «кихчикского» (средний кампан), относительной перестройки «омгонского» комплексов (конец сеномана) и отсутствие заметных перестроек в «ирунейском» комплексе, все это доказывает их принадлежность различным структурно-формационным зонам.

При весомых доказательствах аллохтонного положения верхнемеловых вулканогенных толщ Западной Камчатки и их геодинамической принадлежности к образованиям внутриокеанических островных дуг, обоснованность направления их перемещения с запада на восток, а также поллярность зоны поглощения при их формировании оставались подтвержденными лишь косвенно и петролого-геохимическими характеристиками. В настоящее время, благодаря опубликованию Геологической карты масштаба 1:000000 листа О-57 (Палана), включающей северо-западную часть шельфа Камчатки, появились данные, позволяющие с большей уверенностью рассматривать предположение о возможном существовании океанического бассейна между Азиатским континентом и Западно-Камчатской малой литосферной плитой. Это предположение определяется тем, что геофизическими исследованиями в акватории шельфа Западной Камчатки (от мыса Утхолок к северо-востоку) установлена протяженная зона акустического фундамента (Утхолокско-Омгонское поднятие по Объяснительная..., 2000), которая по геофизическим характеристикам совпадает с верхнеюрско-нижнемеловыми блоками базальтов океанической природы, тектонически имплантированными в терригенные альба-кампанские толщи омгонской серии. Эта зона при ширине порядка 20 км непрерывно прослеживается к северо-востоку на 250 км, а общая ее протяженность с отдельными участками составляет порядка 350 км. К сожалению, к югу от мыса Утхолок, за рамкой карты листа О-57, в связи с отсутствием конкретных данных можно лишь предполагать некоторое продолжение этой зоны к югу (рис. 32). Естественно, эту интерпретацию геофизических данных нельзя считать идентичной наблюдениям на суше или результатам бурения на шельфе.

Однако вероятность существования океанического бассейна между Азиатским континентом и Западной Камчаткой получает определенную поддержку фактическим материалом. В этом случае для позднего мела определяется логичный латеральный ряд (с севера на юг): Азиатский континент с надсубдукционным вулканическим поясом (ОЧВП) – северный глубоководный желоб – бассейн с океанической корой (без названия) – южный глубоководный желоб – Западно-Камчатская островная дуга – утоненный край Западно-Камчатского континентального блока. При подобной

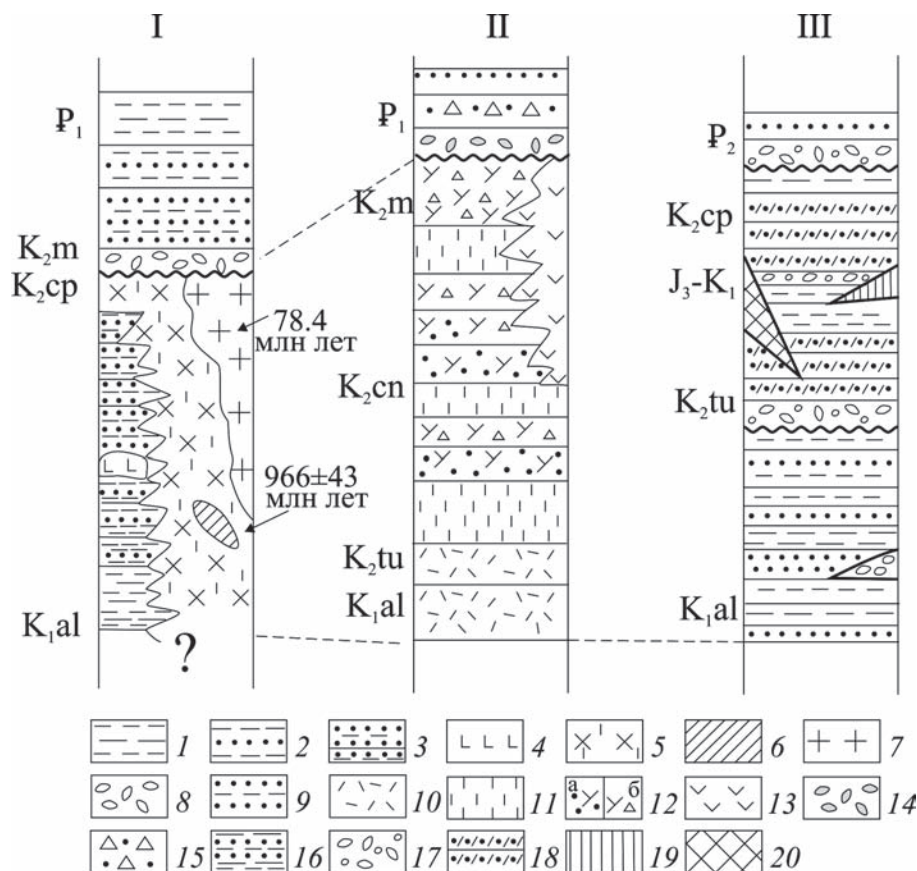


Рис. 33. Возрастные соотношения «кихчикского», «ирунейского» и «омгонского» комплексов

1–9 – «кихчикский» комплекс: 1 – высокоглиноземистые алевролиты и аргиллиты; 2 – песчаники и алевролиты; 3 – флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов с преобладанием песчаников; 4 – тела и будины метаморфизованных ультраосновных и основных пород; 5 – мигматизированные плагиогнейсы и мигматиты; 6 – будины ультраосновных метавулканитов и амфиболитов; «кольские» граниты (78,4 млн лет); 8 – конгломераты; 9 – камчатские сланцы и хозгонский флиш; 10–15 – «ирунейский» комплекс: 10 – тонкообломочные туфы среднего и кислого состава, туффиты; 11 – дацит-риолитовые туфы; 12 – андезитовые и базальтовые туфы и туфобрекчии; 13 – лавы и туфобрекчии; 14 – конгломераты; 15 – обломочные породы хулгунской свиты; 16–20 – «омгонский» комплекс: 16 – чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов с мелководной фауной; 17 – конгломераты; 18 – кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые песчаники, линзы и прослои гравелитов и конгломератов; 19 – линзы угля; 20 – тектонические клинья кремнисто-базальтового состава

палеогеографической ситуации, даже если океанический бассейн был относительно узким, типа бассейнов пулл-апарт, то два глубоководных желоба, которые необходимо было бы преодолеть терригенному материалу с Азиатского континента по пути к бассейну терригенного осадконакопления в пределах Западно-Камчатского континентального блока, создают условия малой вероятности такого процесса.

В связи с этим возникает проблема поиска иного источника терригенного материала с обязательным присутствием в его составе докембрий-

ских образований. Представляется, что идея о палеогеновой Охотоморской суше (Гладенков и др., 1997; Шанцер, Челебаева, 2005) может быть распространена и на поздне меловое время (Семакин и др., 2014). Определенным подтверждением подобного предположения могут служить данные о граничных скоростях поверхности фундамента Охотоморского блока, которые существенно выше, нежели таковые на шельфе Западной Камчатки, где фундамент представлен меловыми терригенными комплексами (Злобин, 2002; Злобин и др., 2006; Злобин и др., 2012). Граничные ско-

рости фундамента Охотоморского блока соответствуют граничным скоростям верхней коры докембрийских структур мезозоид Северо-Востока, например, Балыгычанского поднятия (Соловьев и др., 2003). Это позволяет предполагать древний возраст фундамента Охотоморского блока. Вероятность меловой суши и предполагаемый древний возраст фундамента Охотоморской континентальной плиты позволяют подтвердить «охотоморскую» альтернативу (Некрасов, 2003) идее об Азиатском источнике сноса терригенного материала в «кихчикский» бассейн Западной Камчатки.

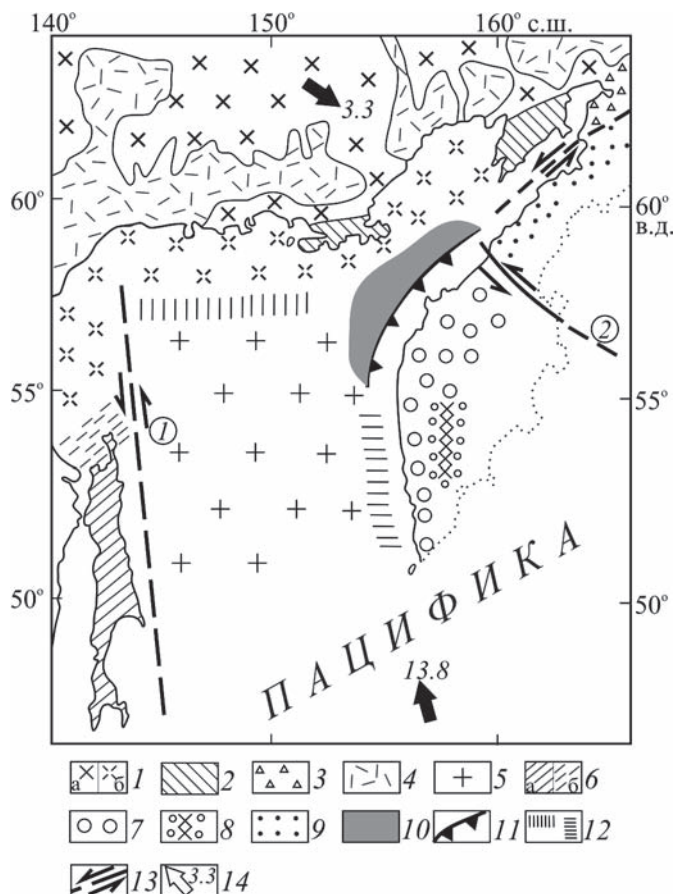
Важнейшим из всех событий в пределах верхнемелового бассейна терригенного осадконакопления зоны Срединного хребта является внедрение гранитов в кампане и процессы гранитизации (Bindeman et al., 2002), с которыми связаны общая перестройка и кампанское несогласие. Петролого-геохимические данные с уверенностью свидетельствуют о коллизионной природе гранитов (Лучицкая и др., 2008). Рассматриваются предположения о столкновении с Западно-Камчатским континентальным блоком срединно-океаническо-

го хребта, переместившегося с востока, либо андерплейтинга (подслаивания) некоей структуры, также располагавшейся на востоке, хотя никаких непосредственных следов таких структур на Камчатке не отмечено. Кроме того, чисто теоретическая возможность каких-то перемещений океанической коры восточнее Камчатки в кампане ограничивалась тем, что компенсация расширения океанических плит Пацифики происходила за счет поглощения коры под надсубдукционными структурами Олюторской и Восточно-Камчатской (Валагинской) островных дуг.

Однако после доказательств самостоятельного развития малой Западно-Камчатской и Охотоморской литосферных плит уже была сформулирована вероятность их столкновения. Реальность существования Охотоморской плиты, ее континентальная природа, так же как тектоническая граница с Западно-Камчатской плитой, подтвержденные большим объемом геофизических данных, не вызывает сомнений (Харахинов, 1998; Злобин, 2006; Злобин и др., 2012; Павленкова, 2017). Вследствие этого логично считать, что при-

Рис. 34. Принципиальная палеотектоническая реконструкция Охотоморского региона на поздний кампан

1 – Азиатский континент: а) суша, б) шельф; 2 – Кони-Тайгоноская складчатая система (юра – ранний мел); 3 – Куюльский офиолитовый террейн (юра – ранний мел); 4 – Пенжинская зона (мел); 5 – Охотско-Чукотский вулканический пояс (альб – средний кампан); 6 – Охотоморская литосферная плита; 7 – Сахалинская складчатая система (мел – палеоген); 8 – «Кихчикский» терригенный бассейн Западной Камчатки (альб – палеоцен); 9 – гранитизированные и метаморфизованные образования за счет терригенных толщ «кихчикского» бассейна (исключая палеоценовые отложения хозгонской свиты); 10 – Лесновский флиш Камчатского перешейка (кампан – ранний эоцен); 11 – океаническая кора (юра – ранний мел); 12 – Западно-Камчатская островная дуга (конец альба – турон – ранний маастрихт); 13 – транслитосферные сдвиги (1 – Сахалинский, 2 – Палано-Озерновский); 14 – направление и скорость перемещения литосферных плит



чиной образования кампанских коллизионных гранитов Срединного хребта было столкновение юго-западного края Охотоморской плиты с южной частью Западно-Камчатского континентального блока. При подобной обстановке для выплавки коровых гранитов возможно применить вариант чистой коллизии. Однако между северо-западным краем Охотоморской плиты и северной границей малой Западно-Камчатской плиты, судя по общей геолого-структурной ситуации, оставалось пространство, где вплоть до середины маастрихта продолжалось формирование Западно-Камчатской островной дуги, которое закончилось аккрецией дуги в конце маастрихта. Вероятно, причиной аккреции было движение Азиатского континента в восточном направлении в конце позднего мела, скорость которого составляла порядка 3,3 см/год (Вержбицкий, Кононов, 2010).

К сожалению, нет никаких данных о размерах и характере океанического бассейна, отделявшего Азиатский континент от Охотоморской и Западно-Камчатской континентальных плит. Вследствие этого можно лишь попытаться создать принципиальную пространственную палеотектоническую схему для позднего кампана. Эта принципиальная схема полностью соответствует фактическому материалу и объясняет события позднего мела на Западной Камчатке (рис. 34).

Палеоцен-нижнеэоценовые структурно-вещественные комплексы Западной Камчатки

Раннепалеогеновые структурно-вещественные комплексы не испытывали существенных перемещений и поэтому фиксируют положение меловых структур. Вследствие этого необходимо обратиться к тому, что могла представлять собой Западная Камчатка к началу кайнозойского времени. По имеющимся данным, два из трех выделяемых на Западной Камчатке структурно-вещественных комплексов – «омгонский» терригенный и «ирунейский» вулканогенный, завершили свое формирование до начала палеоцена – первый в кампане, а второй после раннего маастрихта. Перемещение «ирунейского» комплекса с запада на восток в пределы Западно-Камчатского континентального блока и «омгонского» комплекса с севера на юг произошло, вероятно, в позднем маастрихте. Фор-

мирование «кихчикского» комплекса на западе прекратилось после структурной перестройки в кампане, связанной с коллизией Западно-Камчатского и Охотоморского континентальных блоков. В области Срединного хребта Камчатки после кампанской перестройки началось осадконакопление камчатских сланцев и хозгонской флишоидной толщи, охарактеризованной кампанской фауной радиолярий и иноцеррами того же возраста (Государственная..., 2006).

Кроме того, имеются данные, основанные на определении возраста обломочных цирконов, указывающие на формирование камчатских сланцев и хозгонской флишоидной толщи в палеоцене (Соловьев, 2008). Этот ансамбль терригенных и метатерригенных отложений, местами с конгломератами и гравелитами в основании, перекрывается существенно песчанниковой толщей, охарактеризованной бентосными фораминиферами маастрихта (кунунская свита). В гальках конгломератов и гравелитов отмечаются песчаники, метапесчаники, слюдястые сланцы, кварциты, интрузивные породы. В составе кластической части песчаников кунунской свиты много растительного детрита (Государственная..., 2006). Следует отметить, что хозгонская флишоидная толща, так же как лесновско-укэлятский флишевый комплекс, всегда считалась глубокоководным образованием (Объяснительная..., 2000; Шапиро и др., 2001). В этом случае толща кунунской свиты, изобилующая конгломератами и гравелитами, предполагает заметную тектоническую перестройку. Этот предполагаемый феномен подчеркивает несогласная рисовка залегания кунунской свиты на хозгонской свите (Карта полезных..., 1999). Определение палеоценовой возрастной популяции обломочных цирконов в камчатских сланцах и песчаниках хозгонской свиты (Соловьев, 2008) наталкивается на два противоречия. Первое определяется данными геологического картирования западных склонов Срединного хребта, где в одном и том же районе устанавливается последовательное наращивание разреза: хозгонская свита – кунунская свита – черепановская свита (андезит-дацитовая, 55, 64, 66 млн лет (Карта полезных..., 1999).

Второе противоречие состоит в том, что появление наиболее молодых (палеогеновых) популяций циркона в «одновозрастных» осадочных толщах связывается с туфовыми выбросами синхронного вулканического источника (Соловь-

ев, 2008). Однако в хозгонских песчаниках на западных склонах Срединного хребта никогда не отмечался туфовый и пепловый материал, хотя образования палеоценовой черепановской свиты наземных вулканитов непосредственно соседствуют с хозгонской флишевой толщей. Проблема несоответствия геологических данных о возрасте и соотношении хозгонской, кунунской и черепановской свит на западном склоне Срединного хребта и датировок по трековым и U/Pb SHRIMP определениям обломочных (?) цирконов из камчатских сланцев и хозгонской свиты в центральной части хребта (Соловьев, 2008) не может быть решена без дополнительных исследований. В связи с этим представляется более целесообразным для Западной Камчатки придерживаться геологических данных, свидетельствующих о завершении морского осадконакопления в конце позднего мела (кунунская свита, маастрихт).

Вероятно, на западе Западной Камчатки после тектонических событий позднего маастрихта – столкновения островодужного ирунейского комплекса с континентальным блоком и перемещения по сдвигам омгонского комплекса, нарастившего западную окраину Камчатки, вся эта область стала представлять собой сушу. Подтверждением такого предположения является формирование наземного Утхолокско-Черепановского палеоценового вулканического пояса, обусловленного процессами растяжения (Филатова, 2015), последовавшими за коллизией ирунейской дуги с континентальным блоком Западной Камчатки. Положение этого пояса как бы ограничивает выходы вулканитов ирунейского комплекса, поскольку западнее, по данным бурения в Колпаковском прогибе, складчатым фундаментом для кайнозойских осадочных толщ служат слабометаморфизованные кихчикские терригенные образования (Тузов, 1997). Судя по радиологическим определениям возраста пород Утхолокско-Черепановского вулканического пояса и соотношению с молассами палеоценовой свиты мыса Зубчатого на Утхолокском полуострове, они должны относиться к самым ранним известным образованиям палеоцена. Наземные вулканические образования Западной Камчатки (западная часть п-ова Утхолок, черепановская свита на западном склоне Срединного хребта и наземные кинкильские вулканиты Камчатского перешейка) ранее объединялись в палеогеновый вулканический пояс (Григоренко,

1982). Однако впоследствии вулканические образования, распространенные к северу от устья р. Палана и протягивающиеся в Корякское нагорье, стали выделяться как эоцен-олигоценый Западно-Камчатско-Корякский вулканический пояс (Филатова, 1988, Федоров и др., 2011).

Наземные вулканические образования собственно Западной Камчатки – западная часть п-ова Утхолок, черепановская свита на западном склоне Срединного хребта, которые соединены между собой также наземными вулканитами, вскрытыми буровыми скважинами (рис. 26), представляют палеоценовый вулканический пояс Западной Камчатки (Гладенков и др., 1997; Карта полезных..., 1999; Григоренко, 2011, Филатова, 2015). К образованиям этого пояса можно также отнести достаточно часто встречающиеся субвулканические тела, датированные палеоценом, в терригенных толщах хребта Омгон (Леднева, 2001, 2005). Следует отметить, что, согласно палеомагнитным исследованиям этих силлов, их внедрение происходило на палеоширотах, в целом соответствующих современным (Чернов, Коваленко, 2003). Если кинкильские вулканиты датированы изотопными методами значениями порядка 45 млн лет, то западно-камчатские – на п-ове Утхолок – 56, 60, 61, 63, 64 млн лет (Гладенков и др., 1997), черепановская свита на западных склонах Срединного хребта – 55, 64, 66 млн лет (Карта полезных..., 1999). Таким образом, разница во времени формирования Кинкильского и Западно-Камчатского поясов, составляющая порядка 17–18 млн лет, не позволяет считать их единым вулканическим поясом.

Виртуальная картина обстановки при начале формирования осадочных кайнозойских отложений на Западной Камчатке показана на рис. 35. Даже самый общий анализ современной структуры (см. рис. 32) показывает, что выходы на поверхность верхнемеловых вулканогенных толщ ирунейского комплекса образуют восточную прерывистую полосу, ориентированную в северо-восточном, «камчатском», направлении. Можно предполагать, что эта полоса реальных поднятий (хотя, возможно, и чисто неотектонических) определяет приблизительное положение восточной границы раннекайнозойских прогибов Западной Камчатки. Второй зоной поднятий, где на поверхность выходят верхнемеловые, а на шельфе,

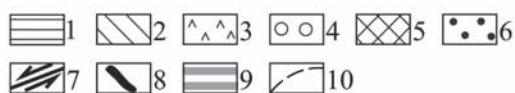
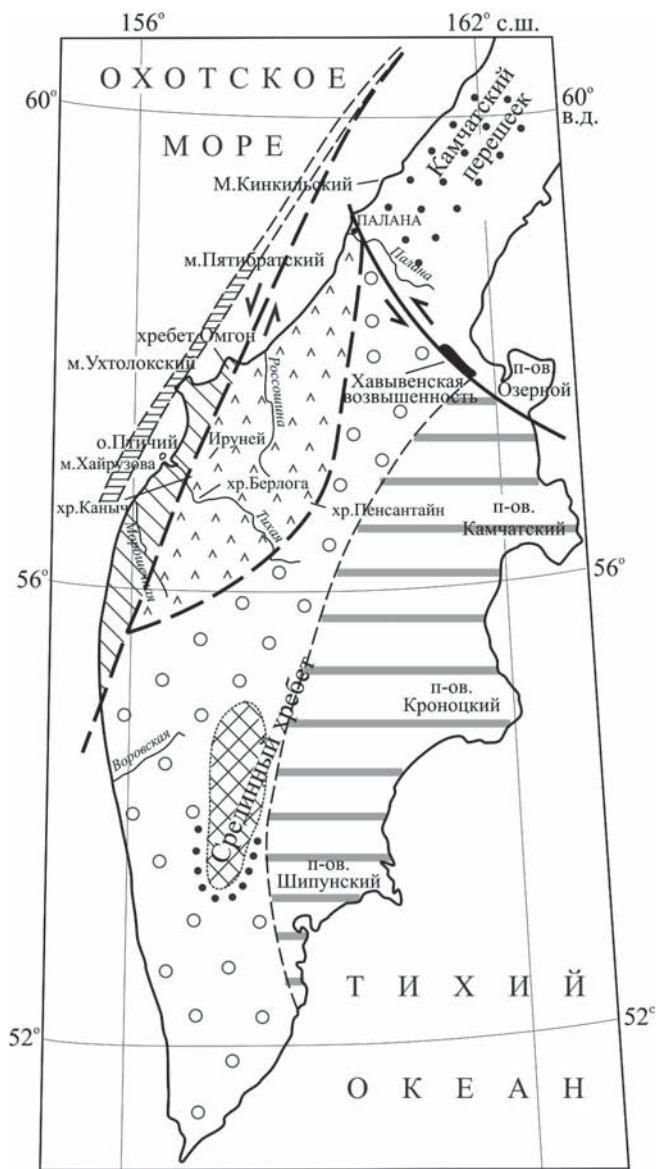


Рис. 35. Виртуальная схема распространения верхне-меловых структурно-вещественных комплексов Западной Камчатки в позднем маастрихте

1 – долиненский позднеюрско-раннемеловой кремнисто-базальтовый; 2 – омгонский альб-кампанский; 3 – ирунейский альб – турон – раннемаастрихтский; 4 – кихчикский альб – раннекампанский; 5 – гранитизированные толщи кихчикского комплекса; 6 – лесновский кампан – раннеэоценовый и хозгонский маастрихт – палеоэоценовый флишевые комплексы; 7 – сдвиги (а), надвиги (б); 8 – поздне-меловые гипербазиты Хавывенской возвышенности; 9 – преаккреционная область Восточной Камчатки; 10 – предположительная граница преаккреционной области Восточной Камчатки

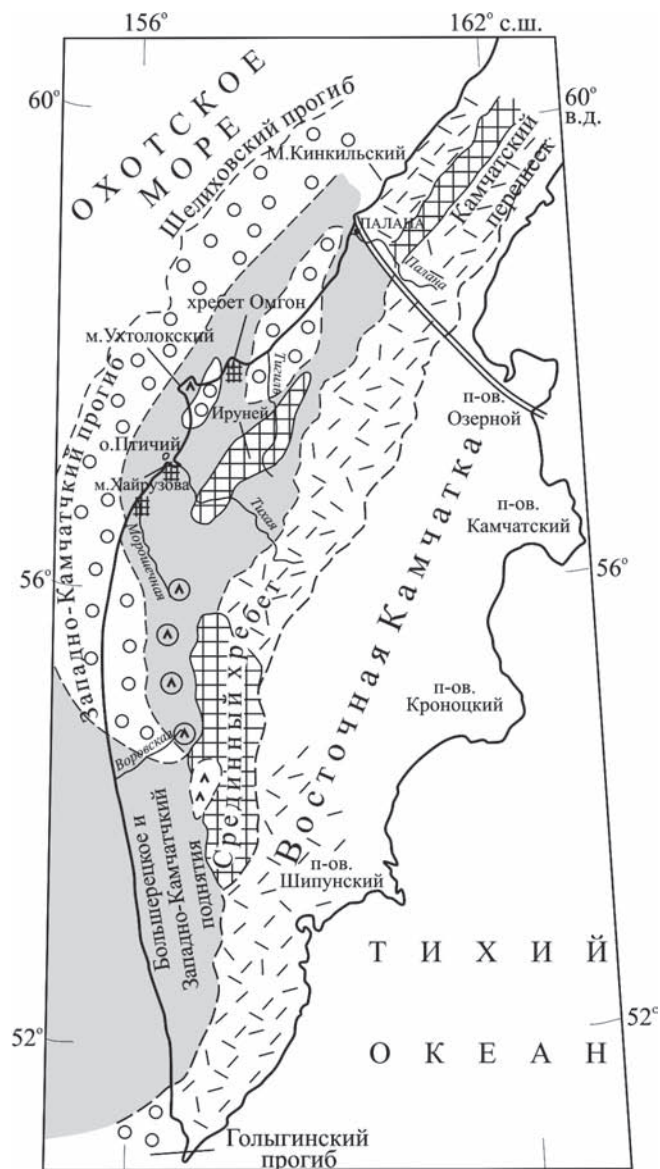


Рис. 36. Схема кайнозойских прогибов и поднятий Западной Камчатки

1 – докайнозойское складчатое основание; 2 – палеоэоценовые наземные вулканы под кайнозойскими отложениями по данным бурения (в кружках) и на поверхности; 3 – кайнозойские вулканические покровы; 4 – поднятия с мощностью кайнозойского осадочного чехла менее 3000 м; 5 – прогибы с мощностью осадочного чехла более 3000 м; 6 – Палано-Озерновская трансформная зона

возможно, среднеюрско-нижнемеловые образования, является Утхолокско-Омгонское поднятие, продолжением которого к юго-западу служит поднятие мыса Хайрюзова – горы Морошечная, где обнаружены альбские и кампан-маастрихтские образования. Эти поднятия разделены наложенным Хайрюзовским прогибом (рис. 36).

Представление о характере обстановки накопления первых осадочных палеоценовых толщ можно почерпнуть в основном из данных бурения в наиболее изученном Колпаковском прогибе (Бакун и др., 1994; Тузов, 1997; Разведочный..., 2003), поскольку в естественных обнажениях на суше обнаруживается, что базальная часть палеоценовых осадочных толщ (свита мыса Зубчатого) залегает на наземных палеоценовых вулканитах Западно-Камчатского пояса (Гладенков и др., 1997). Именно этот факт наблюдаемой стратиграфической последовательности явился обоснованием отнесения вулканогенных толщ Западно-Камчатского пояса к нижнему палеоцену, а хулгунской свиты – к верхнему палеоцену (Бакун и др., 1994; Тузов, 1997; Разведочный..., 2003). В южной части Колпаковского прогиба, на склоне Соболевского выступа в скважине Северо-Колпаковская 1 пройдена максимально известная мощность отложений верхнего палеоцена (149 м), сопоставляемых с отложениями хулгунской свиты. К северу от этой скважины мощность верхнепалеоценовых отложений сокращается до 15 м. Эти несортированные обломочные отложения сравниваются с породами конусов выноса. Южнее скважины Северо-Колпаковская 1 на складчатом меловом фундаменте залегают хорошо окатанные гравийные и галечные отложения, которые, вероятно, определяют положение волноприбойной зоны. Вышележащие отложения, сопоставляемые с напанской свитой, имеют локальное распространение, мощность их колеблется от 0 до 50 м. В этих породах много растительного детрита, кремненных фаунистических остатков. Считается, что они представляют собой аллювиально-лагунные отложения, сохранившиеся во впадинах палеорельефа. На континентальных образованиях верхнего палеоцена с размывом и базальными горизонтами песчаников залегают морские отложения среднего-верхнего эоцена, соотносимые со снатольской свитой. Нижняя часть этих морских отложений, по интерпретации (Бакун и др., 1994), формировалась в обстановке открытого шельфа,

более глубоководного на севере и мелководного на юге.

Для суши наиболее часто упоминаемыми в литературе являются молассовые отложения хулгунской и напанской свит, относимые к палеоцену и нижнему эоцену (Гладенков и др., 1997, 2002, 2014; Решения..., 1998; Григоренко, 2011; Стратиграфия морского..., 2013).

Хулгунская свита сложена исключительно континентальными обломочными толщами с богатым комплексом растительных остатков. Верхняя граница определяется сменой континентальных фаций субаквальными, а затем морскими фаунистически охарактеризованными толщами, объединяемыми в напанскую свиту. Основные выходы хулгунской свиты расположены в бассейнах рек Напана, Тихая, Тигиль, Половинка, Квачина. Мощность этих континентальных отложений изменчива – от первых сотен метров до более чем 1000 м. Напанская свита в низах разреза представлена лагунными и морскими отложениями, переходящими вверх в угленосные. Однако в Колпаковском районе отмечается безугленосный разрез, сложенный в основном песчаниками с прослоями грубообломочных отложений, отвечающий континентальным и реже – лагунным обстановкам.

Существенно новый этап кайнозойского развития Западной Камчатки наступает в среднем эоцене, когда после деформаций начала эоцена спорадически распространенные районы с континентальным и лагунным характером осадконакопления палеоцена-раннего эоцена, сменяются несогласно перекрывающей их серией морских отложений снатольской свиты (Гладенков и др., 1997, 2002, 2014; Григоренко, 2011; Стратиграфия морского..., 2013). По мнению Ю.Б. Гладенкова, А.Е. Шанцера и других (Гладенков и др., 1997), в различных районах перерыв в осадконакоплении может охватывать как поздний ипр, так и ранний лютет.

Анализ структуры и геологических событий показал, что Западная Камчатка, так же как и Охотоморский блок, в позднем мелу и впоследствии в палеогене представляли собой самостоятельные континентальные литосферные блоки. В позднем мелу оба этих континентальных блока не являлись окраиной Азиатского континента, будучи отделенными от него бассейном с океанической корой юрско-раннемелового возраста. Суще-

ствование этого бассейна, а не Палеоокеана, как это обычно считалось, определило функционирование Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканического пояса (ОЧВП) с альба по средний кампан, а также и противоположной ОЧВП Западно-Камчатской островной дуги с конца альба по ранний маастрихт.

Представляется, что в большинстве событий позднего мела в рассматриваемом регионе существенную роль играла Охотоморская континентальная плита. Именно она могла служить источником терригенного материала для верхнемелового бассейна терригенного осадконакопления Западной Камчатки. Коллизия этой плиты в среднем кампане с Азиатским континентом завершила становление ОЧВП. Однако к северо-востоку от края Охотоморской плиты, видимо, оставалось пространство бассейна с океанической корой, которая до конца раннего маастрихта продолжала поглощаться под Западно-Камчатской островной дугой, чему способствовало перемещение к востоку Азиатского континента. Существование протяженных фрагментов океанической коры в современной структуре северной краевой части шельфа Западной Камчатки, установленное геофизическими исследованиями, подтверждает эту геодинамическую схему.

Столкновение юго-восточной части Охотоморской плиты с Западно-Камчатским континентальным блоком в кампане обусловило появление коллизионных гранитов в Срединном хребте, гранитизацию и интенсивную деформацию верхнемеловых толщ, что не затронуло региональные геодинамические процессы к северу от зоны коллизии, где вплоть до середины маастрихта продолжалось формирование Западно-Камчатской островной дуги. Отложения нижнего палеогена несогласно, с конгломератами в основании перекрывают верхнемеловые вулканогенные толщи ирунейского комплекса как в центральной части Западной Камчатки (Григоренко, 2011), так и вблизи ее северного ограничения (Гладенков и др., 1997). Это определяет важное геологическое событие – завершение деформаций и перемещения как верхнемеловых ирунейских вулканогенных образований с запада на восток, так и омгонского терригенного комплекса с севера на юг.

Очень важным обстоятельством, позволяющим рассматривать Западно-Камчатский кон-

тинентальный блок как самостоятельную литосферную структуру, является Палано-Озерновская (Палано-Командорская) поперечная транслитосферная зона, существование которой в рассматриваемое поздне-меловое, а также и в более позднее время определяло границу с соседними к северу областями иного развития и строения.

7.2. Некоторые особенности геологического развития экосистемы Западно-Камчатского прогиба

Особенности геологического развития каждого региона (или экосистемы) отражаются в двух вещах: стратиграфически сменяющихся литологических формациях и встречающихся в них палеонтологических остатках – палеобиосообществах. И тому, и другому свойственны определенные особенности, анализ которых позволяет расшифровывать специфику, направленность и этапность их формирования.

В главе 4 (разд. 4.3) были освещены некоторые особенности изменения ископаемых комплексов в кайнозое западно-камчатского бассейна (на примере разреза бухты Квачина). Эти особенности позволили обосновать выделение биостратонов и стратиграфических подразделений региональной стратиграфической схемы. Но вопросы последовательности и характера геологических событий и смены палеогеографических обстановок были затронуты в меньшей мере. Между тем синтез изложенных данных по литологическому составу и структурным особенностям осадочных толщ, их изотопным и палеомагнитным характеристикам позволяет это сделать и выявить определенные тенденции, закономерности и ход развития западно-камчатского седиментационного бассейна в палеогеновое и раннемиоценовое время. Такой синтез, конечно, может оказаться в чем-то неполным, но в рамках заключительного раздела книги он будет не лишним, ибо отразит современную авторскую точку зрения на геологическую историю изученного региона и высветит не только решенные, но и не до конца освещенные и даже спорные проблемы по данной тематике. Во всяком случае он будет полезным для будущих исследователей.

7.2.1. Геологические события и обстановки в снатольско-ковачинское время. Основные палеогеографические перестройки в кайнозое

Ранее значительное место было уделено снатольской и ковачинской частям разреза бухты Квачина в связи с тем, что они начинают новый седиментационный цикл в палеогене после ранне-среднеэоценовой фазы тектогенеза (рис. 37, 38, 39). Но после разбора характеристик данного объекта представляется целесообразным привести хотя бы кратко сравнительные данные по другим разрезам этого возраста Западной Камчатки (рис. 1) (Гладенков и др., 1992). Обобщение материалов по снатольско-ковачинскому горизонту позволяет выявить некоторые общие характерные черты осадконакопления эоценового времени, а также последовательность разных событий и смену палеообстановок, что ранее вызывало много дискуссий.

Из изученного материала следует, что после раннеэоценовой фазы тектогенеза и эрозии в начале снатольско-ковачинского времени (в среднем – позднем эоцене) накапливались достаточно мощные псефитовые толщи с преобладанием конгломератов, состоящих из галек и валунов в основном меловых и палеоцено-раннеэоценовых осадочных и магматических пород. Снатольские толщи залегают на подстилающих породах с размывом и резко несогласно. Накопление этих образований проходило преимущественно на морском мелководье и реже в континентальных условиях. Это главным образом аллювиальные и пролювиальные отложения пляжей и проксимальных частей подводных дельт, вместе с которыми встречаются озерно-болотные, лагунные и коллювиальные фации. Вдоль береговой линии и по латерали имело место определенное изменение фаций от грубых псефитов до мелкообломочных. Это в значительной мере было связано с различием в строении береговых (обрывистые и низменные участки) и мелководных зон (полуострова и мысы, с одной стороны, бухты и заливы – с другой).

Специально отметим, что мощность базальных слоев снатольской свиты сильно колеблется – от десятков и даже более метров до почти полного выклинивания к выступам меловых пород. В со-

вокупности вышеперечисленные факторы могут указывать на обстановку относительно мелкого островного шельфового моря в снатольское время. Обнаружение в последнее время мелководных фаций снатольской свиты в некоторых участках современного Срединного хребта, а также находки снатольского комплекса моллюсков в отдельных разрезах Восточной Камчатки, например п-ова Озерного и Валагинского хребта, в пределах Пенжинского прогиба позволяют говорить о широком масштабе среднеэоценовой трансгрессии и, в частности, о связи в это время западно-камчатского бассейна через мелкие проливы (поперечные «Паланский» пролив и расположенный южнее «Корниловский» пролив – названия приведены условные) с восточной акваторией (рис. 37). В некоторой мере об этом могут говорить также редкие находки планктонных фораминифер из возрастных аналогов снатольской свиты (севернее устья р. Палана) и ковачинской свиты (в бухте Квачина). В самой северной части Камчатки (камчатский перешеек) в это время, возможно, еще существовал залив-пролив, тянувшийся от п-ова Ильпинский Восточной Камчатки в сторону бухты Чемурнаут Северо-Западной Камчатки и заложившийся ранее – в палеоцене – раннем эоцене. В районе Кинкильского мыса и речных систем Лесной и Шаманки можно предполагать достаточно обширную сушу, в пользу чего говорит нахождение толщ речных конгломератов севернее мыса Кинкильского. Не исключено, что эти конгломераты частично или полностью являются фациями «сухих» рек у подножья вулканических сооружений. Наряду с галькой меловых и палеоценовых камчатских пород в конгломератах изредка отмечается экзотическая галька кислых игнимбритов и агглютинатов, которые обычно не встречаются в меловых и палеоценовых толщах Камчатки. Можно предположить, что этот материал вносился реками с севера и северо-запада, возможно, частично за счет размыва охотоморского фундамента.

Следует отметить нарастание пирокластики в позднеснатольское и особенно ковачинское время. Возможно, это было связано с деятельностью вулканических систем в восточной, северной и северо-западной частях Западно-Камчатского субрегиона, хотя не исключено, что цепь вулканических островов трассировалась вдоль всего западного побережья Камчатки в акватории современного Охотского моря. Для ковачинского

времени (средний-поздний эоцен) было характерно расширение трансгрессии и установление устойчивой связи с восточными бассейнами при углублении моря в изученных районах до нижней сублиторали и даже батиаля, где накапливались преимущественно тонкообломочные слабоциклические осадки. Наличие большого объема туфов в ковачинской свите и залегание кинкильских вулканитов на раннеснатольских образованиях с перекрытием их в отдельных районах отложениями аманинско-гакхинского горизонта заставляет предполагать одновозрастность осадков ковачинской свиты и наземных вулканитов кинкильской свиты. Поле распространения последних частично погружено в акваторию залива Шелехова, но,

возможно, что вулканизм проявлялся не только в пределах охотской акватории, но и в зоне современного Срединного хребта.

Судя по сейсмическим материалам и данным бурения на магаданском шельфе, в палеогеновых разрезах современной охотской акватории проявлялся перерыв в осадконакоплении, приходящийся на доснатольское время. Далее он сменился обширными опусканиями и быстрой трансгрессией моря среднего-позднего эоцена, захватившей центральные части Западной Камчатки и охотской акватории.

Из рассмотренного материала выявляется дискретная эволюция западно-камчатских бассейнов от мелководных и, вероятно, незначительных по

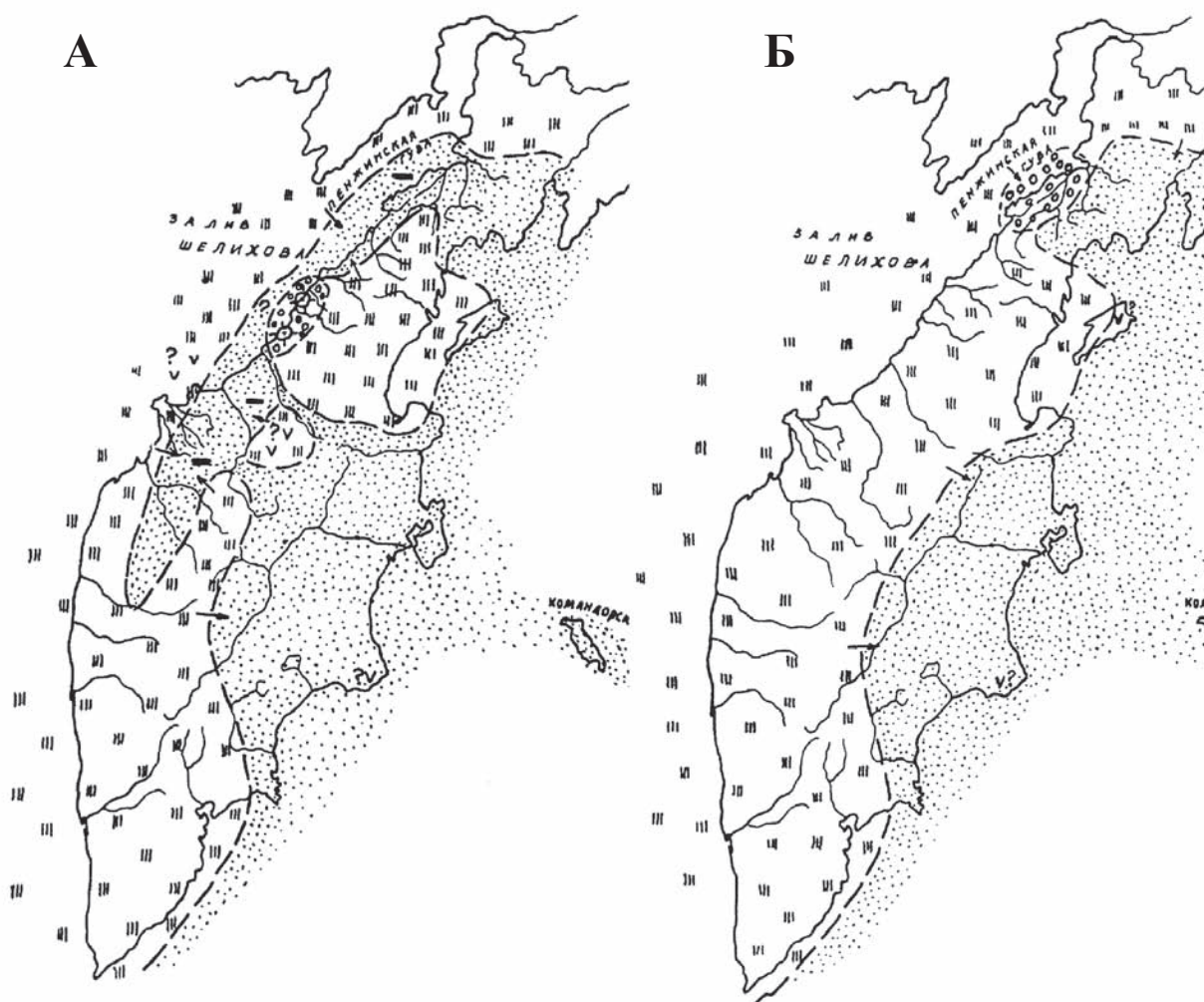
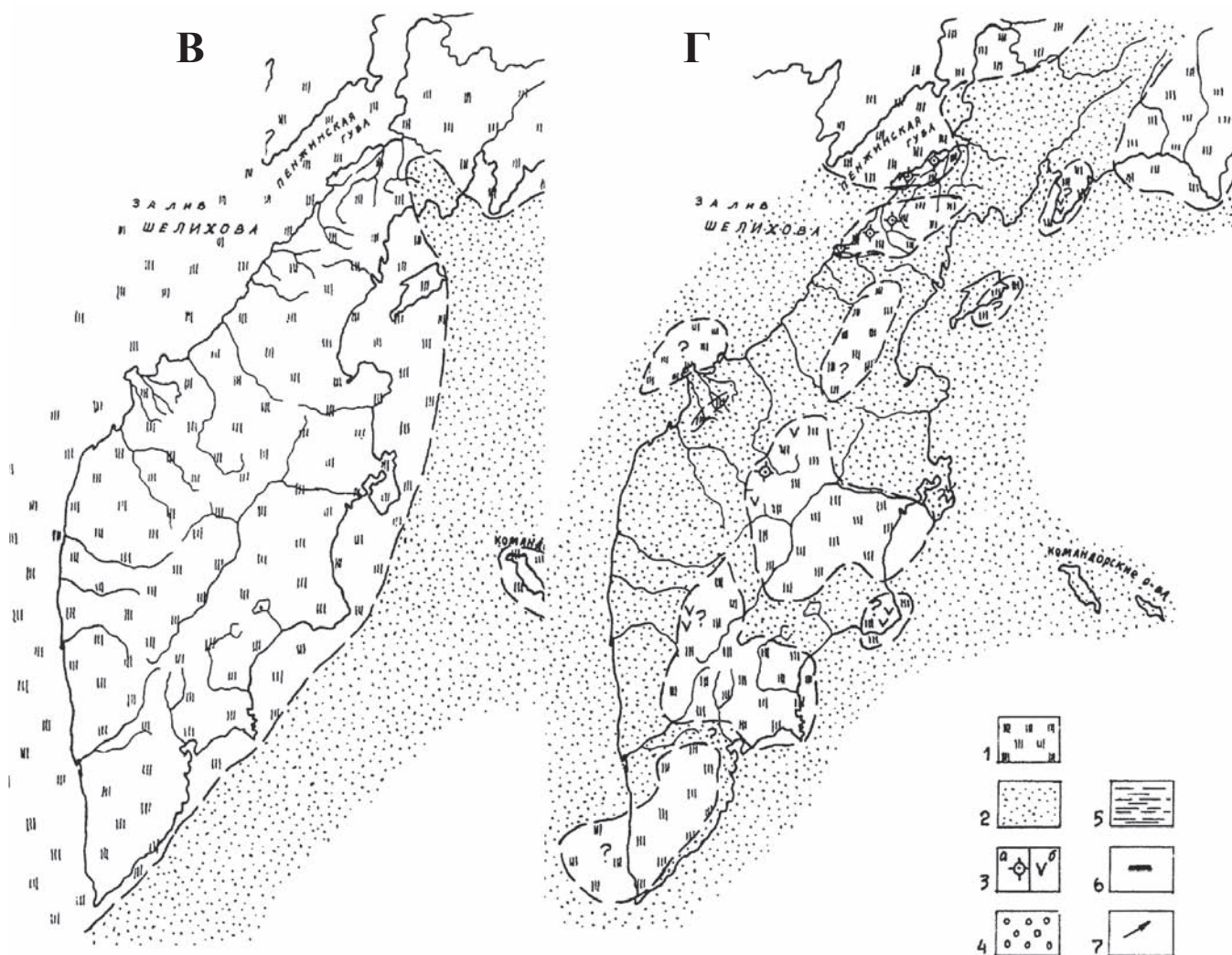


Рис. 37. Палеогеографические схемы для палеогенового времени Камчатки (Гладенков и др., 1997).

А – для палеоцена; Б – для позднего танета – раннего ипра; В – для позднего ипра – раннего среднего эоцена; Г – для позднего среднего эоцена.

площади в палеоцене к более обширным и глубоководным в эоцене. Многими исследователями Западная Камчатка рассматривалась как отдельная структурно-фациальная зона типа краевого прогиба между Охотской платформой и Восточной подвижной областью. Однако собранный в последние годы материал показывает, что развитие Западной Камчатки в эоцене (с учетом предыдущей истории) отвечает эволюции своеобразного, сложно построенного окраинно-морского бассейна с активным островным вулканизмом, с постепенным расширением и углублением акватории и с установившимися связями с восточными бассейнами осадконакопления, но с совершенно иной спецификой геологического развития.

Выше говорилось, что для снатольской и ковачинской свит характерен большой процент эндемиков в комплексах моллюсков (до 60–80%). При этом в одновозрастных отложениях Японии, Сахалина и Северной Америки отмечено достаточно много общих форм (около 20 видов). Создавалось впечатление, что комплекс моллюсков снатольской свиты в целом ближе к североамериканскому, чем к японскому, при приблизительном соотношении 1:3, что позволяет предполагать достаточно тесные связи шельфовых бассейнов Камчатки и Северной Америки. Однако, исходя из состава комплексов моллюсков ковачинского возраста, можно думать о весьма широких связях бентосных сообществ камчатского и сахалино-японско-



1 – суша; 2 – море; 3 – вулканические проявления; а) выявленные б) предполагаемые; 4 – континентальные бассейны осадконакопления; 5 – осадконакопление в застойных мелководных водоемах; 6 – угленакпление; 7 – направление сноса обломочного материала (Гладенков и др., 1997)

го бассейнов. По-видимому, эти коммуникации особенно заметно проявились при значительной трансгрессии и потеплении позднего эоцена при относительно широком распространении тепловодных (субтропических и тропических) форм. Данные по фораминиферам и диноцистам в целом подтверждают это предположение.

7.2.2. Особенности накопления кайнозойских осадочных толщ в тигильском регионе западно-камчатского прогиба и тренды изменения природных обстановок, температурного режима и химического состава морских вод

Палеогеновые и неогеновые толщи бухты Квачина являются частью осадочных комплексов, которые накапливались в шельфовой зоне западно-камчатского прогиба, принадлежащего тектонически активной альпийской складчатой области Дальнего Востока. Строение и условия их формирования определялись, видимо, зонально проявлявшимися тектоническими процессами (с локальными тектоническими движениями и деформациями в разных структурах), а также, возможно, явлениями эвстатической природы. По мнению некоторых геологов (Григоренко, 2011), палеобассейн Западной Камчатки, простиравшийся на север до мыса Пятибратский, мог отделяться от палеоакватории восточной части Охотского моря временно или частично гирляндой островов, которая протягивалась вдоль современного шельфа и побережья Камчатки. В таком случае этот палеобассейн может считаться в какой-то мере полуизолированным и, возможно, бесприливным водоемом.

В истории кайнозойского бассейна района бухты Квачина проходили значительные перестройки палеогеографических обстановок. В начале эоцена в регионе произошли *тектонические деформации*, приведшие к образованию складчатых и разрывных структур, сложенных мезозойскими и палеоцен-нижнеэоценовыми толщами (рис. 38, 39). Затем во второй половине среднего эоцена наступила снатовская трансгрессия с последующим углублением бассейна в олигоцене. Учитывая данные по возрасту диноцистовых комплек-

сов 1 и 2 в данном разрезе, можно предположить, что перерыв между подошвой тигильской толщи (бартон) и подстилающими деформированными породами ипра – низов лютета(?) охватывал несколько миллионов лет. Обмеление бассейна намечалось к концу миоцена, которым завершился крупный седиментационный цикл.

Выше, в главе 2, была дана характеристика типам пород, которые слагают данный разрез, и определены их фациальная смена и состав. Как уже указывалось, в разрезе выделяются две серии осадков – тигильская и белесоватая толщи. Эти толщи могут рассматриваться как подциклы значительного *седиментационного цикла* первого порядка, которые соответствуют возрастному интервалу от среднего эоцена до нижнего миоцена включительно и узнаются во многих регионах Камчатки (рис. 40).

Тигильская толща – средний-верхний эоцен (в основном конгломераты, гравелиты, песчаники и углистые линзы) трансгрессивно залегает на подстилающих сложно дислоцированных породах с размывом и резко несогласно. Она формировалась в условиях мелководного бассейна, в прибрежной обстановке, которая была характерна для региона на протяжении около 20 млн лет. В ней отмечаются много размывов, слоев с остатками мелководной фауны и листовой флоры. В верхней ее части начинают отмечаться следы вулканической деятельности в виде тонких прослоев туфов. Перекрывающая ее белесоватая толща олигоцена, сложенная в основном относительно глубоководными слоистыми, часто кремнистыми туфоалевролитами, диатомитами и пепловыми туфами, отличается циклическим строением. Для нее характерны обычно многочисленные тонкие прослои туфов, которые свидетельствуют об активной вулканической деятельности в соседних районах на протяжении около 15 млн лет. Типичными для нее являются сравнительно глубоководные бентосные комплексы ископаемых. Особенности толщи заключаются в том, что она формировалась в относительно холодноводной обстановке, возможно при $-4 \div -8$ °С, при доминировании в поровых водах метаногенной углекислоты. В целом отложение белесоватой толщи проходило во время трансгрессивного периода. И только верхняя ее часть – нижнемиоценовая (в основном песчаники и гравелиты) – накапливалась в обстановке мелководного бассейна в условиях регрессивного режима.

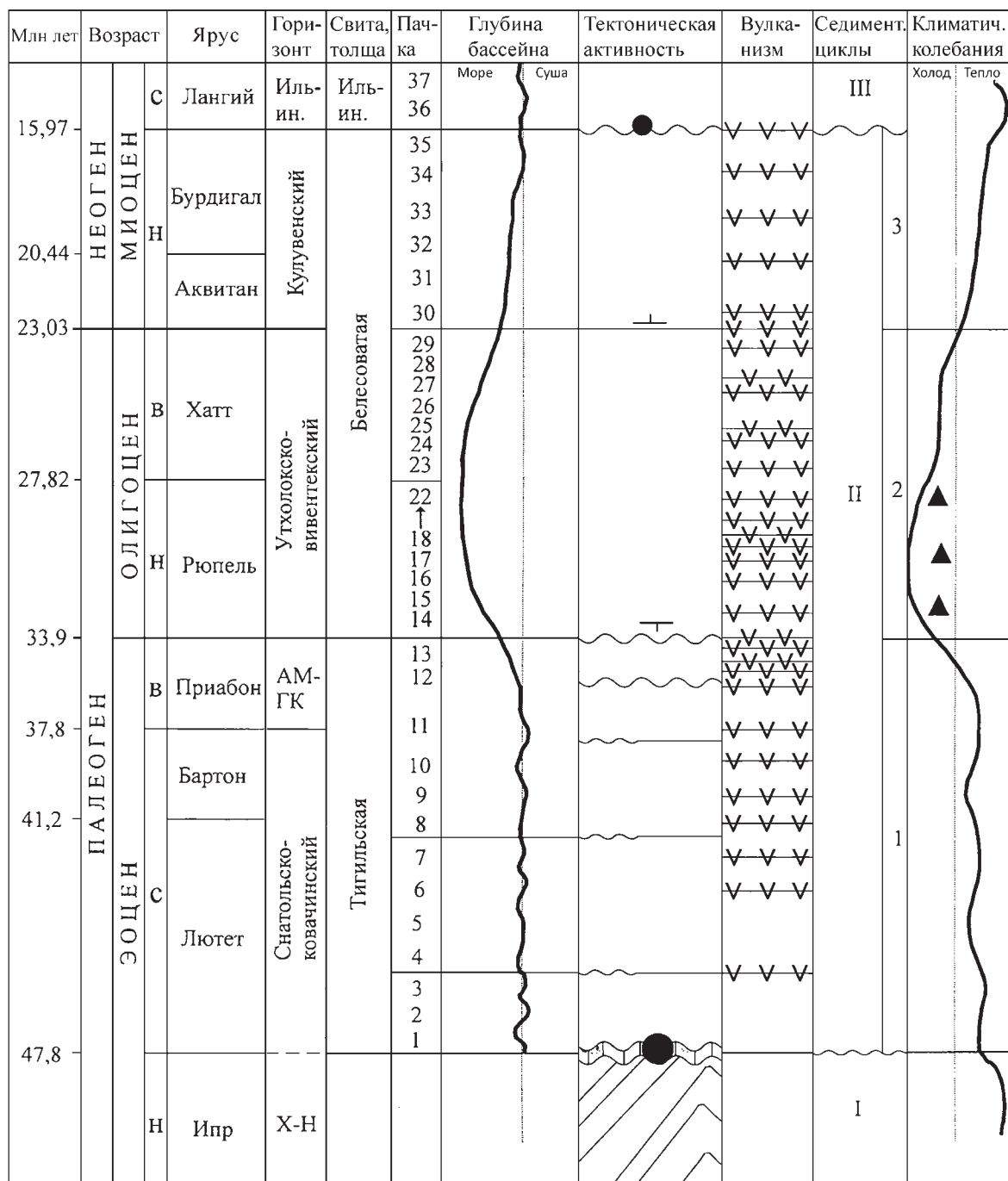


Рис. 38. Календарь геологических событий по материалам изучения разреза кайнозоя бухты Квачина
 Черными кружками показаны уровни палеогеографических перестроек, треугольниками – распространение экзотических глыб, галочками – присутствие вулканических образований, волнистой линией – следы размывов

Анализ материалов по всем палеонтологическим группам, которые встречаются в разрезе бухты Квачина, вскрывает многие особенности истории кайнозойского бассейна Западной Камчатки. Например, приведенные выше данные свидетель-

ствуют о том, что в тигильское и кулувенское время (соответственно эоцен и ранний миоцен) морской бассейн был сравнительно мелководным, и в этих условиях происходили *размыв и перемыв* древних пород и переотложение органических

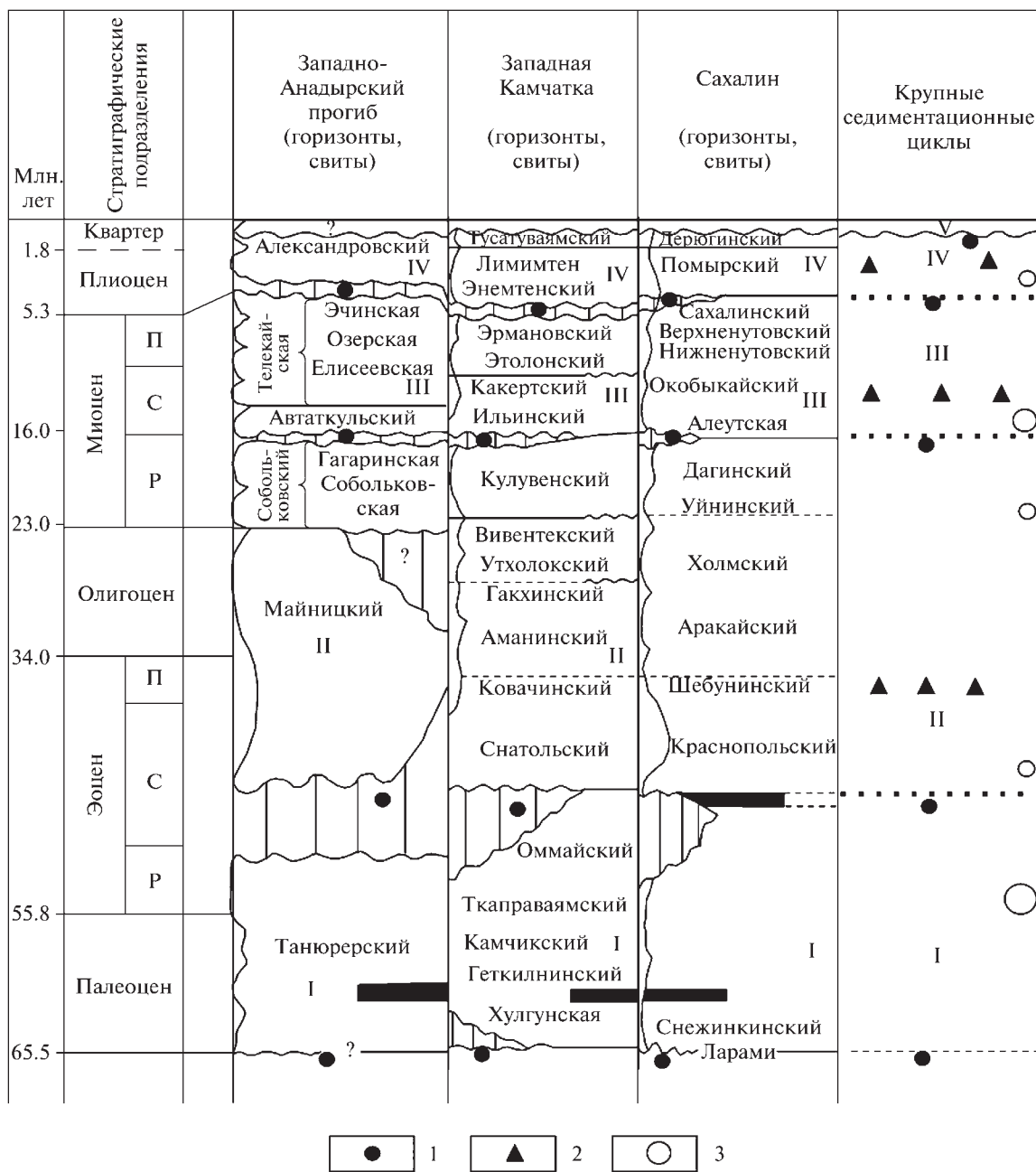


Рис. 39. Корреляция кайнозойских толщ Камчатки, Сахалина и Корякского нагорья и фазы тектонической активности (Гладенков, 2013)

1 – фазы тектогенеза, 2 – трансгрессия, 3 – климатический оптимум

остатков. В частности, в нижних слоях тигильской толщи встречаются переотложенные остатки нижнемеловых(!) диноцист, а в кулувенских пачках отмечено значительное переотложение остатков диатомовых и фораминифер олигоцена. В ильинской свите среднего миоцена также зафиксирован перемыв более древних олигоцен-нижне-

миоценовых пород, который отразился в наличии переотложенных раковин моллюсков, остатков диатомей и фораминифер.

Хотя ранее было сказано о формировании белесовой толщи в относительно глубоководных условиях, следует отметить, что данные по диноцистам дают основание предполагать, что време-

нами накопление пачек белесовой толщи проходило в условиях, приближенных к прибрежным, с затруднительной циркуляцией морской воды и постоянным привнесом пресных вод. Об этом же свидетельствуют и данные по диатомеям. В пользу этого говорит также обнаружение в ряде случаев водорослевых структур в карбонатных конкрециях, которые могут указывать на их формирование в пределах относительно небольших глубин (может быть, даже в фотической зоне). В отдельные моменты олигоценового периода (в конце раннего олигоцена и в позднем олигоцене), по диатомовым данным, усиливалось влияние поверхностных вод со стороны открытого моря. Возможно, это совпадает с максимумом трансгрессий олигоценового времени в Охотоморском регионе и расширением проливов, соединяющих западно-камчатский и восточно-камчатский морские бассейны.

Отметим еще раз, что осадконакопление в Тигильском районе, куда относится и участок современной бухты Квачина, проходило в условиях шельфовой зоны Западной Камчатки. В этой зоне повсеместно отмечалась фациальная неоднородность осадков, которая определялась разными ти-

пами сносимого материала, глубиной различных участков бассейна, сложной топографией рельефа его дна, участием в седиментационном процессе вулканического материала, развитием морских течений и т.п. Непосредственно на участке, где находится современная бухта Квачина, накопление терригенных осадков среднего эоцена – нижнего миоцена проходило на размытой поверхности дислоцированных мел-раннеэоценовых толщ, при этом часто в условиях неровного рельефа дна. В данном случае в пределах этого района седиментационного бассейна имелись два приподнятых участка (на северо-востоке меловой выступ мыса Омгон и на юге выступы образований палеоэоцена(?) – нижнего эоцена, отмечающиеся в сторону мыса Утхолокского). Поэтому осадочные слои, типичные для углубленных участков, в направлении к выступам могли сокращаться в мощности, местами выклиниваться и изменяться в составе пород (от сравнительно тонких до грубообломочных и даже угленосных фаций). Возможно также, что при осадконакоплении сказывались и конседиментационные процессы, которые тоже могли приводить к выклиниванию слоев на приподнятых участках (рис. 40).

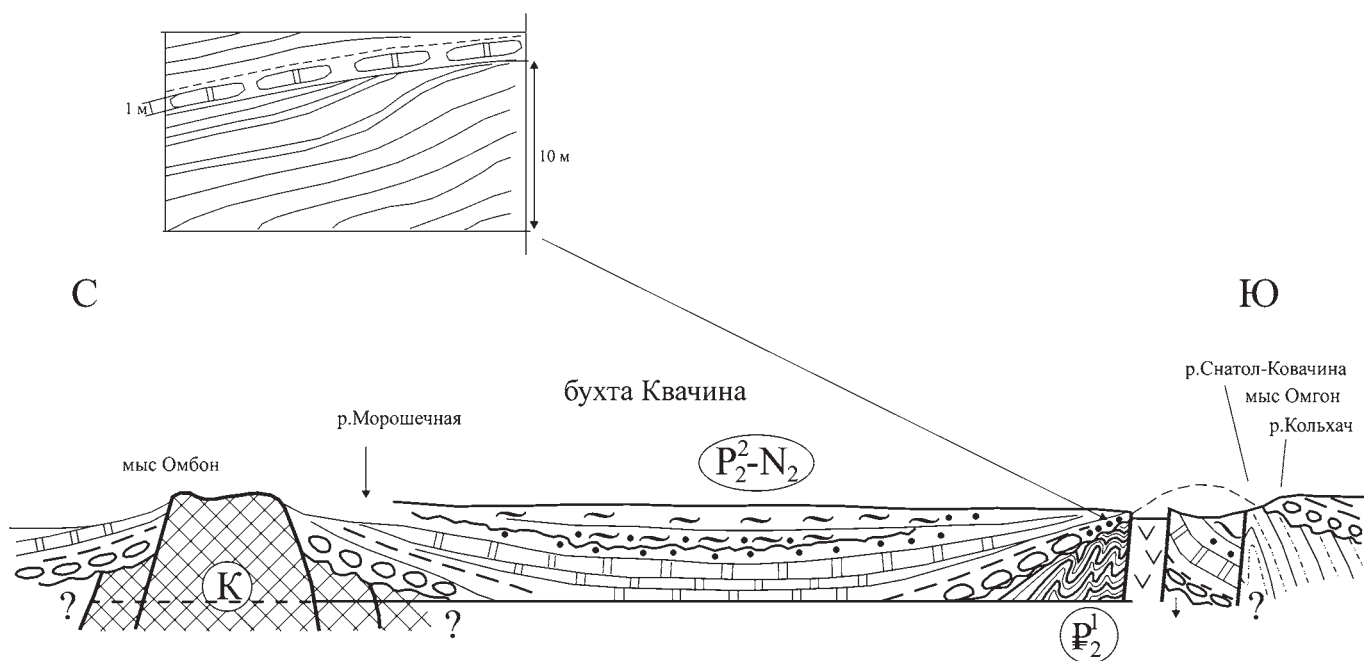


Рис. 40. Схема залегания палеоген-неогеновых отложений в бухте Квачина Западной Камчатки (вид со стороны моря)

Условные обозначения см. на рис. 5. Слева сверху фрагмент прилегания 3-го горизонта с крупными конкрециями белесовой толщи

При анализе осадочных толщ этого бассейна приходится иметь в виду, что вблизи берега могли возникать серии с *проградационными структурами*, типичными для шельфов в целом и для краевых частей участков с отрицательными формами рельефа. Не исключено, что формирование отложений описанных толщ проходило частично в каньоно-веерных системах. Возникновение горизонтально лежащих тонких алевритовых осадков можно связывать со слабым площадным перемешиванием водных масс на окраинах конусов. Пологая изогнутая слойчатость пород могла быть результатом облекания неровностей рельефа при понижении и поднятии дна бассейна. Выше (см. в главе 2) было высказано предположение о том, что в целом палеогеновые отложения бухты Квачина, как и района бухты Майнач, вероятно, представляют собой серию наложенных конусов выноса (клиноформы на шельфе) с разной интенсивностью поступления обломочного материала, состоящего из пород разного гранулометрического состава на разных современных срезях (дистальных и проксимальных) этих конусов. Наиболее тонкозернистые образования формировались в дистальной части конусов выноса при переотложении тонких фракций андезитовой и более кислой витрокластике (включая и тефру), которая в процессе пластовой гидротермальной переработки изменялась и, возможно, послужила основным материалом для формирования кремнистости вулканотерригенных отложений.

Исходя из литологических характеристик пород разреза *снос* терригенного материала в бассейне осуществлялся в основном с юго-востока (прежде всего с выступа Срединного хребта Камчатки), где размывались метаморфические, вулканические и терригенные образования в основном мезозойского возраста. Но имеется предположение о возможном размыве мезозойских и нижнепалеогеновых пород (в том числе и ныне затопленной вулканической дуги), находившихся в восточной части современного Охотского моря (Хасимудинова и др., 2015). К сожалению, отсутствие детальных сейсмостратиграфических материалов и данных бурения по этому району не позволяет эти предположения сделать более обоснованными.

Выше в разных разделах книги уже затрагивались вопросы палеогеографических обстановок,

в частности *палеоклимата* (рис. 38). Используя характеристики выделенных палеобиосообществ в разрезе бухты Квачина, авторы приведенных выше разделов сделали гипотетичные заключения об изменениях *глубины* древнего бассейна и температуры морской воды. В частности, предполагалось, что осадки белесоватой толщи формировались в относительно глубоководных условиях (нижняя сублитораль, возможно, батиграль), а тигильская толща и верхняя часть белесоватой серии – в мелководных обстановках. В пользу этого свидетельствуют не только палеонтологические, но и изотопные данные (как уже отмечалось, доминирование в поровых водах метаногенной углекислоты во время накопления белесоватой толщи).

Были подмечены и определенные тренды изменения *температурных* условий в прошлом. В тигильское время в общем преобладали относительно тепловодные обстановки, а во время формирования белесоватой толщи – сравнительно холодноводные. Это заключение следует как из палеонтологических данных (из анализа бентосных и планктонных комплексов), так и изотопных материалов, согласно которым температура морской воды во время отложения белесоватой толщи была около 4–8 °С. Это обстоятельство могло быть связано, с одной стороны, с общим похолоданием, свойственным олигоценному периоду, а с другой – с глубоководными условиями осадконакопления в это время (известно, что с увеличением глубины отмечается понижение температуры морской воды). В нижней части белесоватой толщи (ранний олигоцен) обнаружены эрратические валуны (обычно глыбы и обломки вулканитов), что, возможно, связано с ледниковым разносом того времени. Это подтверждает тезис об относительном похолодании того времени. В противовес этому кулувенская и ильинская части разреза формировались в сравнительно теплое время, которое характеризовалось миграцией многих тепловодных сообществ от японских широт в северном направлении. На фоне этих общих тенденций в ряде случаев на основе палеонтологических данных можно отметить следы более мелких климатических флуктуаций. Так, например, они выявляются в эоцене, олигоцене, конце раннего миоцена и начале среднего миоцена, когда проявилось заметное потепление.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные новые сведения о кайнозойских толщах Западной Камчатки могут быть полезны геологам, изучающим этот регион, особенно в связи с проводящимися здесь геологосъемочными и поисковыми работами, в частности на каустбиолиты.

Этот пример показывает, что применение различных палеонтологических групп позволяет разработать новые уточненные варианты расчленения палеогена и неогена данного района, обосновать корреляции с соседними районами и другими регионами северо-тихоокеанской области, что дает основание более точно, чем раньше, определять возраст древних толщ. Одновременно на основе палеонтологических и литологических материалов были выявлены следы разных геологических событий, а также расшифрованы палеогеографические и палеоклиматические обстановки. Использование же палеомагнитных и изотопных материалов сделало корреляционные построения значительно обоснованнее. Специально следует отметить, что мультидисциплинарный подход к расчленению кайнозоя изученного района позволил предложить оригинальную классификацию стратиграфических подразделений (с выделением слоев с фауной или флорой, региональных и субглобальных зон, горизонтов – регионарусов), которую можно использовать и для других районов.

Приведенные материалы показывают, что в пределах отдельных районов Западной Камчатки может происходить существенное изменение мощности местных подразделений (до полного выклинивания ряда свит – хулгунской, напанской, аманинской, гакхинской и др.) с проявлением их заметной фациальной изменчивости. Это заставляет при сопоставлении разрезов осадочных толщ изучать свиты не только по простирацию, но и вкрест простираения древних седиментационных бассейнов, чтобы приводить собранный материал к трехмерным моделям. Нельзя забывать также,

что в таких бассейнах часто формируются *клиноформы* разного масштаба и *проградационные тела*, особенно типичные для прибрежных зон.

С другой стороны, следует учитывать особенности *циклического строения* палеогеновых и неогеновых образований, связанного с фазами тектогенеза и относительными колебаниями уровня моря, которые приводили к образованию осадочных циклов разного масштаба, *перерывам и размывам* в седиментационной структуре разрезов различных районов, а в ряде случаев – к резким *угловым несогласиям* в залегании древних толщ. Одно из таких несогласий ярко выражено в основании снатольской свиты региона (Гладенков, 2013). Учет всех этих материалов и выявленных особенностей строения кайнозойских образований Западной Камчатки может помочь при дальнейших геологических исследованиях и, в частности, быть полезным в выявлении местонахождения скоплений углеводородного сырья на определенных стратиграфических уровнях как на суше, так и в шельфовых зонах Камчатского региона.

Безусловно, в будущем следует повысить масштаб и качество *биостратиграфических исследований*. Совершенно ненормально, когда в таких крупных регионах, как Камчатка и Сахалин, практически исчезли специалисты-палеонтологи. На примере проведенных работ видно, что палеонтологический метод остается самым надежным при расчленении и корреляции древних толщ. И все стратиграфические схемы местного, регионального и субглобального масштаба прежде всего базируются на палеонтологических данных. Именно новые биостратиграфические материалы будут всегда востребованы при геолого-съемочных работах *нового поколения*. Между тем кадровый голод чувствуется уже сейчас, и это положение может еще более ухудшиться в будущем. В наши дни оно серьезно начинает сказываться на уров-

не (понижении) грамотного обеспечения стратиграфической основой проводимой геологической съемки и на качестве обработки скважинного материала при поисковых работах на шельфах.

И конечно, для успешного проведения любых геологических работ совершенно необходимо комплексирование данных по био-, лито- и сейсмостратиграфии, что предполагает координацию, а не разобщение исследований различных геологических организаций в дальневосточной области. Только это может привести к искомым результатам в короткие сроки.

Из анализа рассмотренного материала следует, что для всестороннего решения стратиграфических проблем Западной Камчатки необходимы дополнительные исследования с привлечением масштабных тематических работ для получения детальных микропалеонтологических, палеомагнитных и изотопных данных. В целом, несмотря на успехи в изучении западно-камчатского палеобассейна, остаются не расшифрованными многие вопросы его строения и истории: а) точное время его заложения и закрытия; б) изменение его границ во времени и перемещение батиметрических центров; в) возможные источники сноса

терригенного материала; г) внутреннее строение и рельеф дна бассейна; д) строение окраинных и глубоководных его частей; е) связь с восточно-камчатскими бассейнами и пр. Вот почему геологические исследования этого региона нуждаются в расширении.

И последнее замечание. Как отмечалось выше, описанный разрез стратиграфически вверх наращивается за счет береговых обнажений средневерхнемиоценовых свит бухты Квачина. Эти толщи наряду с палеогеновыми отложениями с точки зрения нефтегазоносности представляются весьма перспективными.

Благодарности. Авторы хотели бы выразить искреннюю благодарность нашим коллегам, которые в последние десятилетия много сделали для изучения геологии Западной Камчатки и, в частности, исследования разреза бухты Квачина – А.Е. Шанцеру, А.И. Челебаевой, В.Н. Синельниковой и Г.М. Братцевой.

Работа выполнена по гостеме № 0135-2018-0033 ГИН РАН при поддержке проекта РФФИ № 16-05-00199 и Программы № 17 фундаментальных исследований Президиума РАН.

Часть II
ПРИЛОЖЕНИЕ
ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ
(фототаблицы)

Моллюски (Таблицы I–V) (*Ю.Б. Гладенков*)

Фораминиферы (Таблицы I–XIV) (*С.И. Бордунов, Т.В. Дмитриева, Н.А. Фрегатова*)

Диатомовые водоросли (Таблицы I–IV) (*А.Ю. Гладенков*)

Диноцисты (Таблицы I–VII) (*Г.Н. Александрова*)

Литологические шлифы (Листы – Таблицы 1–7) (*А.Р. Геннер*)

Обнажения кайнозойских толщ бухты Квачина

МОЛЛЮСКИ

Фототаблица I

- Фиг. 1, 4.** *Yoldia (Yoldia) uvutschensis* Gladenkov. 1 – обр. № 12/55, ×2, двустворчатый экземпляр, вид сверху на правую створку; р. Морошечная, ковачинская свита. 4 – обр. № 4/6, двустворчатый экземпляр, вид сверху на левую створку, ×8; гора Увуч, снатольская свита.
- Фиг. 2, 3.** *Yoldia (Portlandella) watasei* Kanehara. 2 – обр. № 14е, вид сверху на правую створку; р. Снатол, ковачинская свита. 3 – обр. № 13/15, вид сверху на левую створку, ×1; Майначский разрез, ковачинская свита.
- Фиг. 5, 6.** *Solemya tigilensis* L. Krisht. in Devijatilova. 5 – обр. № 9/2, двустворчатый экземпляр, вид сверху на правую створку; ×1,5; р. Морошечная, снатольская свита. 6 – обр. № 12/55, двустворчатый экземпляр, деталь скульптуры, ×4; р. Морошечная, ковачинская свита.
- Фиг. 7.** *Nuculana (Nuculana) snatolensis* Sinelnikova. Обр. № 4/6, ядро двустворчатого экземпляра, ×1,5; бухта Квачина, снатольская свита.
- Фиг. 8.** *Huxleyia snatolana* Sinelnikova. Голотип № 14д/1, вид изнутри, ×15; бухта Квачина, снатольская свита.
- Фиг. 9.** *Modiolus restorationensis* Van Winkle. Экз. № 13/17, двустворчатый экземпляр, вид сверху на правую створку; Майначский разрез, ковачинская свита.
- Фиг. 10.** *Mytilus littoralis* Slod. Обр. № 18/11-14, двустворчатый экземпляр, вид сверху на правую створку; Точилинская антиклиналь, снатольская свита.
- Фиг. 11, 12.** *Delectopecten kamtschaticus* L. Krisht. Обр. № 8449, ×1,5; правые створки с частично сохранившейся раковиной; бухта Квачина, белесоватая толща.
- Фиг. 13.** *Thyasira snatolensis* L. Krisht. Обр. № 57/1, двустворчатый экземпляр, вид сверху на левую створку; р. Снатол, ковачинская свита.

Фиг. 14, 15. *Miltha snatolensis* Sinelnikova.

Обр. № 9/2, 14 – ядро левой створки с остатками раковины; 15 – голотип № 9/2-1, двустворчатый экземпляр, вид сверху на правую створку; бухта Квачина, снатольская свита.

Фиг. 16. *Diplodonta utcholokensis* Пуина.

Обр. № 5/2, правая створка, мускульные отпечатки, ×1; бухта Квачина, снатольская свита.

Фиг. 17, 18, 19. *Cardita xenophonti* L. Krisht.

17 – обр. № 4/6, правая створка, вид сверху, ×2; бухта Квачина, снатольская свита. 18 – обр. № 13/15, правая створка, вид сверху; Майначский разрез, ковачинская свита. 19 – обр. № 4/10, правая створка, вид сверху; р. Пятибратка, снатольская свита.

Фиг. 20. *Papyridea utcholokensis* Пуина.

Обр. № 5/2, левая створка, вид сверху, бухта Квачина, «туфогенный» горизонт (И.Б. Плешаков, 1939).

Фиг. 21, 22. *Acanthocardia snatolensis* L. Krisht.

21 – обр. № 5/2, левая створка, вид сверху, ×2; бухта Квачина, «туфогенный» горизонт. 22 – обр. № 14д, правая створка, вид сверху, ×5; р. Снатол, снатольская свита.

Фиг. 23. *Nemocardium kovatschensis* L. Krisht.

Обр. № 4/80, левая створка, вид сверху; бухта Квачина, ковачинская свита.

Фиг. 24. *Solen (Eosolen) tigilensis* Slod.

Обр. № 4/6, фрагмент левой створки, зубной аппарат, ×3,5; бухта Квачина, снатольская свита.

Фототаблица II

Фиг. 1, 2. *Solen (Eosolen) tigilensis* Slod.

1 – обр. № 4/6, левая створка с частично сохранившейся раковиной, вид сверху; бухта Квачина, снатольская свита. 2 – обр. № 12/10, фрагмент задней части раковины; р. Пятибратка, снатольская свита.

Фиг. 3. *Mya tigilensis* L. Krisht.

Обр. № 4/6, двустворчатый экземпляр, вид на правую створку; бухта Квачина, снатольская свита.

Фиг. 4. *Macoma kovatschensis* Sinelnikova.

Голотип № 4/6-11, двустворчатый экземпляр, вид сверху на правую створку; бухта Квачина, снатольская свита.

Фиг. 5. *Macoma tigilensis* L. Krisht.

Обр. № 13/15, двустворчатый экземпляр, вид сверху на правую створку; Майначский разрез, ковачинская свита.

Фиг. 6. *Gari ovriensis* Sinelnikova.

Голотип № 5/2-11, двустворчатый экземпляр, вид сверху на левую створку; бухта Квачина, снатольская свита.

Фиг. 7. *Macrocallista pleshakovi* Sinelnikova, sp. nov.

Обр. № 2/5, голотип, левая створка, вид сверху; бухта Квачина, снатольская свита.

Фиг. 8. *Pitar tigilensis* Sinelnikova.

Обр. № 12/55, двустворчатый экземпляр, левая створка; бухта Квачина, р. Морошка, ковачинская свита.

Фиг. 9. *Pholadomya utcholakensis* Sinelnikova.

Голотип № 4/6, двустворчатый экземпляр с частично сохранившейся раковиной, вид на левую створку; бухта Квачина, снатольская свита.

Фиг. 10. *Cyrena inspirabilis* L. Krisht.

Обр. № 77, левая створка, вид сверху; р. Квачина, снатольская свита.

Фиг. 11. *Corbicula kamtschatica* L. Krisht.

Обр. № 9/2, левая створка, вид сверху; бухта Квачина, снатольская свита.

Фиг. 12, 13. *Ostrea tigiliana* Slod.

Обр. № 10/10, 12 – наружный вид верхней створки, 13 – вид на внутреннее строение верхней створки; р. Пятибратка, снатольская свита.

Фиг. 14. *Thracia kamtschatica* L. Krisht.

Обр. № 10/11, двустворчатый экземпляр, вид сверху на левую створку; р. Пятибратка, снатольская свита.

Фототаблица III

Фиг. 1, 2. *Serripes groenlandicus* (Bruguere), 1789.

Обр. № 37-а, левая и правая створки; бухта Квачина, ильинская свита.

Фиг. 3, 4. *Crassicardia puella* (Slod., 1938).

Обр. № 37-б, левая и правая створки; бухта Квачина, ильинская свита.

Фиг. 5. *Chlamys* cf. *kaneharai* (Yokoyama), 1926.

Обр. № 37/1, правая створка; бухта Квачина, ильинская свита.

Фиг. 6. *Turritella* sp.

Обр. № 37/2, правая створка; бухта Квачина, ильинская свита.

Фиг. 7, 9. *Papyridea securiformis* Slodkewitsch, 1938.

Обр. № 37/3, правая створка; бухта Квачина, ильинская свита.

Фиг. 8. *Polinices* sp.

Обр. № 37/4; бухта Квачина, ильинская свита.

Фиг. 10. *Mya grewinki* Makiyama, 1934.

Обр. № 37/5, левая створка; бухта Квачина, ильинская свита.

Фиг. 11. *Colus (Aulafusus)* aff. *rekinnensis* (Devjatilova, 1981).

Обр. № 37/6; бухта Квачина, ильинская свита.

Фототаблица IV

Фиг. 1. *Mya grewinki* Makiyama, 1934.

Обр. № 37/8: а – вид сверху, б – внутреннее строение, в – зубной аппарат; бухта Квачина, ильинская свита.

Фиг. 2. *Modiolus wajampolkensis* Slodkewitsch, 1938.

Обр. № 37/9, левая створка; бухта Квачина, ильинская свита.

Фиг. 3. *Mytilus* cf. *ochotensis* Slodkewitsch, 1936.

Обр. № 37/10; бухта Квачина, ильинская свита.

Фиг. 4. *Macoma* cf. *osacaensis* Krishtofovich, 1954.

Обр. № 37/11, правая створка; бухта Квачина, ильинская свита.

Фиг. 5, 6, 7. *Acmaera paleomitra* Sinelnikova, 1990.

Обр. № 37/12, вид сверху; бухта Квачина, ильинская свита.

Фиг. 8. *Pododesmus* cf. *macrohisma* (Deshayes), 1841.

Обр. № 37/13, вид изнутри; бухта Квачина, ильинская свита.

Фототаблица V

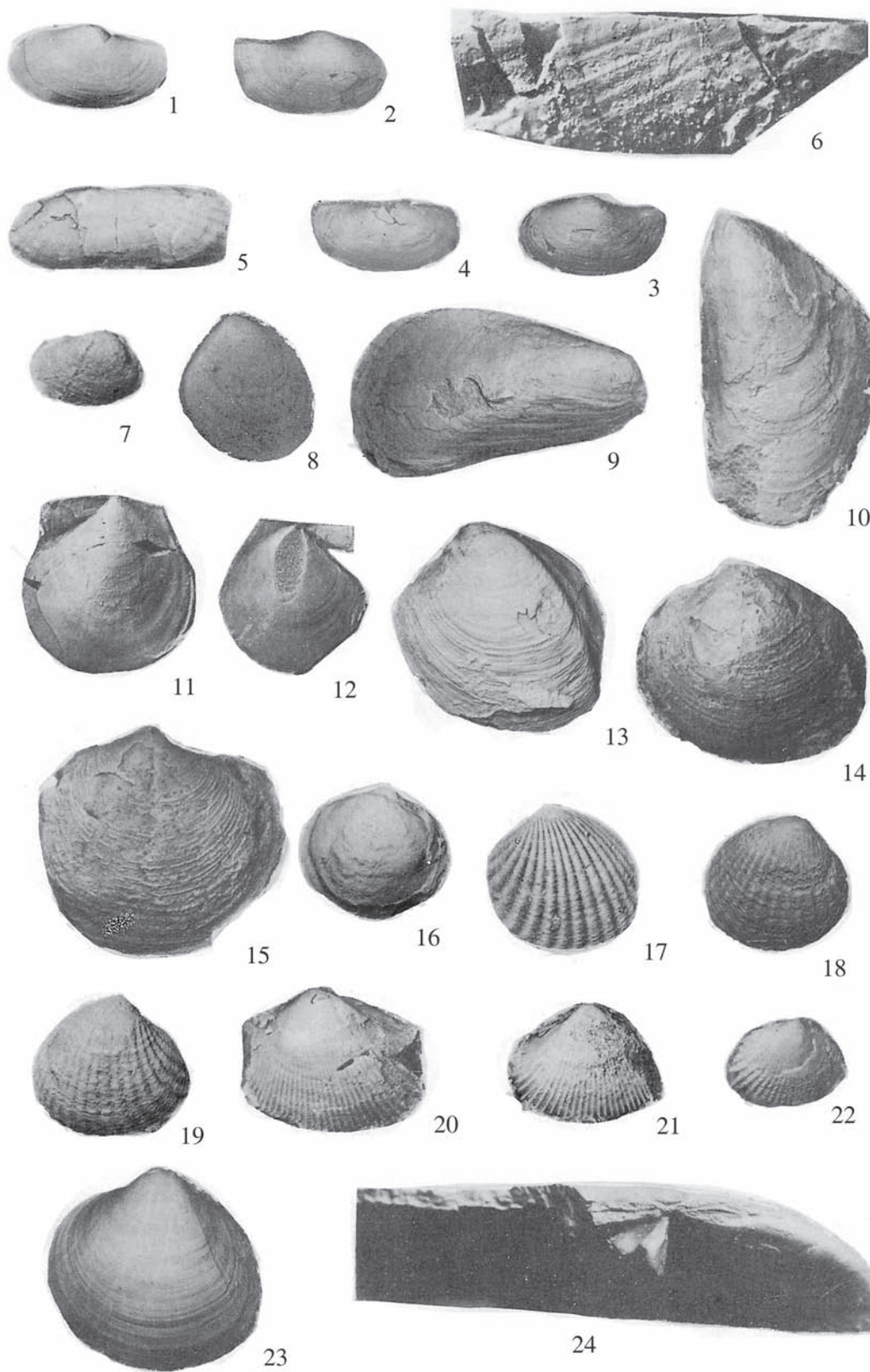
Фиг. 1, 4. *Mya* aff. *cuneiformis* (Bohm.), 1936.

Обр. № 37/14, левые створки; бухта Квачина, ильинская свита.

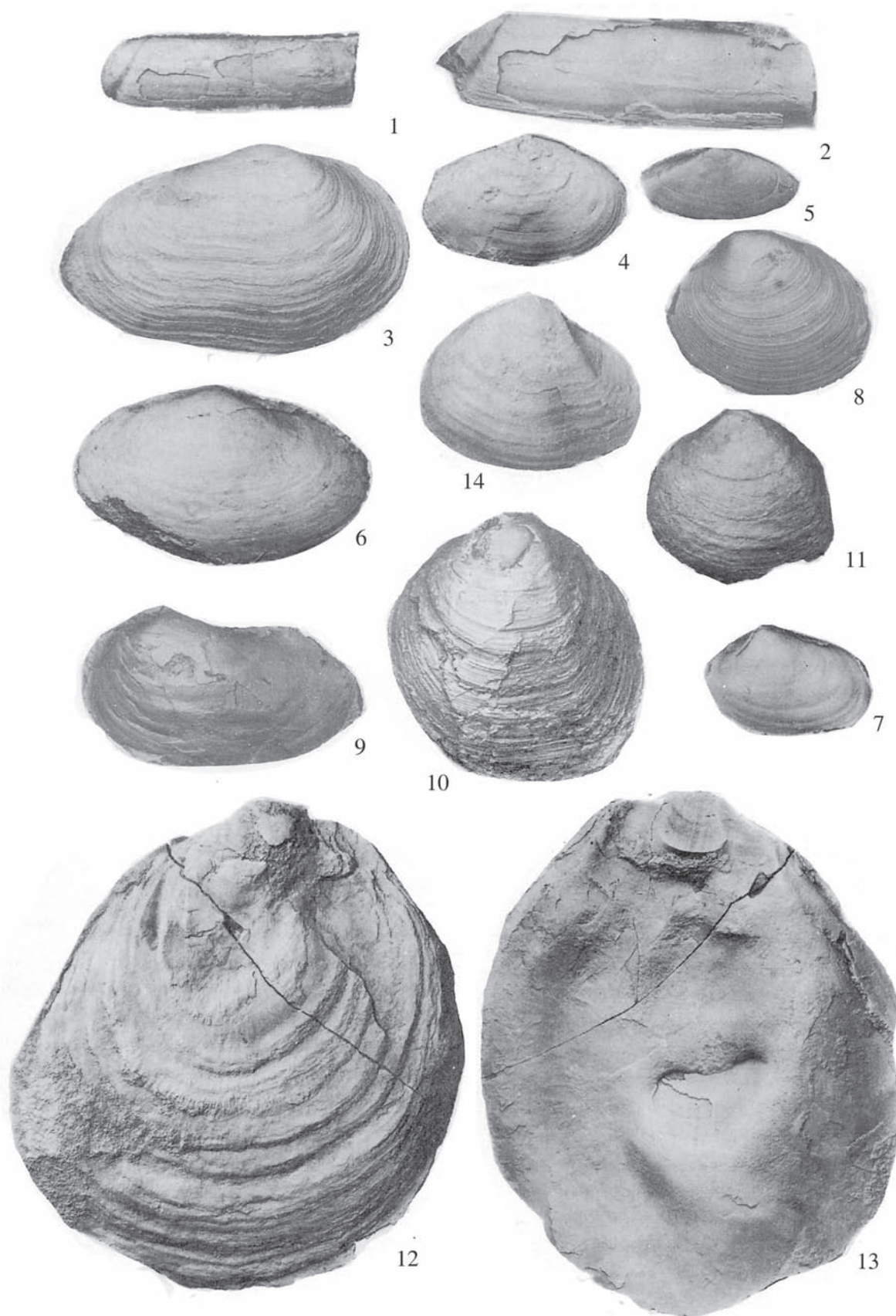
Фиг. 2, 3. *Thracia kavranensis* Пуина, 1963.

Обр. № 37/15, правая створка; бухта Квачина, ильинская свита.

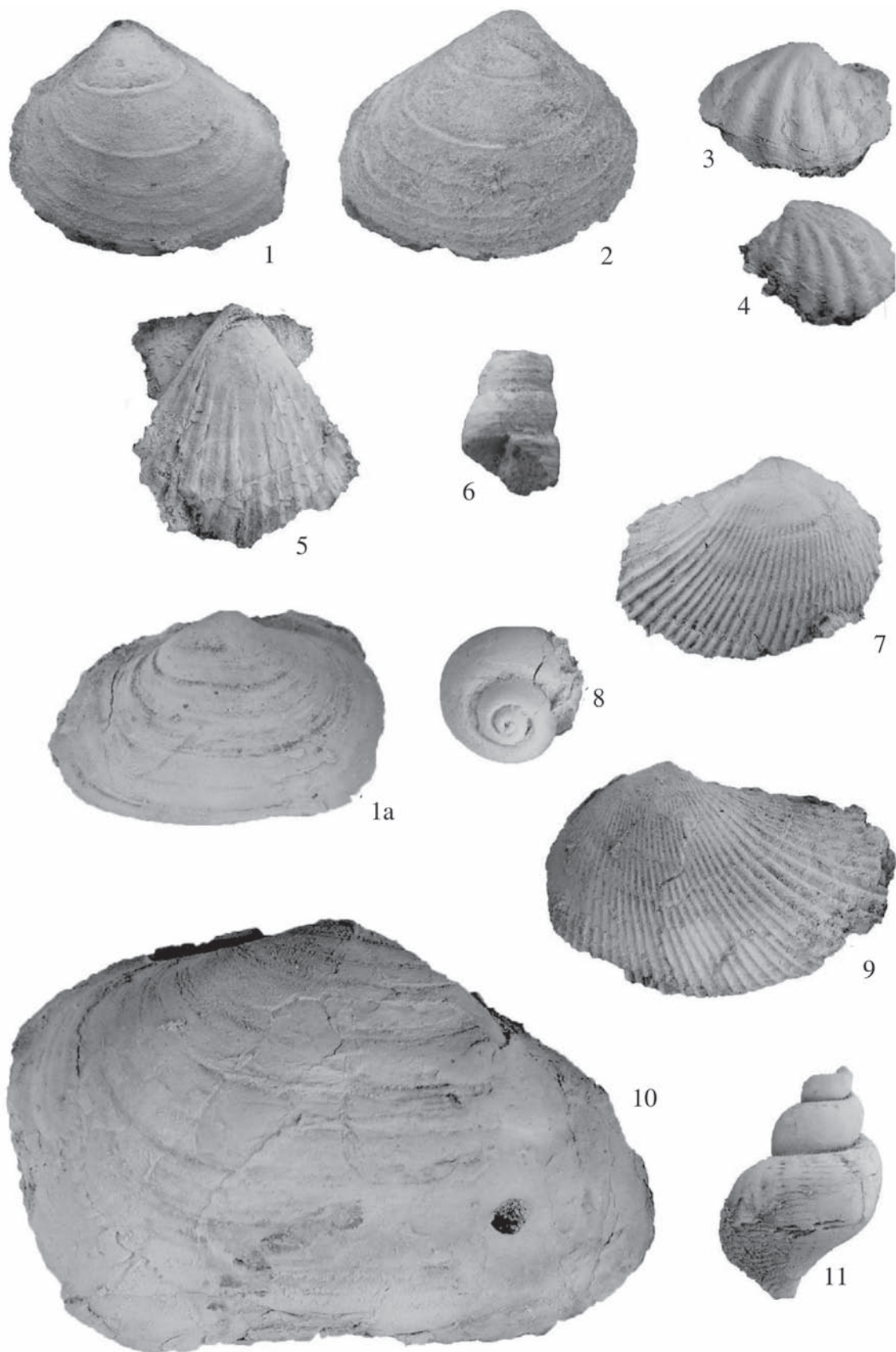
Фототаблица I



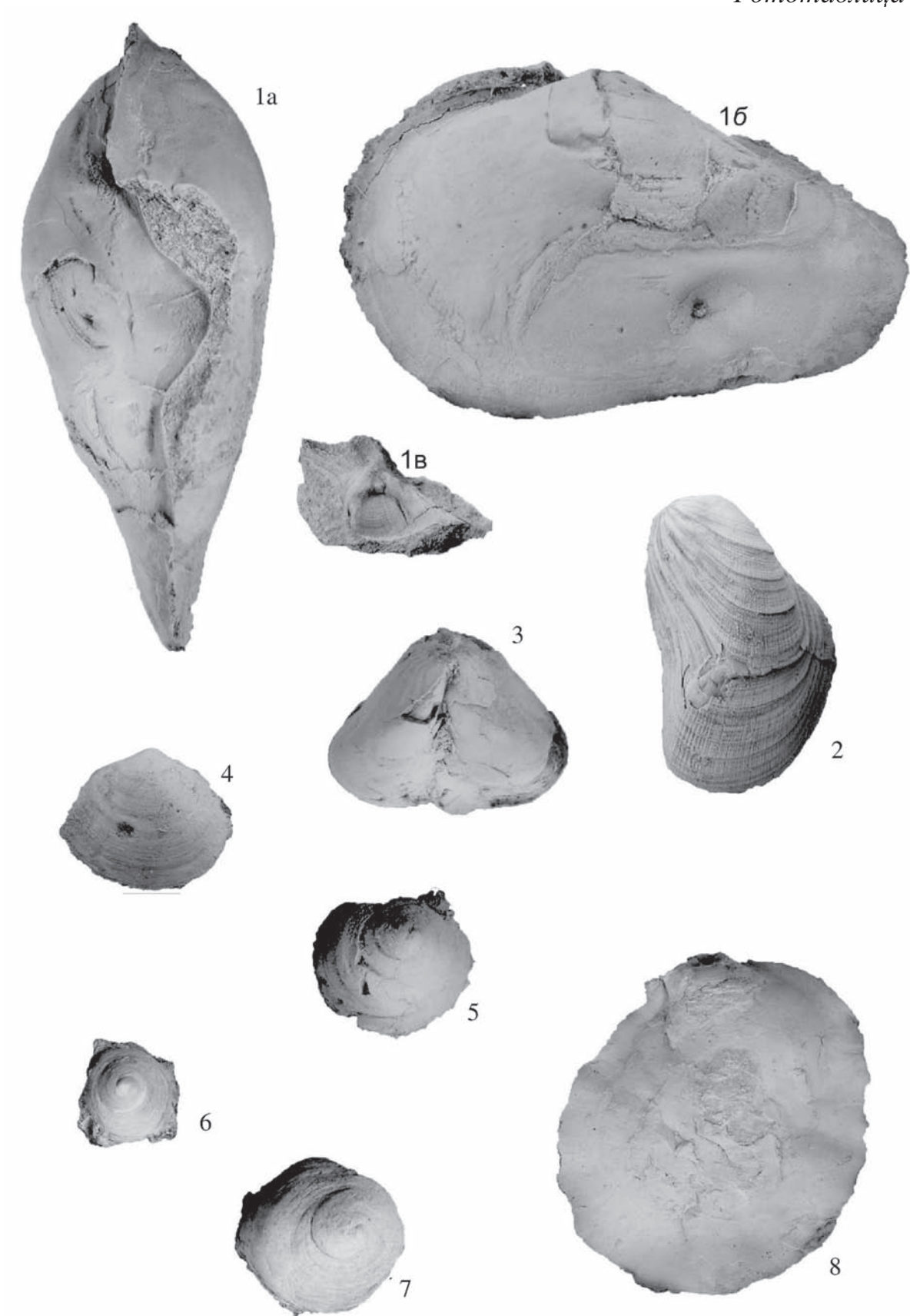
Фототаблица II



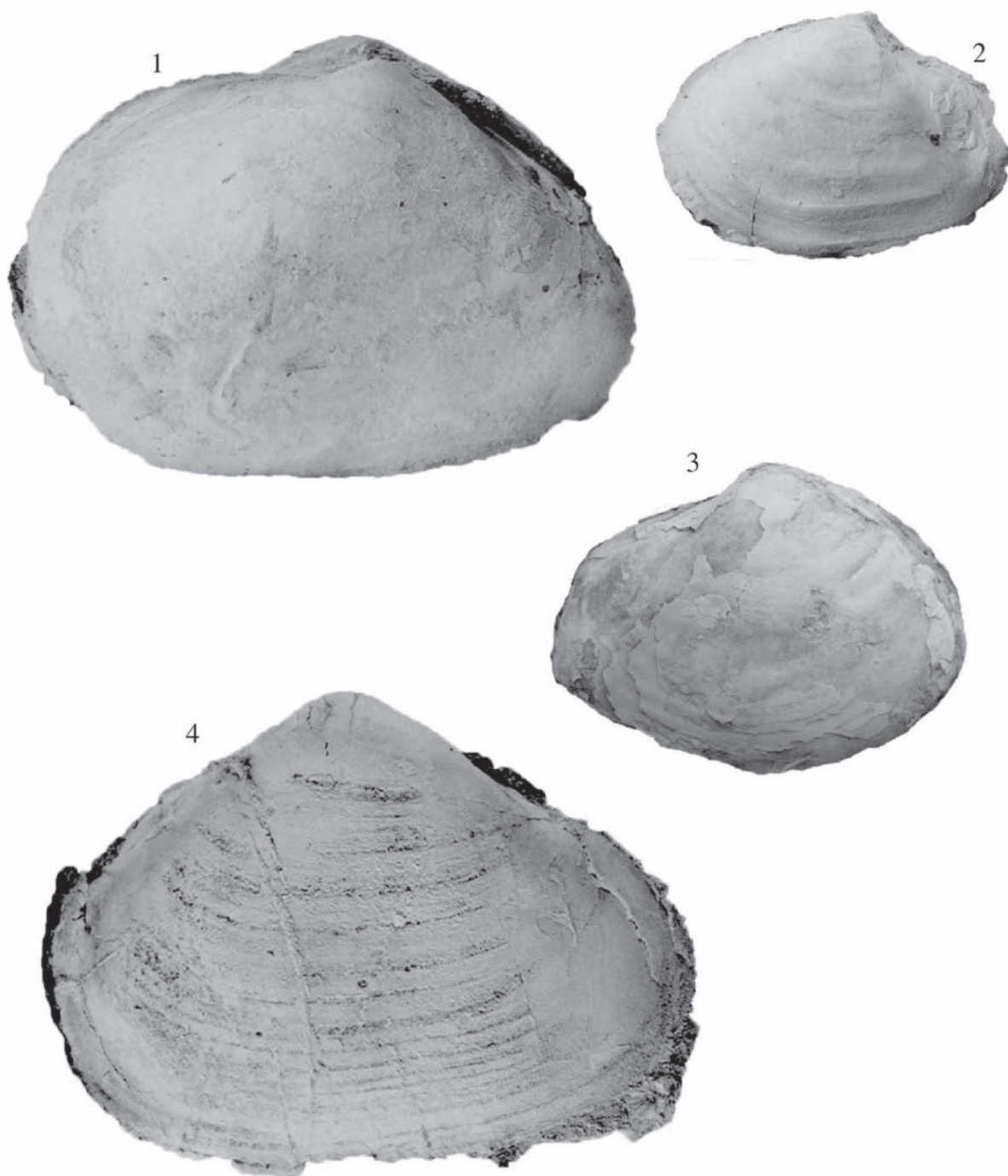
Фототаблица III



Фототаблица IV



Фототаблица V



ФОРАМИНИФЕРЫ

Фототаблица I

1. *Bathysiphon eocenicus* Cushman et Hanna (комплекс), обр. 4-2, снатольская свита
2. *Reophax planus* Halkyard, обр. 4-3, снатольская свита
3. *Reophax difflugiformis* Brady, обр. 4-3, снатольская свита
4. *Reophax tappuensis* Asano, обр. 4-4, снатольская свита
5. *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), обр. 4-4а, снатольская свита
6. *Haplophragmoides* cf. *flagrei trinidadensis* Cushman et Renz, обр. 4-4, снатольская свита
7. *Ammodiscus parianus* Hedberg, обр. 4-3, снатольская свита
8. *Karrieriella longa* Fregatova, обр. 4-4а, снатольская свита
9. *Reophax dentaliniformis* Brady, обр. 27, ковачинская свита
10. *Reophax tappuensis* Asano, обр. 27, ковачинская свита
11. *Karrieriella longa* Fregatova, обр. 4-4а, снатольская свита
12. *Haplophragmoides snatolensis* Budasheva, обр. 4-4а, снатольская свита
6. *Cyclammia ezoensis* Asano, обр. 4-4, снатольская свита
- 7, 8. *Cyclammia* cf. *tani* Ishizaki, обр. 4-4 (8 – в ксилоле), снатольская свита
9. *Cyclammia incisa* Stache, обр. 4-4а, снатольская свита
- 10, 11. *Cyclammia pacifica* Beck, обр. 4-3 (11 – в ксилоле), снатольская свита
12. *Cyclammia japonica* Asano, обр. 27, ковачинская свита

Фототаблица III

- 1, 2. *Trochammia markini* Budasheva, обр. 4-3, снатольская свита
- 3, 4. *Trochammia markini* Budasheva, обр. 4-2, снатольская свита
- 5, 6. *Trochammia markini* Budasheva, обр. 4-2, снатольская свита
- 7, 8. *Trochammia markini* Budasheva, Корн, скв. СК-3, гл. 410 м, снатольская свита
- 9, 10. *Trochammia pacifica* Cushman, обр. 4-4а (10 – в ксилоле), снатольская свита
- 11, 12. *Trochammia globigeriniformis* Brady, обр. 4-2, снатольская свита
13. *Haplophragmoides* cf. *deflata* Sullivan, обр. 4-4, снатольская свита
14. *Recurvoides* cf. *anormis* Mjatliuk, обр. 4-2, снатольская свита
15. *Haplophragmoides* cf. *subimpressus* Volosh., обр. 4-2, снатольская свита
16. *Budashevaella kamtchatica* (Budasheva), обр. 4-4а (в ксилоле), снатольская свита

Фототаблица II

1. *Budashevaella multicamerata* (Voloshinova), обр. 4-4, снатольская свита
2. *Budashevaella kamtchatica* (Budasheva), обр. 4-4а, снатольская свита
3. *Budashevaella deserta* (Voloshinova), обр. 4-3, снатольская свита
4. *Cyclammia* (= *Reticulophragmium*) *amplectens* Grzybowski, обр. 4-2, снатольская свита
5. *Cyclammia pacifica* Beck, обр. 4-2, снатольская свита

Фототаблица IV

- 1, 2. *Plectotrochammia poronaiensis* (Asano), обр. 4-2 (2 – вид с основания), снатольская свита

- 3, 4. *Plectotrochammina kamtchatica* Fregatova, обр. 4-2 (3 – начальная часть в основании), снатольская свита
5. *Plectotrochammina* sp., обр. 4-2, снатольская свита
6. *Plectotrochammina poronaiensis* (Asano), обр. 4-4а, снатольская свита
7. *Bulimina debilis* Martin, обр. 4-4а, снатольская свита
8. Комплекс с *Haplophragmoides* spp., обр. 4-3, снатольская свита
- 9, 11. *Ammobaculites kamtchaticus* Budasheva, обр. 4-3 (11 – в ксилоле), снатольская свита
10. *Globobulimina pacifica* Cushman, обр. 4-3, снатольская свита
12. *Eggerella* sp., обр. 4-3, снатольская свита
13. *Plectotrochammina poronaiensis* (Asano), Корн, скв. СК-3, гл. 396 м, снатольская свита
14. *Plectotrochammina poronaiensis* (Asano), Корн, скв. СК-3, гл. 458 м, снатольская свита

Фототаблица V

1. *Pseudoglandulina ovata* (Cushman et Applin), обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
2. *Guttulina takayanagi* Kaiho, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
- 3, 6. *Sigmomorhina* cf. *vaughani* Cushman et Ozawa, обр. 30, ковачинская свита
4. *Sigmomorhina vaughani* Cushman et Ozawa, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
5. *Sigmoidella pacifica* Cushman et Ozawa, обр. 30, ковачинская свита
7. *Guttulina tumefacta* Kuzina, обр. 30, ковачинская свита
- 8, 9. *Robulus turbinatus* (Plummer), обр. 30, ковачинская свита
10. *Obliquina borealis* (Loeblich et Tappan), обр. 30, ковачинская свита
11. *Robulus alucinans* (Israelsky), обр. 30, ковачинская свита
12. *Robulus inornatus* Orbigny, обр. 30, ковачинская свита
13. *R. pseudovortex* Cole, обр. 30, ковачинская свита
14. *Lagena* sp., обр. 30, ковачинская свита
15. *Fissurina laevigata* Reuss, обр. 30, ковачинская свита
- 16, 17. *Discorbis* cf. *janus* Voloshinova, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт

18. *Fissurina* cf. *fasciata* (Egger), обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
19. *Pyrulina* sp., обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
20. *Quinqueloculina* sp., обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
21. *Fissurina marginata* (Montagu), обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
- 22, 23. *Anomalina affinis* Cushman, обр. 30, ковачинская свита
24. *Sigmomorhina* cf. *schrenki* Cushman et Ozawa, обр. 30, ковачинская свита

Фототаблица VI

- 1, 2. *Discorbis* cf. *janus* Voloshinova, обр. 30, ковачинская свита
- 3, 4. *Cibicides mcmastersi* Beck, обр. 30, ковачинская свита
5. *Triloculina gilboei* Beck, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
- 6, 7. *Quinqueloculina* cf. *imperialis* Hanna et Hanna, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
8. *Dentalina catenula* Reuss, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
9. *Fissurina laevigata* (Reuss), обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
10. *Nonion* cf. *sorachiense* (Asano et Murata), обр. 30, ковачинская свита
11. *Nonion?* sp., обр. 30, ковачинская свита
12. *Oolina simplex* Reuss, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
13. *Obliquina borealis* (Loeblich et Tappan), обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
14. *Budashevaella deserta* (Volosh.), обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
15. *Fissurina solida* Sequenza, обр. 30, ковачинская свита
16. *Fissurina marginata* (Montagu), обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
- 17, 18. *Pseudoglabratella kamtchatica* Fregatova, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
19. *Globocassidulina subglobosa* Brady, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
20. *Cassidulina yubariensis* Kaiho, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
21. *Globocassidulina horisontalis* (Cushman et Renz), обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт

22. *Cassidulina kernensis* Smith, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
 23, 24. *Globocassidulina globosa* Cushman et Hantken, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт

Фототаблица VII

- 1–3. *Cibicides celebrus* Vandy, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
 4. *Anomalina glabrata* Cushman, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
 5, 6. *Cibicides mcmastersi* Beck, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
 7, 8. *Criboelphidium crassum* V.Kuznetzova, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
 9. *Melonis tumiensis* V.Kuznetzova, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
 10. *Anomalina affinis* Cushman, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
 11, 12. *Discorbis janus* Voloshinova, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
 13, 14. *Perfectonion praeincertus* V.Kuznetzova, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
 15, 16. *Pseudoglabratella* aff. *kamtchatica* Fregatova, обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт

Фототаблица VIII

1. *Tenuitella praegemma* (Li), обр. 30, ковачинская свита
 2–11, 14, 15. *Tenuitella praegemma* (Li), обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт
 12, 13. *Globigerina?* sp., обр. 4-13, аманинско-гакхинский горизонт

Фототаблица IX

1. *Hippocrepinella hirudinea* (Heron-Allen et Earland), обр. 4/12а, утхолокская свита
 2, 3. *Reorhax tappuensis* Asano, обр. 4/12в, утхолокская свита
 4. *Ammbaculites akabiraensis* Asano, обр. 4-16а, утхолокская свита
 5. *Budashevaella laevigata* (Voloshinova), обр. 4/17, утхолокская свита
 6. *Budashevaella* cf. *semiinvoluta* (Voloshinova), обр. 4/17, утхолокская свита
 7. *Hippocrepinella variabilis* Voloshinova, обр. 4/20б, утхолокская свита

8. *Budashevaella deserta* (Voloshinova), обр. 4/20б, утхолокская свита
 9. *Ammodiscus concinnus* V.Kuznetzova, обр. 4/20в, утхолокская свита
 10. *Haplophragmoides spadix* V.Kuznetzova, обр. 4/20в, утхолокская свита
 11, 12. *Budashevaella semiinvoluta* (Voloshinova), обр. 4/22а, утхолокская свита
 13. *Haplophragmoides laminatus* Voloshinova, обр. 4/22в, утхолокская свита
 14. *Ammodarginulina rugosa* Voloshinova, обр. 4/22в, утхолокская свита
 15, 16. *Reticulophragmium* sp., обр. 4/22е, утхолокская свита

Фототаблица X

1. *Haplophragmoides oblongus* Voloshinova, обр. 5/12, вивентекская свита
 2. *Haplophragmoides impressus* Voloshinova, обр. 5/10в, вивентекская свита
 3. *Haplophragmoides laminatus* Voloshinova, обр. 5-9б, утхолокская свита
 4. *Haplophragmoides postlaminatus* Budasheva, обр. 5/13б, вивентекская свита
 5. *Cyclammia praecancellata* Voloshinova, обр. 5/13б, вивентекская свита
 6. *Cyclammia japonica* Asano, обр. 1г, ильинская свита
 7. *Cyclammia ezoensis* Asano, обр. 5/9а, вивентекская свита
 8. *Ammodarginulina matchigarica* Voloshinova, обр. 5/13, вивентекская свита
 9. *Asanospira carinata* (Cushman et Renz), обр. 5/15, вивентекская свита
 10. *Cyclammia cushmani* Voloshinova, обр. 5/4а, кулувенская свита

Фототаблица XI

1. *Sigmomorphina suspecta* Kuzina, обр. 1г, ильинская свита
 2. *Lenticulina ? astaculus?* sp., обр. 1г, ильинская свита
 3. *Pseudopolymorphina* ex gr. *suboblonga* Cushman et Ozava, обр. 1г, ильинская свита
 4. *Polymorphina* sp., обр. 1г, ильинская свита
 5, 6. *Melonis pacificus* (Cushman), обр. 1г, ильинская свита

- 7, 8. *Criboelphidium vulgare* Voloshinova, обр. 1г, ильинская свита
 9–11. *Buccella conica* Voloshinova, обр. 1г, ильинская свита
 12. *Pseudoelphidiella cf. subcarinata* (Voloshinova), обр. 5/9a, кулувенская свита
 13. *Islandiella miocenica* (Voloshinova et Borovleva), обр. 33-119/к, кулувенская свита
 14–16. *Elphidiella* sp., обр. 1г, ильинская свита

Фототаблица XII

- 1, 2. *Pseudoelphidiella subcarinata* (Voloshinova), обр. 1г, ильинская свита
 3, 4. *Elphidium janna* (Voloshinova et Borovleva), обр. 1г, ильинская свита
 5, 6. *Buccella cf. inusitata* Andersen, обр. 1г, ильинская свита
 7, 10. *Buccella conica* Voloshinova (10 – брюшные стороны экземпляров), обр. 1г, ильинская свита
 8, 9. *Islandiella cf. excavata* Voloshinova, обр. 1г, ильинская свита
 11–13. *Islandiella excavata* (Voloshinova), обр. 1г, ильинская свита

Фототаблица XIII

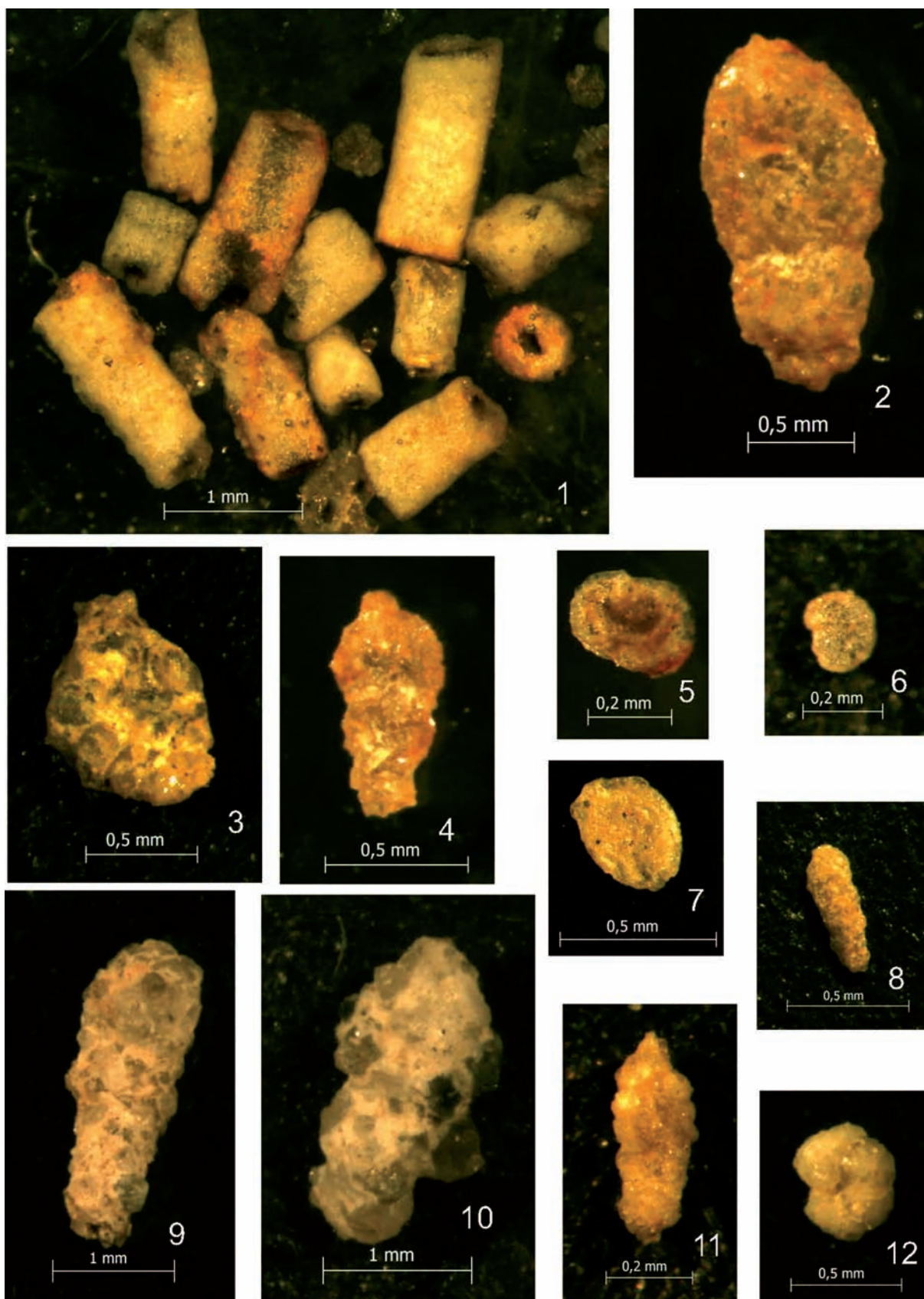
1. *Nodosaria* sp., обр. 1в, ильинская свита
 2. *Fissurina solida* Sequenza, обр. 1в, ильинская свита
 3. *Sigmomorphina suspecta* Kuzina, обр. 1в, ильинская свита
 4. *Pyrulina* sp., обр. 1в, ильинская свита
 5. *Guttulina irregularis* Orbigny, обр. 1в, ильинская свита

6. *Sigmomorphina lautenschlagerae* Kuzina, обр. 1в, ильинская свита
 7, 8. *Melonis pompilioides* (Fichtel et Moll), обр. 1в, ильинская свита
 9. *Criboelphidium vulgare* (Voloshinova), обр. 1в, ильинская свита
 10. *Perfectononion incertaeformis* V.Kuznetzova, обр. 1в, ильинская свита
 11. *Perfectononion incertus* (Williamson), обр. 1в, ильинская свита
 12. *Elphidium cf. tenera* (Voloshinova et Borovleva), обр. 1в, ильинская свита
 13, 14. *Cibicides celebrus* Bandy, обр. 1в, ильинская свита
 15, 16. *Islandiella cf. excavata* (Voloshinova), обр. 1в, ильинская свита

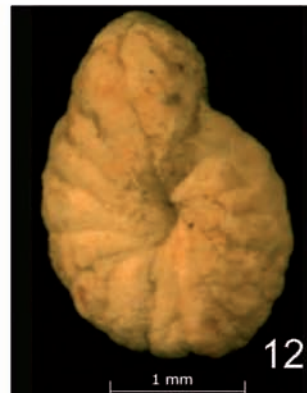
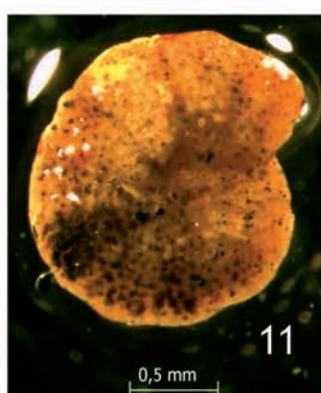
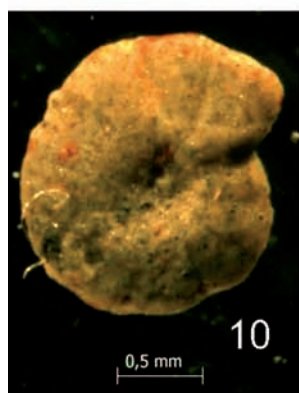
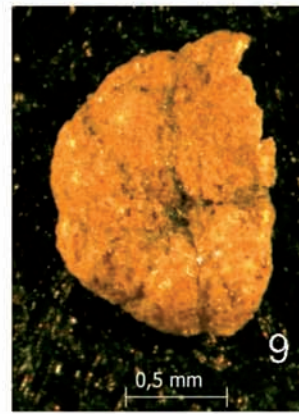
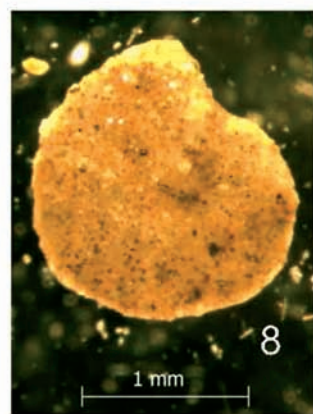
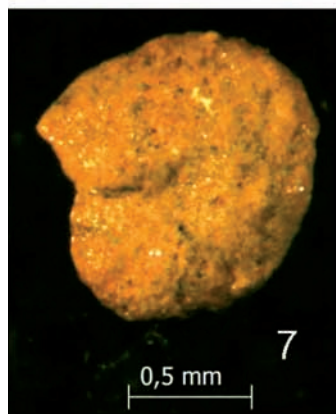
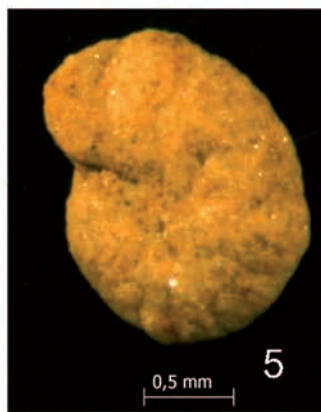
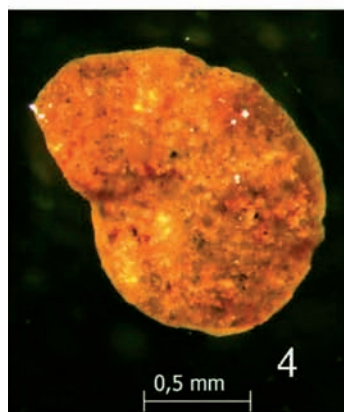
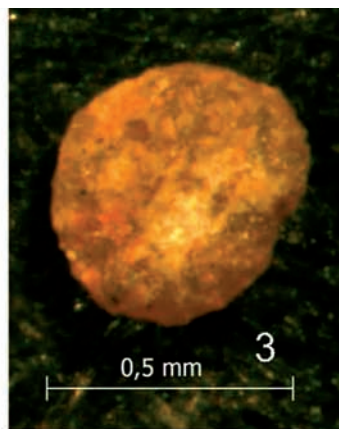
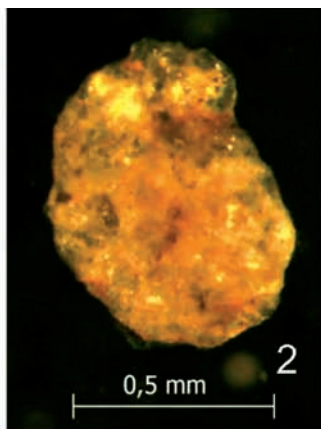
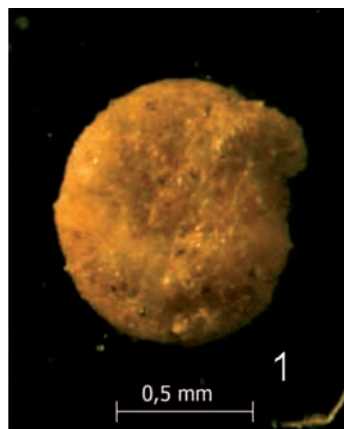
Фототаблица XIV

1. *Cassidulina* sp., обр. 1в, ильинская свита
 2. *Islandiella excavata* Voloshinova, обр. 1в, ильинская свита
 3–6. *Porosorotalia tumiensis* V. Kuznetzova, обр. 1в, ильинская свита
 7, 8. *Porosorotalia voloshinovae* Serova, обр. 1в, ильинская свита
 9, 10. *Pseudoelphidiella subcarinata* (Voloshinova), обр. 1в, ильинская свита
 11. *Pseudoelphidiella problematica* (Voloshinova), обр. 1в, ильинская свита
 12. *Pseudoelphidiella hannai* (Cushman et Grant), обр. 1в, ильинская свита
 13. Комплекс с *Islandiella* spp., обр. 1г, ильинская свита
 14. Комплекс фораминифер в образце 1-в, ильинская свита

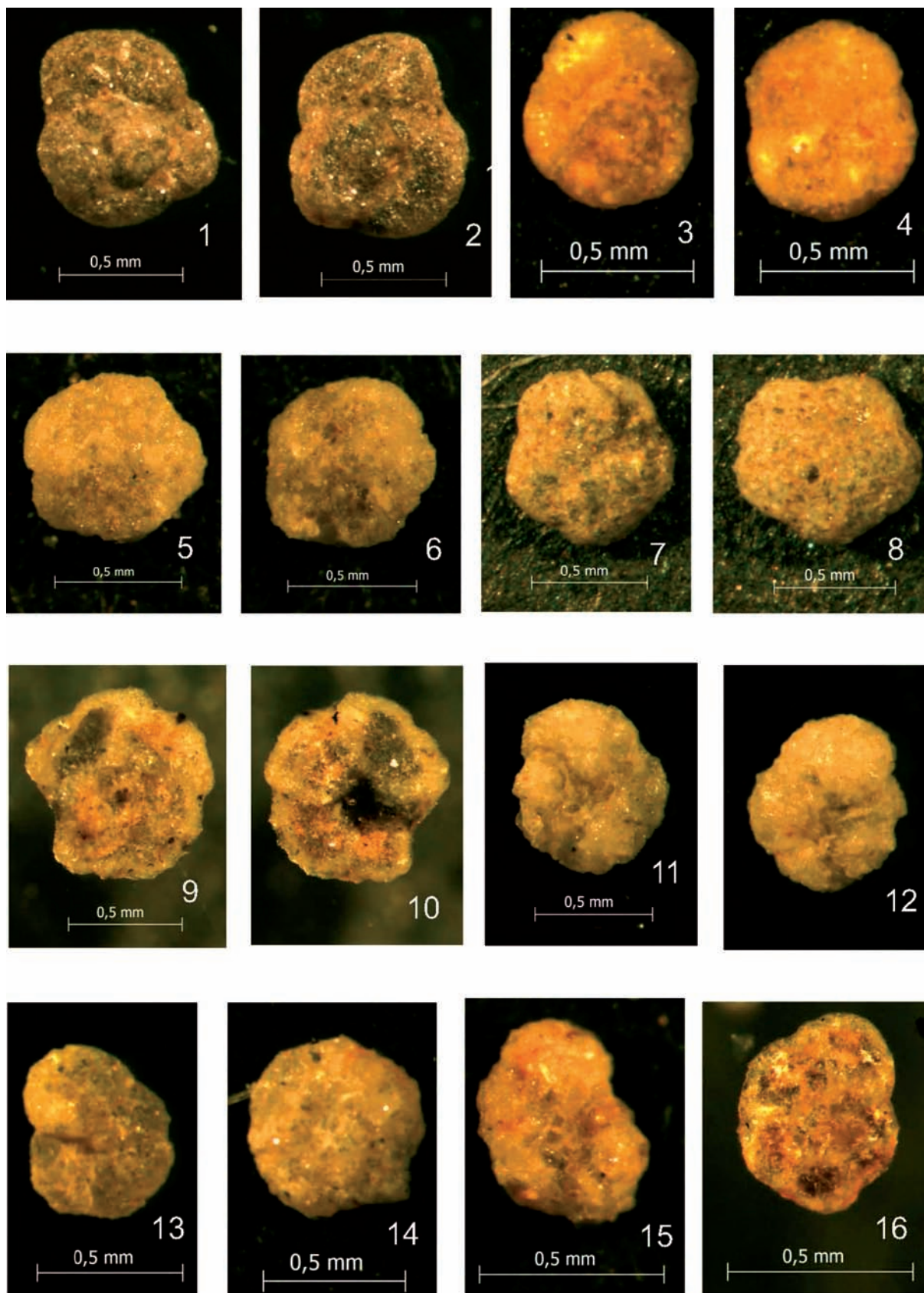
Фототаблица I



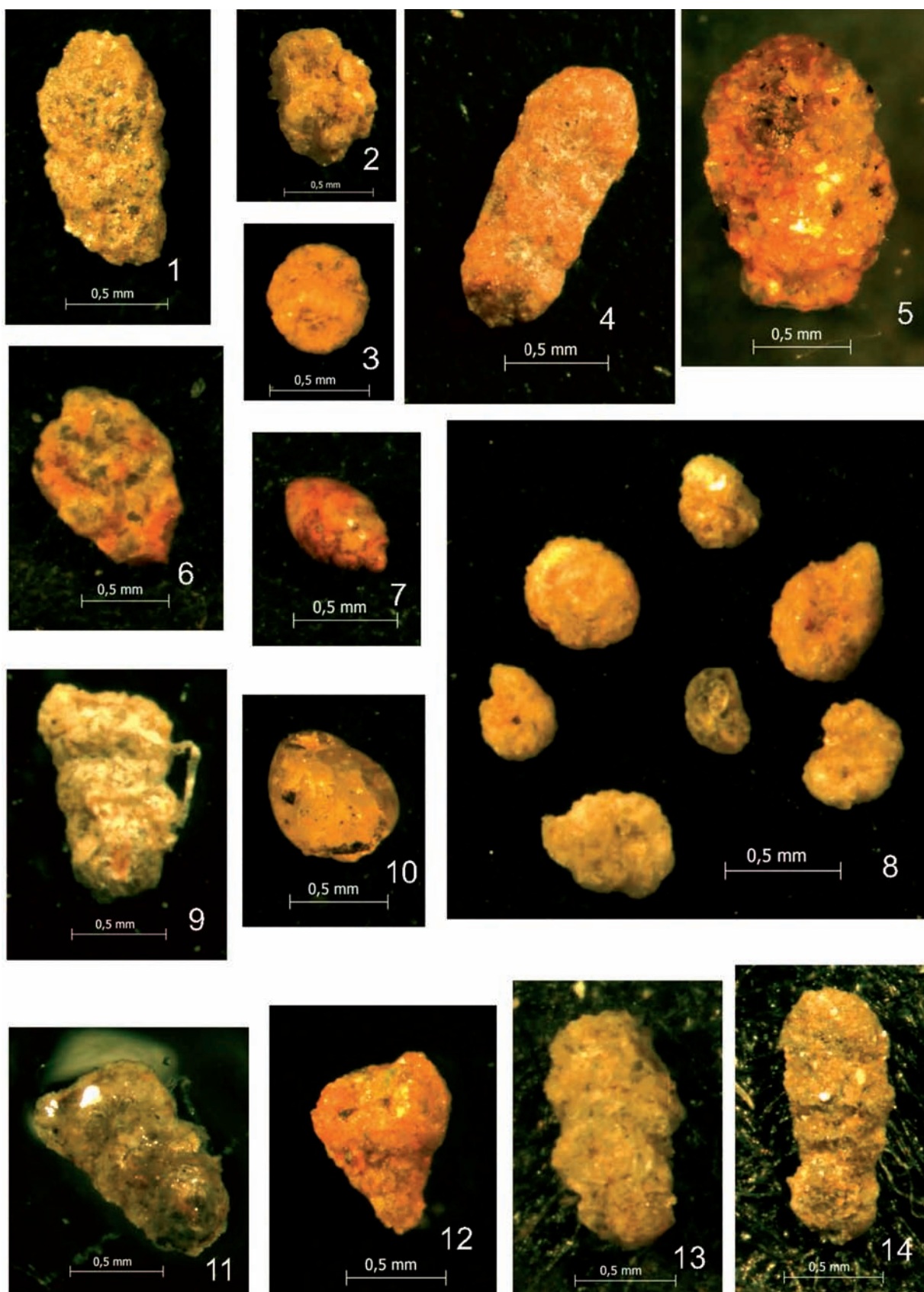
Фототаблица II



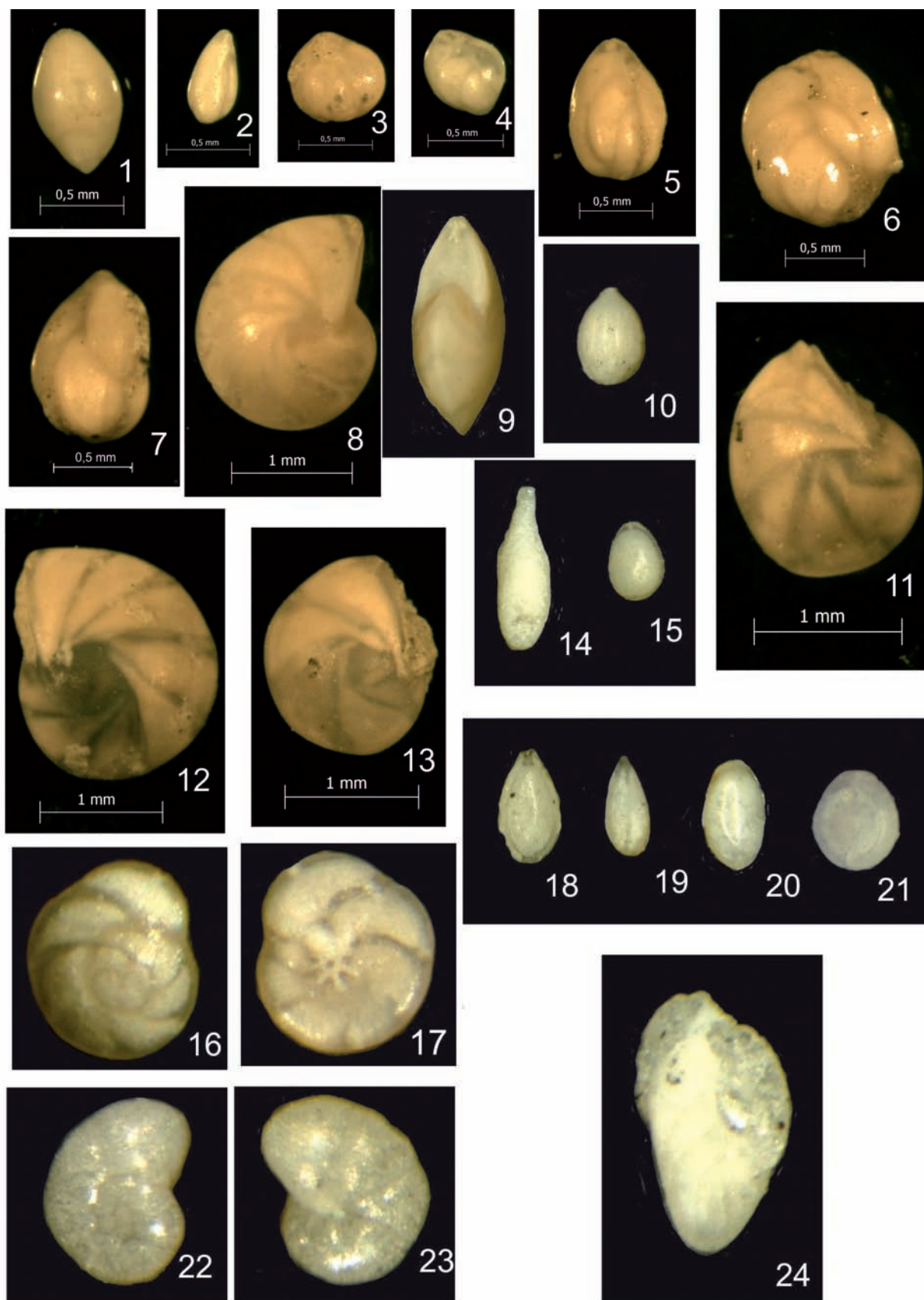
Фототаблица III



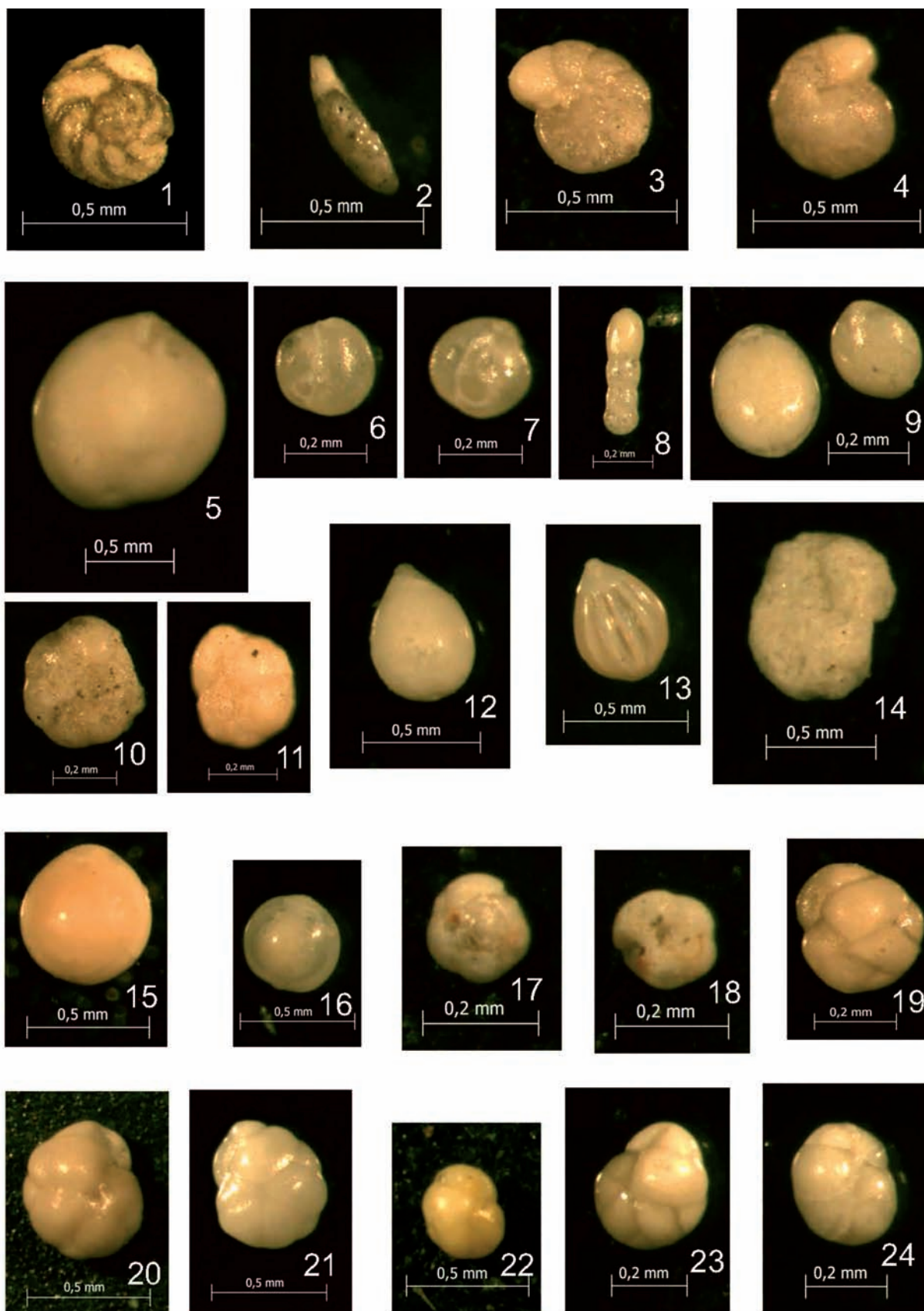
Фототаблица IV



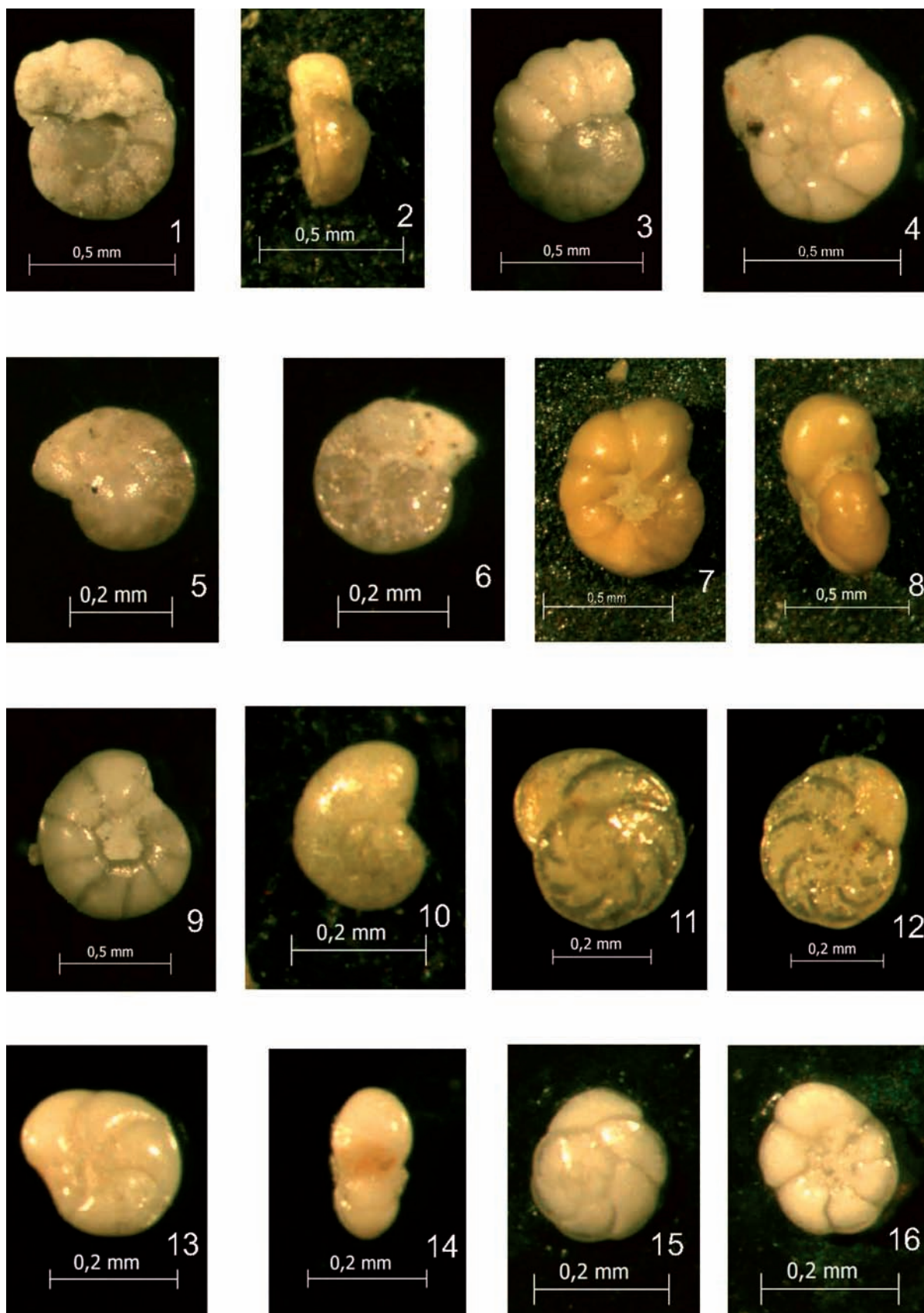
Фототаблица V



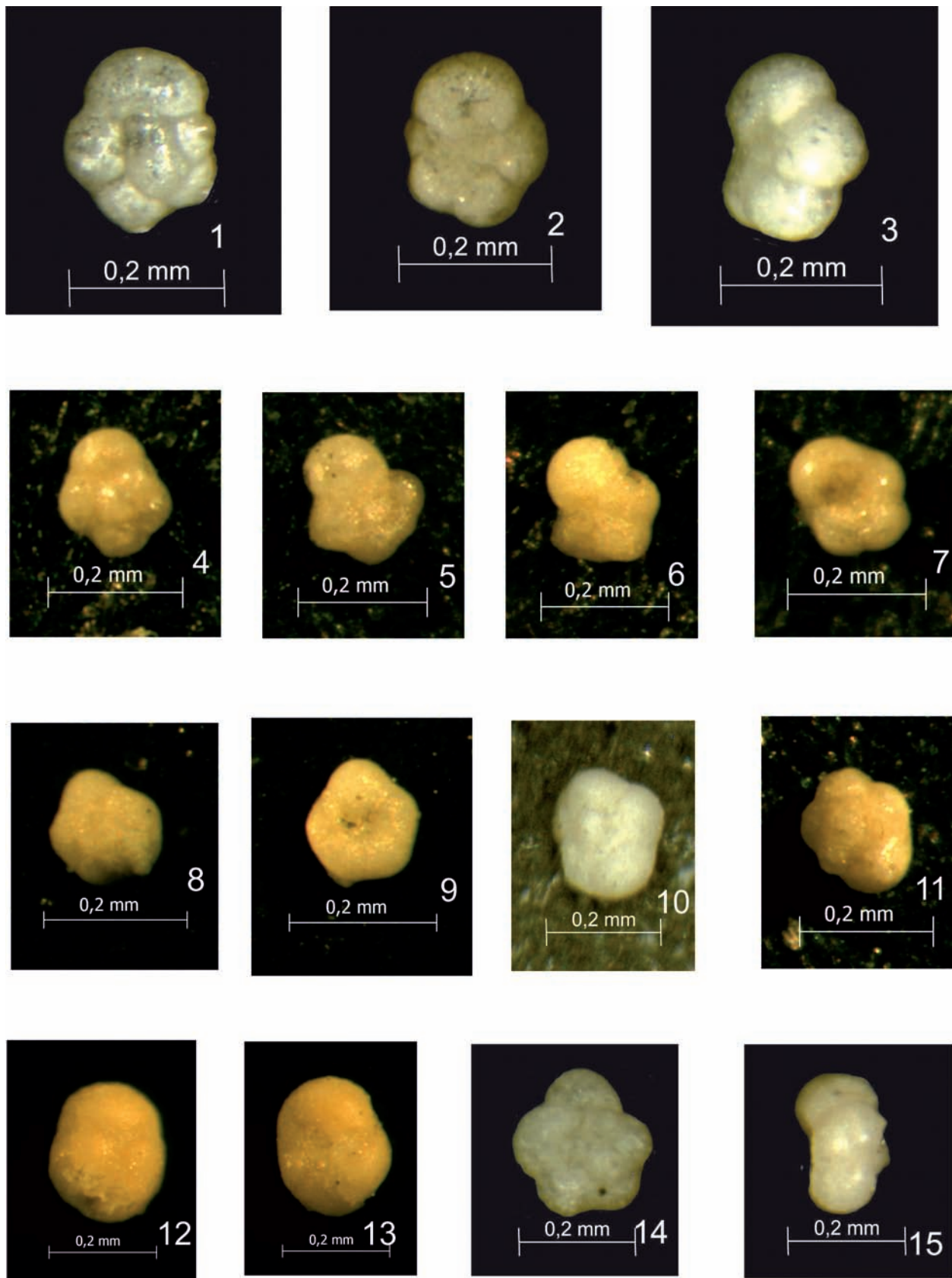
Фототаблица VI



Фототаблица VII



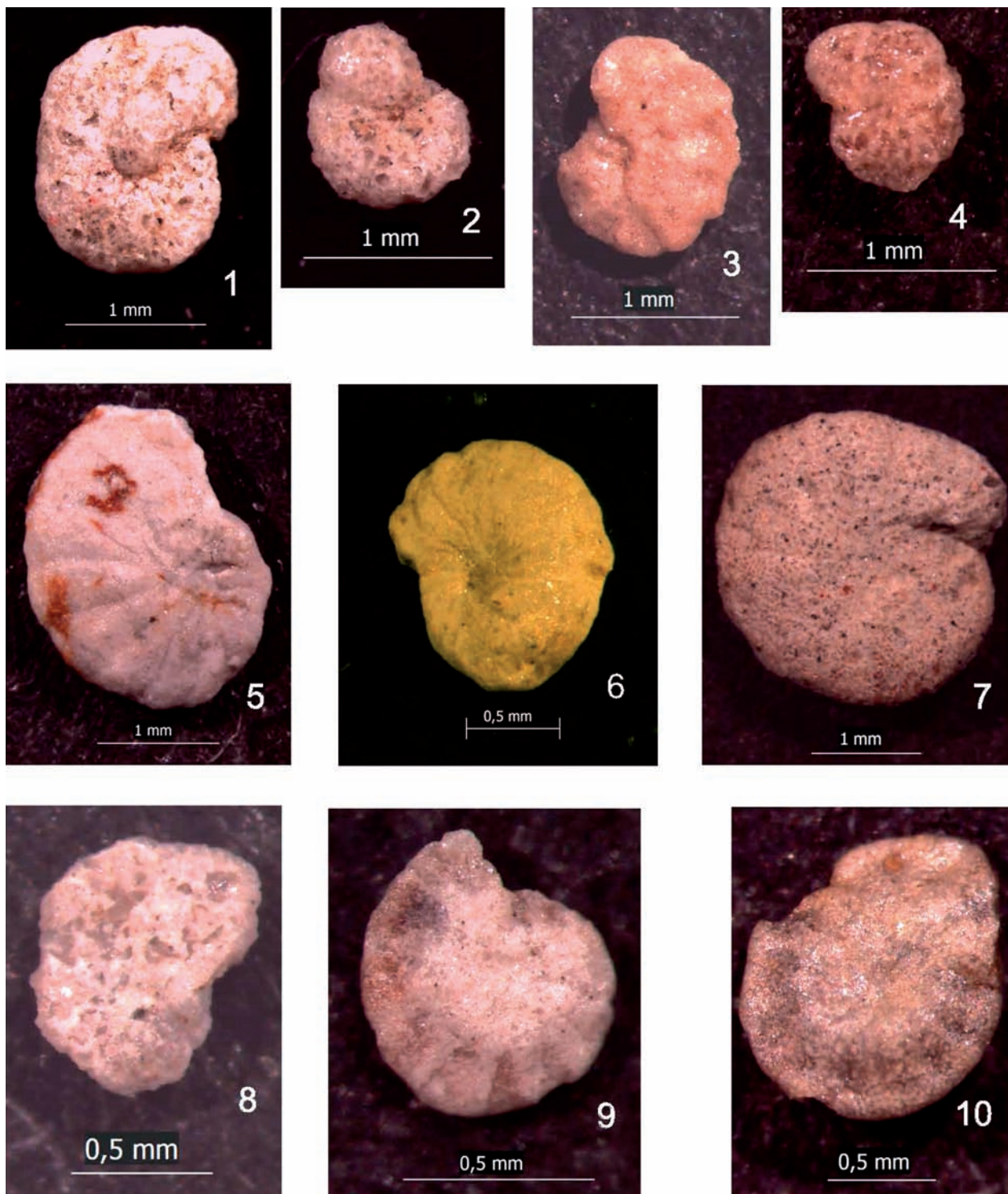
Фототаблица VIII



Фототаблица IX



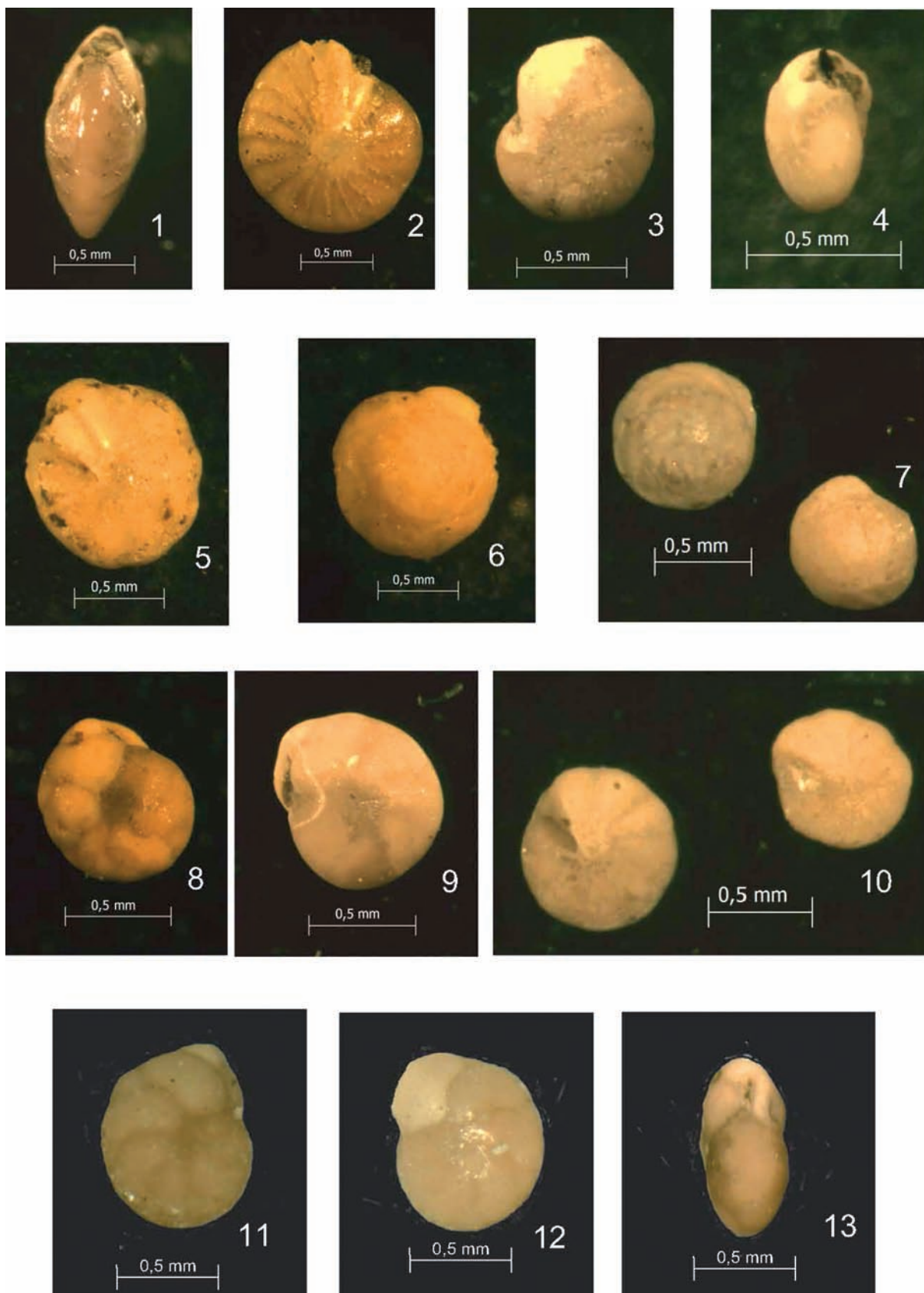
Фототаблица X



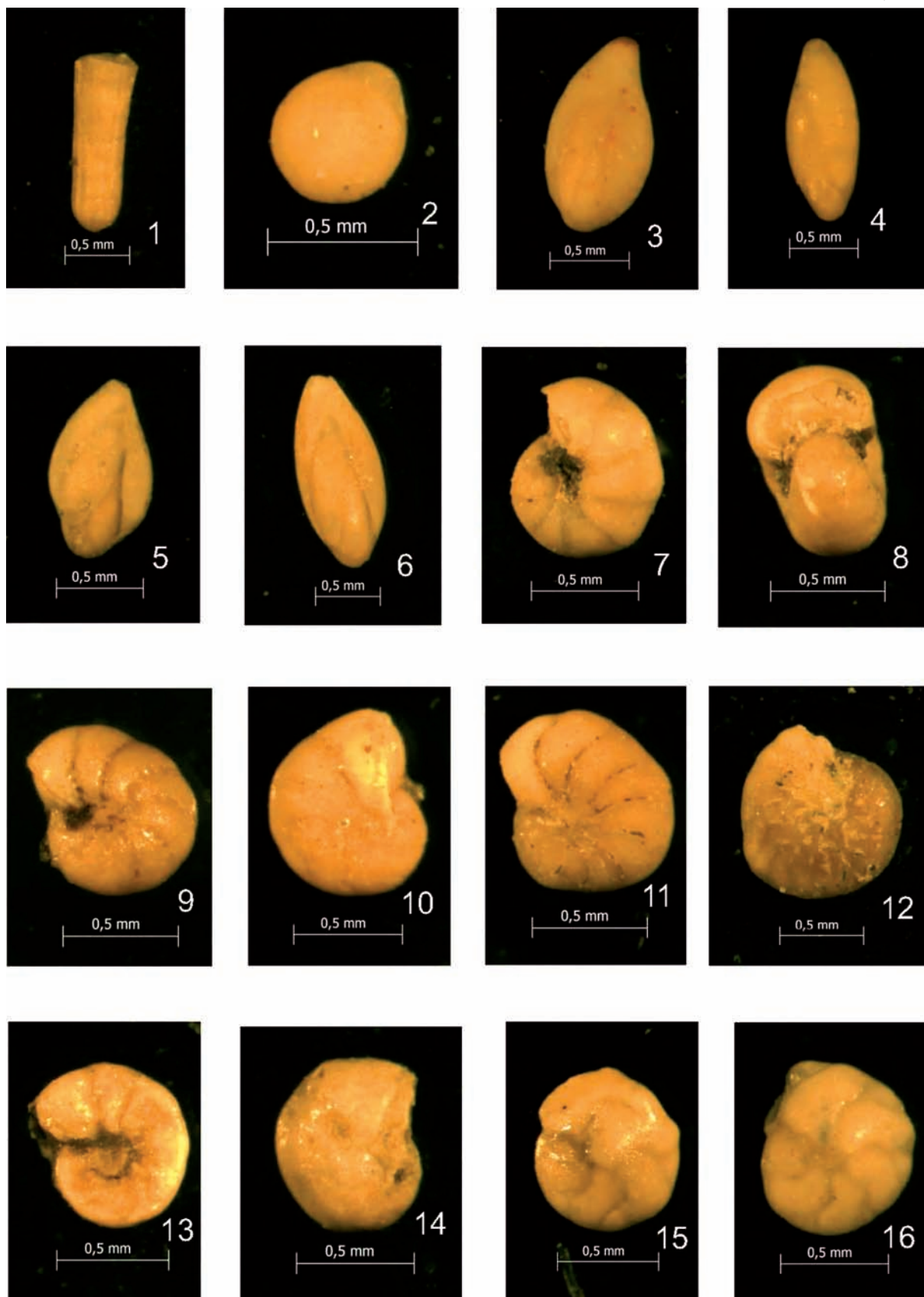
Фототаблица XI



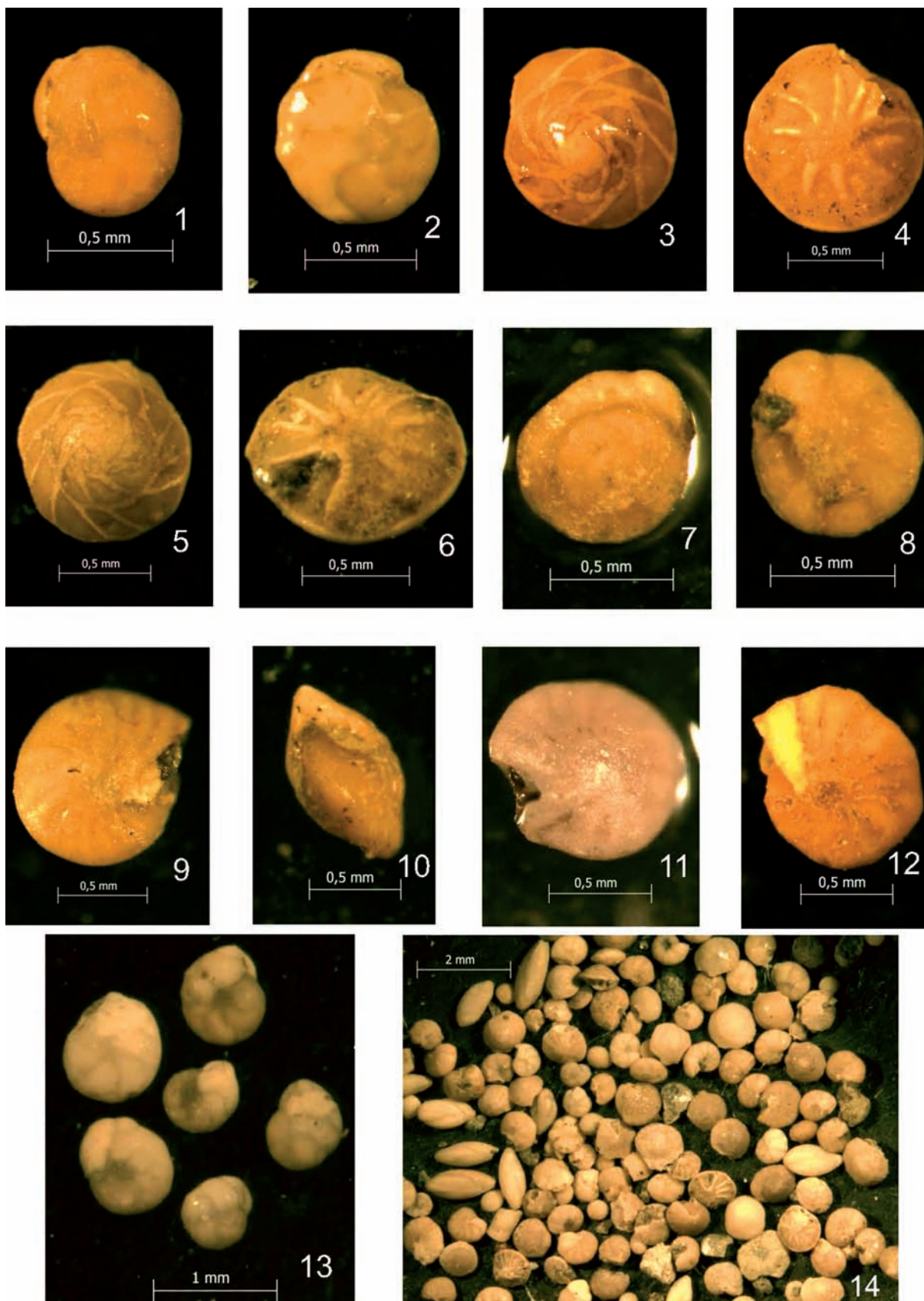
Фототаблица XII



Фототаблица XIII



Фототаблица XIV



ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРΟΣЛИ

Фототаблицы I–IV. Характерные и важные в стратиграфическом отношении виды ископаемых морских диатомей из разреза кайнозоя в бухте Квачина

Фототаблица I

- 1 – *Actinocyclus octonarius* Ehrenberg (обр. № 27/4-к);
- 2 – *Stellarima microtrias* (Ehrenberg) Hasle et Sims (обр. № 26-к);
- 3 – *Actinoptychus senarius* Ehrenberg (обр. № 29-к);
- 4, 5 – *Asteromphalus symmetricus* Schrader et Fenner (4 – обр. № 26-к, 5 – обр. № 29-к);
- 6 – *Coscinodiscus oculus-iridis* Ehrenberg (обр. № 29-к);
- 7, 14 – *Sceptroneis tenue* Schrader et Fenner (обр. № 27/1-к);
- 8 – *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg (обр. № 27/3-к);
- 9, 10 – *Sphinctoletus* aff. *pacificus* (Hajós) Sims (обр. № 26/1-к);
- 11 – *Hyalodiscus elegans* Strelnikova sensu Baldauf, Barron (1987) (обр. № 29-к);
- 12, 13 – *Eurossia irregularis* (Greville) Sims (12 – обр. № 27/4-к, 13 – обр. № 26/1-к).

Масштабные отрезки равны 10 мкм.

Фототаблица II

- 1, 2 – *Rocella gelida* (Mann) Bukry (1 – обр. № 28-к, 2 – обр. № 27/4-к);
- 3, 4 – *Lisitzinia ornata* Jousé (3 – обр. № 26-к, 4 – обр. № 27/1-к);
- 5 – *Stephanopyxis petaliformis* Dolmatova (обр. № 28-к);
- 6, 9, 10 – *Cestodiscus kugleri* Lohman (6, 9 – обр. № 29-к, 10 – обр. № 28-к);
- 7, 11 – *Cestodiscus* aff. *kugleri* Lohman (7 – обр. № 29-к, 11 – обр. № 28-к);
- 8, 12 – *Kisseleviella ezoensis* Akiba (8 – обр. № 30/1-к, 12 – обр. № 30-к);

13, 14 – *Rocella praenitida* (Fenner) Fenner (обр. № 26/2-к);

15, 16 – *Odontella sawamurae* Akiba (15 – обр. № 26/1-к, 16 – обр. № 22-к).

Масштабные отрезки равны 10 мкм.

Фототаблица III

- 1 – *Cestodiscus trochus* Castracane (обр. № 27/4-к);
- 2 – *Pseudotriceratium notable* (O. Korotkevich) Glesser (обр. № 29-к);
- 3, 4 – *Rhaphoneis angulata* Fenner (обр. № 27/4-к);
- 5 – *Pyxilla* cf. *reticulata* Grove et Sturt (обр. № 29-к);
- 6, 7 – *Pseudotriceratium adpersum* (Mann) A. Gladenkov (6 – обр. № 26/1-к, 7 – обр. № 27/4-к);
- 8 – *Ps. radiosoreticulatum* Grunow (обр. № 22/4-к);
- 9, 11 – *Ps. kamtschaticum* A. Gladenkov (обр. № 22-к);
- 10 – *Ps. rusticum* (Mann) A. Gladenkov (обр. № 27/4-к);
- 12 – *Thalassiosira* cf. *praefraga* A. Gladenkov et Barron (обр. № 31/1-к);
- 13 – *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve (обр. № 26-к);
- 14 – *Stephanopyxis turris* (Greville et Arnott) Ralfs (обр. № 22-к).

Масштабные отрезки равны 10 мкм.

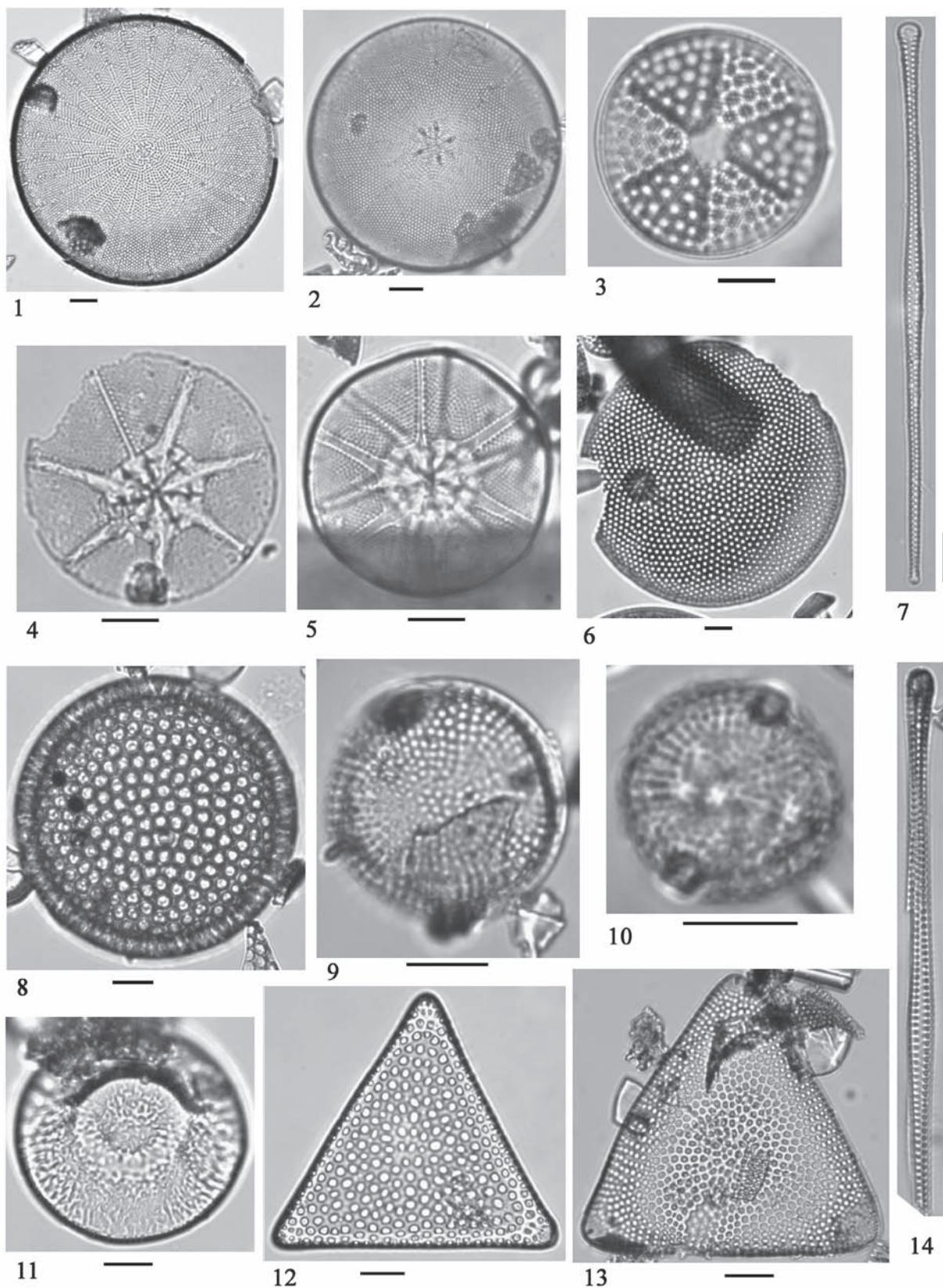
Фототаблица IV

- 1 – *Sceptroneis talwanii* Schrader et Fenner (обр. № 28-к);
- 2 – *Sc. ligulatus* Fenner (обр. № 29-к);
- 3 – *Rhizosolenia miocenica* Schrader (обр. № 27/4-к);

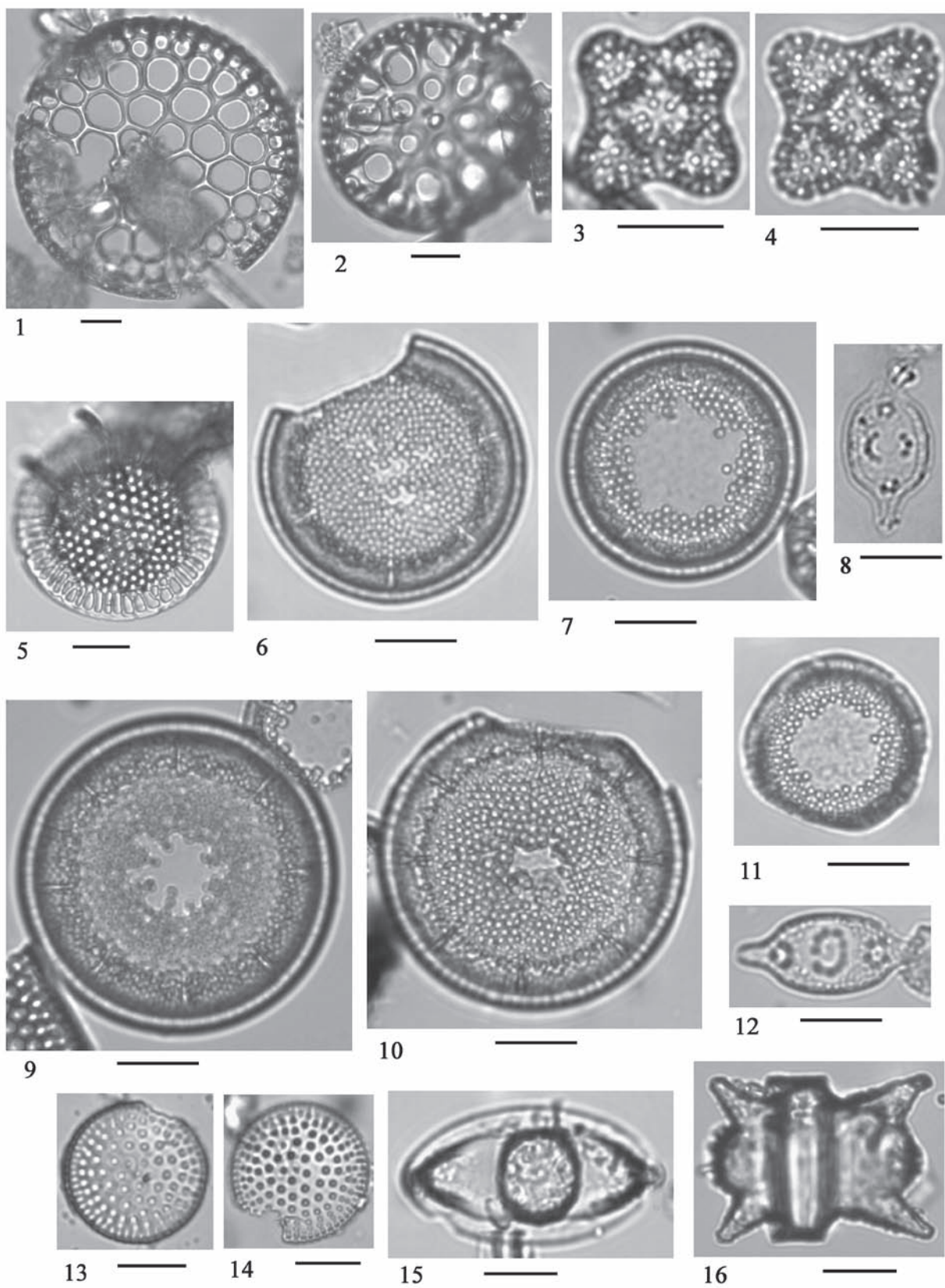
- 4, 5** – *Sceptroneis humuncia* var. *rondipoda* Scherer (обр. № 27/4-к);
- 6, 7** – *Rhaphoneis elongata* (Schrader) Andrews (6 – обр. № 30/1-к, 7 – обр. № 28-к);
- 8, 9** – *Sceptroneis humuncia* Schrader et Fenner (обр. № 28-к);
- 10, 11** – *Sc. propinqua* Schrader et Fenner (10 – обр. № 30/1-к, 11 – обр. № 29-к);
- 12** – *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader (обр. № 26-к);
- 13, 14** – *Pseudodimerogramma filiformis* Schrader et Fenner (13 – обр. № 26-к, 14 – обр. № 28-к);
- 15** – *Rhizosolenia antarctica* Fenner (обр. № 22-к);
- 16, 17** – *Kisseleviella carina* Sheshukova (обр. № 26/1-к);
- 18, 19** – *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba (18 – обр. № 30/1-к, 19 – обр. № 27/4-к);
- 20, 21** – *Pseudodimerogramma elegans* Schrader (обр. № 27/1-к);
- 22, 25** – *Cavitatus jouseanus* (Sheshukova) Williams (обр. № 24/1-к);
- 23, 24** – *Cavitatus miocenicus* (Schrader) Akiba et Yanagisawa (23 – обр. № 24/1-к, 24 – обр. № 26-к);
- 26, 27** – *Pseudodimerogramma elliptica* Schrader (обр. № 26/1-к);
- 28, 29** – *Thalassiosira nansenii* Scherer (28 – обр. № 27/3-к, 29 – обр. № 27/1-к);
- 30, 31** – *Thalassiosira irregulata* Schrader (30 – обр. № 28-к, 31 – обр. № 26-к), а, б – разные фокусы.

Масштабные отрезки равны 10 мкм.

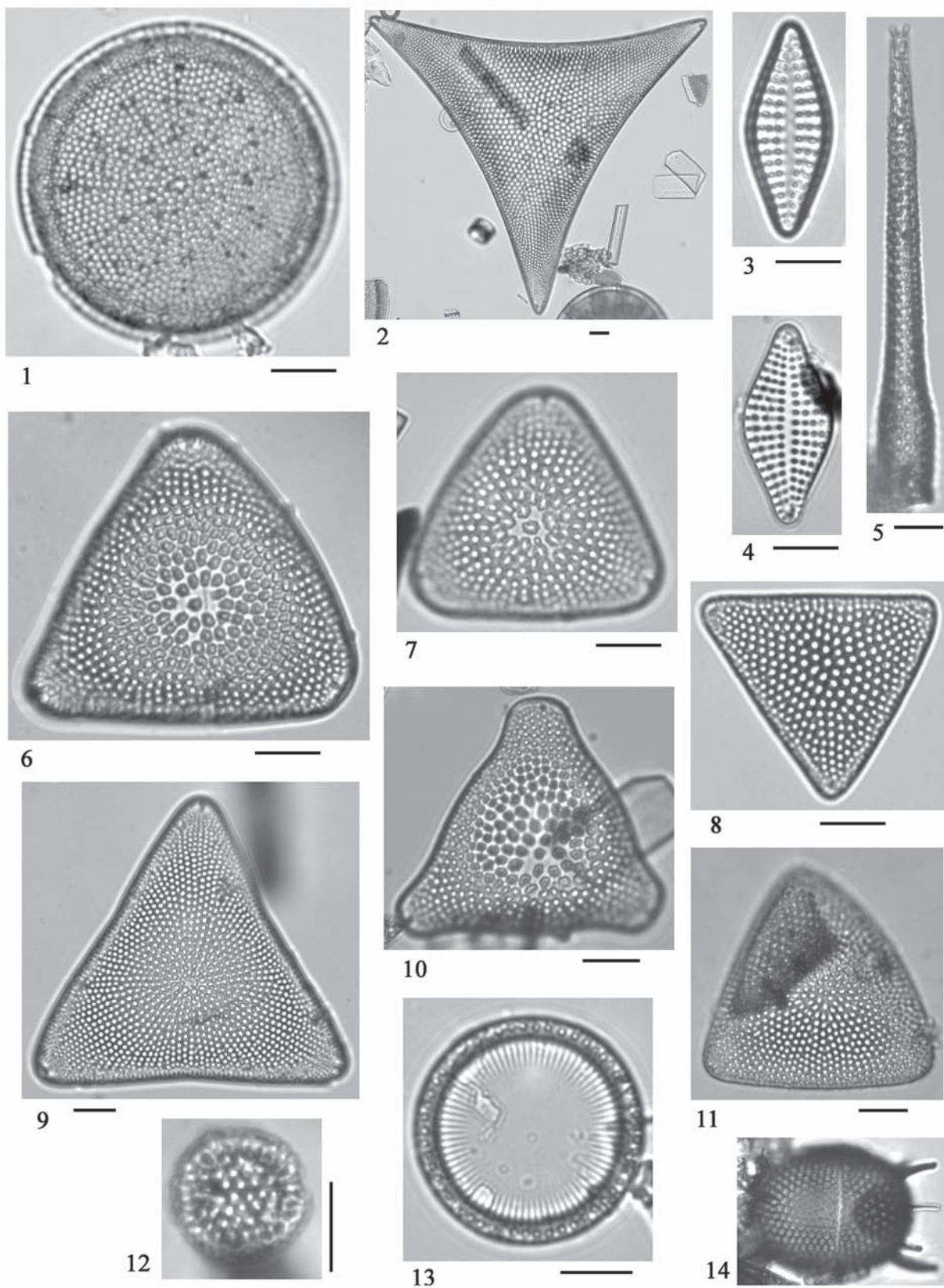
Фототаблица I



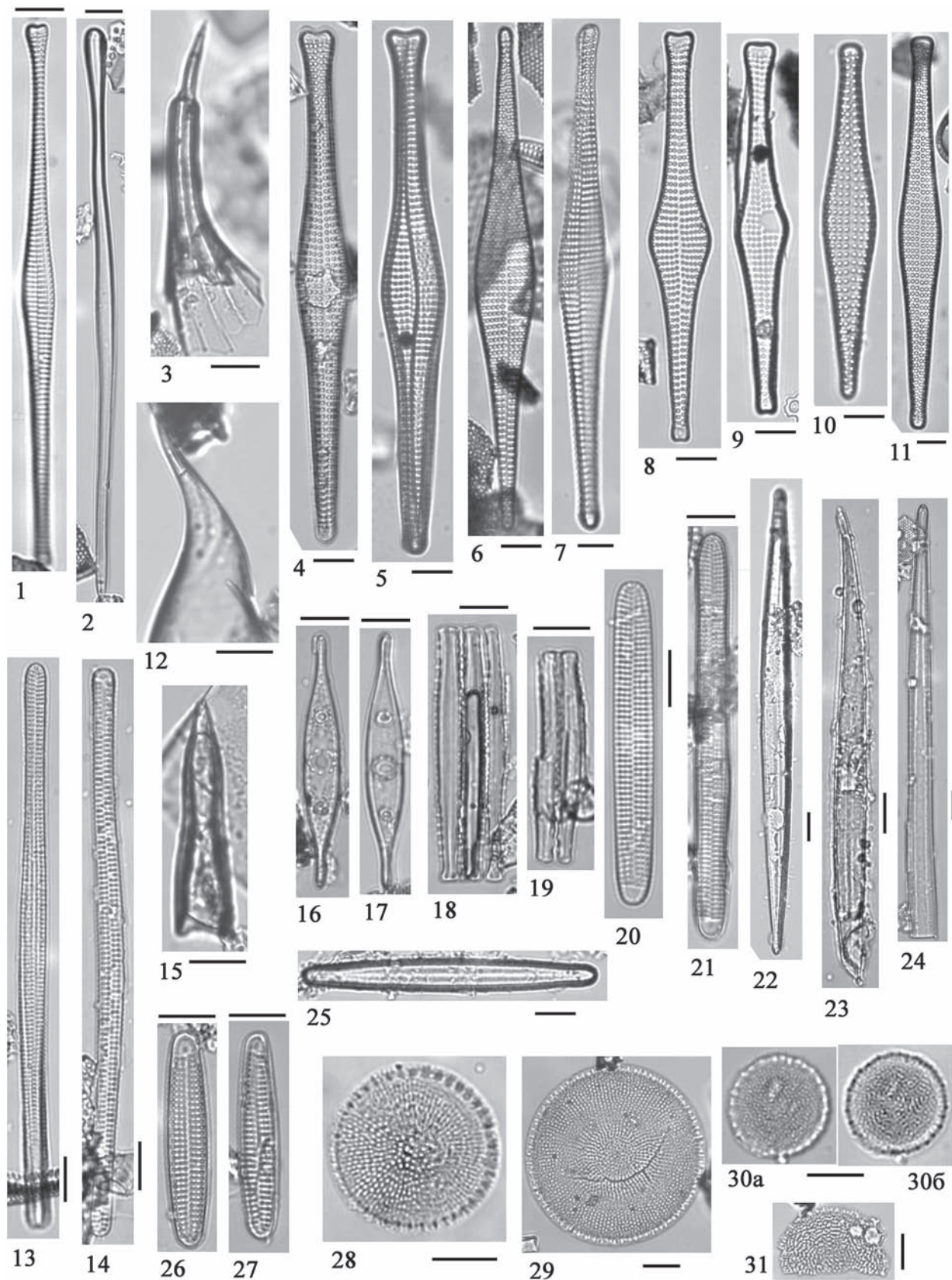
Фототаблица II



Фототаблица III



Фототаблица IV



Фототаблица I

Характерные таксоны.
Все фигуры в одном увеличении.

- . 1-2, 61-62 – *Senegalinium? dilwynense* (Cookson et Eisenack, 1965) Stover et Evitt, 1978: 1-2 – проба 9, 61-62 – проба 10;
- . 3-4 – cf. *Bellatudinium hokkaidoanum* Kurita et Matsuoka, 1995: проба 9;
- . 5-6 – *Lejeunecysta* sp.: проба 9;
- . 7, 8-9 – gen et species indet: проба 9;
- . 10-11, 17-18 – *Spinidinium? pilatum* (Stanley, 1965) Costa et Downie, 1979: проба 9;
- . 12-15 – cf. *Spinidinium macmurdoense* (Wilson, 1967) Lentin et Williams, 1976: проба 9;
- . 16 – *Spiniferites* sp.: проба 9;
- . 19-20 – *Operculodinium* sp.: проба 9;
- . 21-22 – *Impagidinium* sp.: проба 9;
- . 23-24 – green algae, проба 9;
- . 25 – *Michhystridium* sp., проба 9;
- . 26-31, 36-40, 42-47, 49-53 – *Trinovantedinium boreale* Bujak, 1984: проба 10;
- . 32-33 – *Cordosphaeridium fibrospinosum* Davey et Williams, 1966: проба 9;
- . 34-35 – *Trinovantedinium boreale* Bujak, 1984: проба 9;
- . 41, 48 – *Areosphaeridium diktyoplokum* (Klumpp, 1953) Eaton, 1971: проба 9;
- . 54-55 – cf. *Lejeunecysta granosa* Biffi et Grignani, 1983: проба 9;
- . 56-57 – *Senegalinium orei* (Jan du Chêne et Adediran, 1985) Stover et Williams, 1987: проба 10;
- . 58-60, 63-64 – *Phelodinium* sp.: проба 10;
- . 65 – *Deflandrea* sp.: проба 9;
- . 66-67 – *Glaphyrocysta exuberans* (Deflandre et Cookson, 1955) Stover et Evitt, 1978: проба 10.

Фототаблица II

Характерные таксоны.
Все фигуры из пробы 11 и в одном увеличении.

- . 1-3 – *Achilleodinium biformoides* (Eisenack, 1954) Eaton, 1976;
- . 4 – *Glaphyrocysta exuberans* (Deflandre et Cookson, 1955) Stover et Evitt, 1978;
- . 5-10 – *Glaphyrocysta semitecta* (Bujak in Bujak et al., 1980) Lentin et Williams, 1981;
- . 11-12 – *Glaphyrocysta* sp.;
- . 13-15 – cf. *Glaphyrocysta exuberans* (Deflandre et Cookson, 1955) Stover et Evitt, 1978.

Фототаблица III

Характерные таксоны.
Все фигуры из пробы 11 и в одном увеличении.

- . 1-2, 9, 15-16 – *Glaphyrocysta* sp.;
- . 3-4, 20-23 – cf. *Glaphyrocysta semitecta* (Bujak in Bujak et al., 1980) Lentin et Williams, 1981;
- . 5-6, 10-11 – *Glaphyrocysta exuberans* (Deflandre et Cookson, 1955) Stover et Evitt, 1978;
- . 7-8, 12-14 – *Glaphyrocysta* sp. cf. *G. vicina* (Eaton, 1976) Stover et Evitt, 1978;
- . 17 – *Trinovantedinium boreale* Bujak, 1984;
- . 18-19 – *Dinopterygium cladoides* Deflandre, 1935.

Фототаблица IV

Характерные таксоны.
Все фигуры в одном увеличении.

- . 1-4 – *Bellatudinium hokkaidoanum* Kurita et Matsuoka, 1995: 1-3 – проба 12, 4 – проба 14;

- . 5-6 – *Spinidinium* sp. В sensu Kurita, 2004: проба 17;
- . 7 – *Spinidinium* sp.: проба 18;
- . 8-9 – *Paralecaniella indentata* (Deflandre et Cookson, 1955) Cookson et Eisenack, 1970: проба 14;
- . 10-11 – *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1837) Mantell, 1854: проба 12;
- . 12-13 – *Spiniferites* sp.: проба 14;
- . 14-16, 39-41 – *Trinovantedinium boreale* Bujak, 1984: 14-16 – проба 14, 39 – проба 16, 40-41 – проба 20;
- . 17-18 – operculum cf. *Hemiplacophora* sp.: проба 14;
- . 19-20 – cf. *Enneadocysta fenestrata* (Bujak, 1976) Stover et Williams, 1995: проба 14;
- . 21-22 – cf. *Hemiplacophora* sp.: обр. № 14;
- . 23 – *Enneadocysta partridgei* Stover et Williams, 1995: проба 14;
- . 24 – *Areosphaeridium diktyoplokum* (Klumpp, 1953) Eaton, 1973: проба 17;
- . 25-26 – *Enneadocysta* sp. A sensu Slujis et al., 2003: проба 18;
- . 27-28 – *Enneadocysta pectiniformis* (Gerlach, 1961) Stover et Williams, 1995: проба 15;
- . 29 – *Cribroperidinium? edwardsii* (Cookson et Eisenack, 1958) Davey, 1969: проба 16;
- . 30 – *Odontochitina operculata* (Wetzel, 1933) Deflandre et Cookson, 1955: проба 16;
- . 31 – *Enneadocysta partridgei* Stover et Williams, 1995, обр. № 18;
- . 32, 34-36 – *Batiacasphaera subtilis* Stover et Helby, 1987: 34, 36 – проба 16, 35 – проба 14;
- . 33 – *Cleistosphaeridium? aciculare* Davey, 1969: проба 16;
- . 37 – *Senegalinium* sp.: проба 20;
- . 38, 44-49 – *Spinidinium* sp. A: проба 20;
- . 42-43 – *Phthanoperidinium* sp.: проба 20;
- . 50-51 – *Phelodinium* sp.: проба 20.

Фототаблица V

Характерные таксоны.

Все фигуры в одном увеличении.

- . 1, 7 – *Spinidinium* sp.: проба 22;
- . 2-3 – cf. *Dapsilidinium pastielsii* (Davey et Williams, 1966) Bujak et al., 1980: проба 22;
- . 4-6 – gen et sp. indet: проба 22;

- . 8, 36-37, 48-51 – *Trinovantedinium boreale* Bujak, 1984: 8 – проба 22, 46-37 – проба 26, 48-49 – проба 23, 50-51 – проба 29;
- . 9-10, 14-15 – *Selenopemphix nephroides* Benedek, 1972: проба 22;
- . 11 – *Alterbidinium* sp.: проба 29;
- . 12 – *Isabelidinium* sp.: проба 29;
- . 16, 20 – cf. *Briganthedinium* sp.: проба 22;
- . 17-19, 27-28 – *Michrystridium* sp.: 17, 27-28 – проба 22, 18-19 – проба 23;
- . 21-22, 33-34, 40-41 – *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1837) Mantell, 1854: 21-22 – проба 22, 33-34, 40-41 – проба 23;
- . 23-24 – *Phthanoperidinium* sp.: проба 22;
- . 25-26 – *Sigmopolis* sp.: проба 29;
- . 29-30 – *Cymatiosphaera* sp.: проба 22;
- . 31 – *Horologinella incurvata* Cookson et Eisenack, 1962: обр. № 22;
- . 32, 39 – *Paralecaniella indentata* (Deflandre et Cookson, 1955) Cookson et Eisenack, 1970: 32 – проба 23, 39 – проба 26;
- . 35 – *Heteraulacacysta leptalea* Eaton, 1976: проба 24;
- . 38 – *Impagidinium* sp.: проба 22;
- . 42-43 – cf. *Spiniferites membranaceus* (Rosignol, 1964) Sarjeant, 1970: проба 26;
- . 44 – *Spinidinium* sp. A: проба 23;
- . 45 – *Homotryblium* sp.: проба 29;
- . 46-47 – *Trinovantedinium* sp.: проба 26;
- . 52-53 – *Glaphyrocysta semitecta* (Bujak in Bujak et al., 1980) Lentin et Williams, 1981: проба 29;
- . 54 – *Spinidinium* spp.: 54 – проба 23, 55 – проба 22, 56-57 – проба 29, 58-59 – проба 26.

Фототаблица VI

Характерные таксоны.

Все фигуры в одном увеличении, кроме фиг. 70-71, 73.

- . 1-2 – *Spinidinium* sp.: проба 29;
- . 3-4 – *Alterbidinium* sp. A sensu Kurita 2004: проба 29;
- . 5-8 – *Trithyrodinium* sp.: проба 30;
- . 9-10, 19 – *Diacronidium* sp.: 9-10 – проба 29, 19 – проба 30;
- . 11-13, 22-23, 32-33, 36-38, 45-47, 50 – green algae: 11-13, 22-23 – проба 30, 32-33, 36-38, 45-47 – проба 38, 50 – проба 39;

- . 14-15, 24-25 – *Trinovantedinium* sp.: проба 30;
- . 16-17, 26-28, 40-41, 52-55 – *Batiacasphaera hirsuta* Stover, 1977: 16-17, 28, 40-41 – проба 30, 26-27, 54 – проба 33, 52-53, 55 – проба 39;
- . 18 – gen et species indet: проба 39;
- . 20-21, 29-31, 34-35 – *Crassosphaera* sp.: проба 32;
- . 39 – *Trinovantedinium boreale* Bujak, 1984: проба 39;
- . 42 – *Batiacasphaera minuta* (Matsuoka, 1983) Matsuoka et Head, 1992: проба 38;
- . 43-44 – *Cymatiosphaera* sp.: 43 – проба 32, 44 – проба 33;
- . 48-49 – *Michrystridium* sp.: проба 32;
- . 51 – scolecodont: проба 30;
- . 56-57 – operculum *Areosphaeridium ebdonii* Bujak, 1994: проба 33;
- . 58-61, 64-67 – *Moria* sp. A: проба 39;
- . 62-63 – *Glaphyrocysta exuberans* (Deflandre et Cookson, 1955) Stover et Evitt, 1978: проба 30;
- . 68 – *Senegalinium* sp.: проба 30;
- . 69 – *Batiacasphaera* sp.: проба 30;
- . 70, 73 – скопления оболочек зелёных водорослей: проба 32;
- . 71 – общий вид препарата в пробе 38;
- . 72 – *Cordosphaeridium inodes* (Klumpp, 1953) Eisenack, 1963: проба 33.

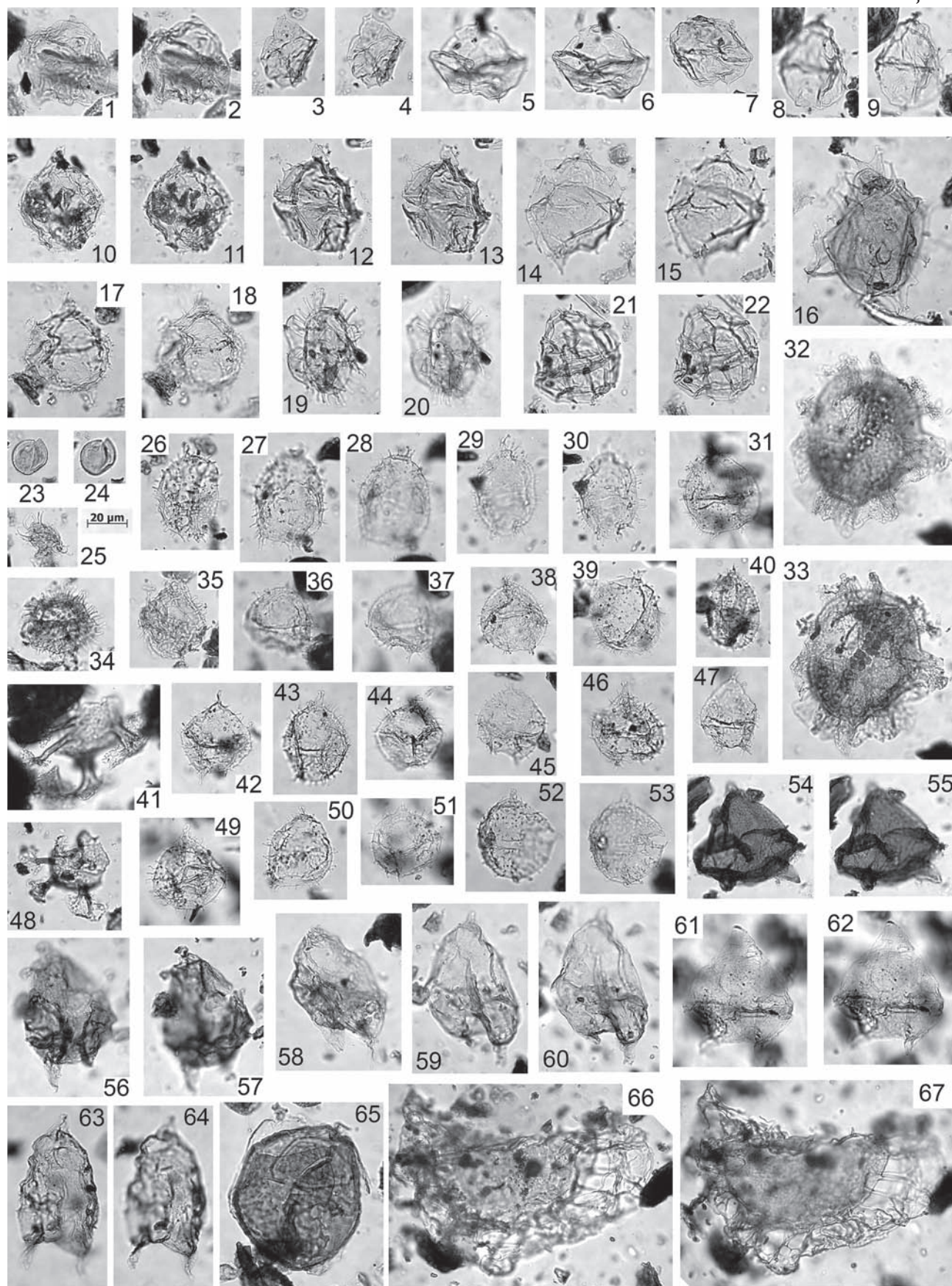
Фототаблица VII

Характерные таксоны.

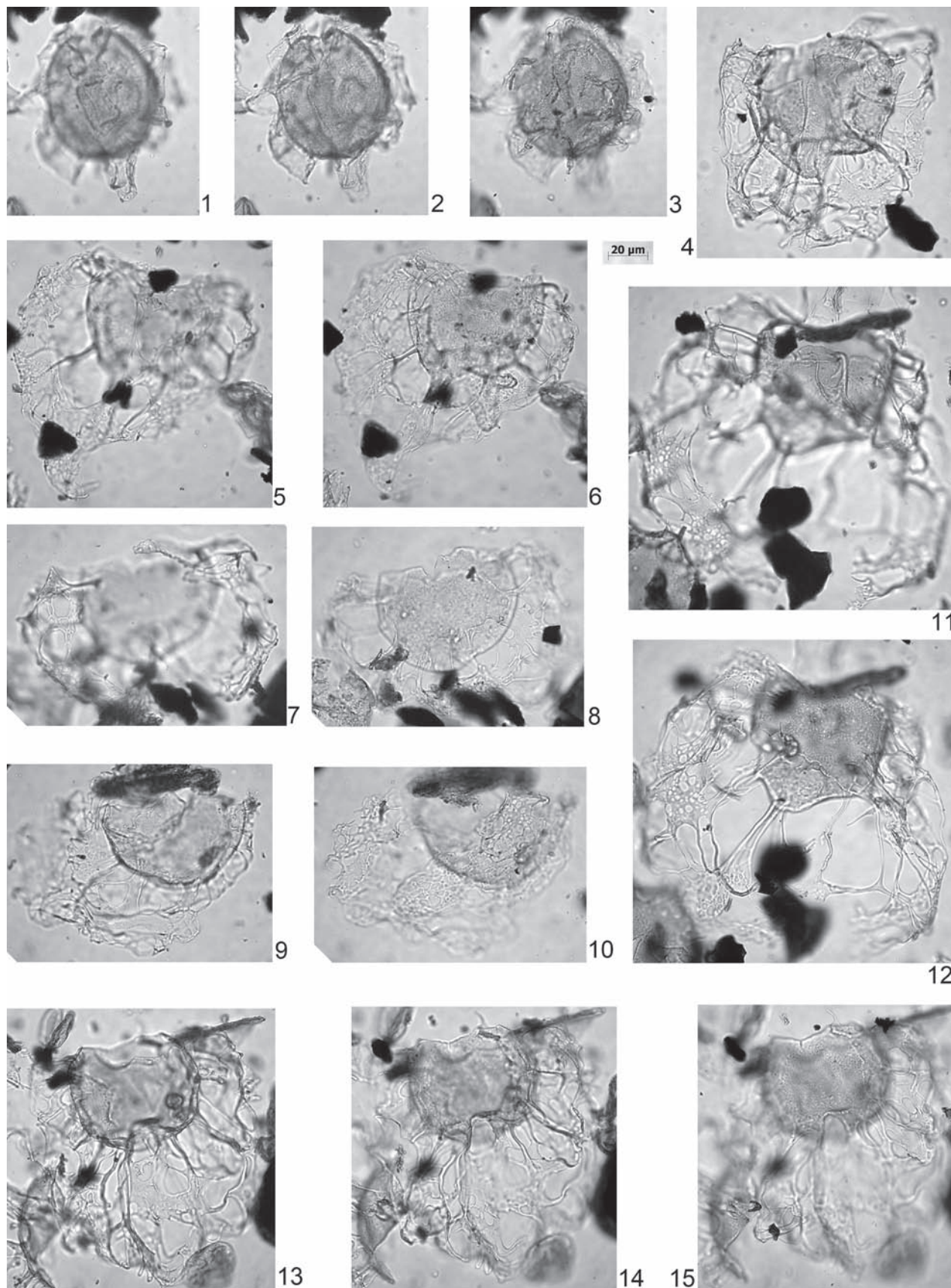
Все фигуры в одном увеличении, кроме фиг. 57.

- . 1 – *Pterospermella* sp.: проба 52;
- . 2 – green algae: проба 52;
- . 3-9, 18-19 – *Williamsidinium diaphanes* Kurita, 2004: 3-9 – проба 58, 18-19 – проба 61;
- . 10-11, 16-17, 23-24 – *Batiacasphaera minuta* (Matsuoka, 1983) Matsuoka et Head, 1992: 10-11 – проба 58, 16-17 – проба 63, 23-24 – проба 77;
- . 12-13, 14-15 – cf. *Williamsidinium diaphanes* Kurita, 2004: 12-13 – проба 58, 14 – проба 60, 15 – проба 61;
- . 20 – *Spinidinium* sp.: проба 77;
- . 21-22 – cf. *Trinovantedinium glorianum* (Head et al., 1989) de Verteuil et Norris, 1992: проба 81;
- . 25 – *Senegalinium* sp.: проба 77;
- . 26-27 – *Spinidinium* sp.: проба 4;
- . 28-29, 35-36 – *Spinidinium?* *tripylum* Kurita, 2004: обр. № 78;
- . 30-31 – *Filisphaera filifera* Bujak, 1984: проба 4;
- . 32 – cf. *Phthanoperidinium delicatum* Michoux, 1985: проба 77;
- . 33 – *Operculodinium* sp.: проба 77;
- . 34 – *Trinovantedinium boreale* Bujak, 1984: проба 77;
- . 37 – *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1837) Mantell, 1854: проба 60;
- . 38 – *Operculodinium* sp.: проба 81;
- . 39 – *Spiniferites hexatypicus* Matsuoka, 1983: проба 4;
- . 40-41 – *Paralecaniella* sp. A: проба 1a;
- . 42 – *Spinidinium* sp.: проба 63;
- . 43 – *Alterbidinium* sp.: проба 60;
- . 44 – *Leiosphaeridia* sp.: проба 58;
- . 45 – *Operculodinium* sp. B sensu Kurita 2004: проба 78;
- . 46-47 – *Trinovantedinium* sp. cf. *T. applanatum* (Bradford, 1977) Bujak et Davies, 1983: проба 63;
- . 48-49 – *Selenopemphix* sp., проба 58;
- . 50 – *Tasmanites* sp., проба 58;
- . 51, 55-56 – green algae: 51, 55 – проба 77, 56 – проба 60;
- . 52-54 – *Brigantedinium* sp.: проба 58;
- . 57 – общий вид препарата в пробе 77.

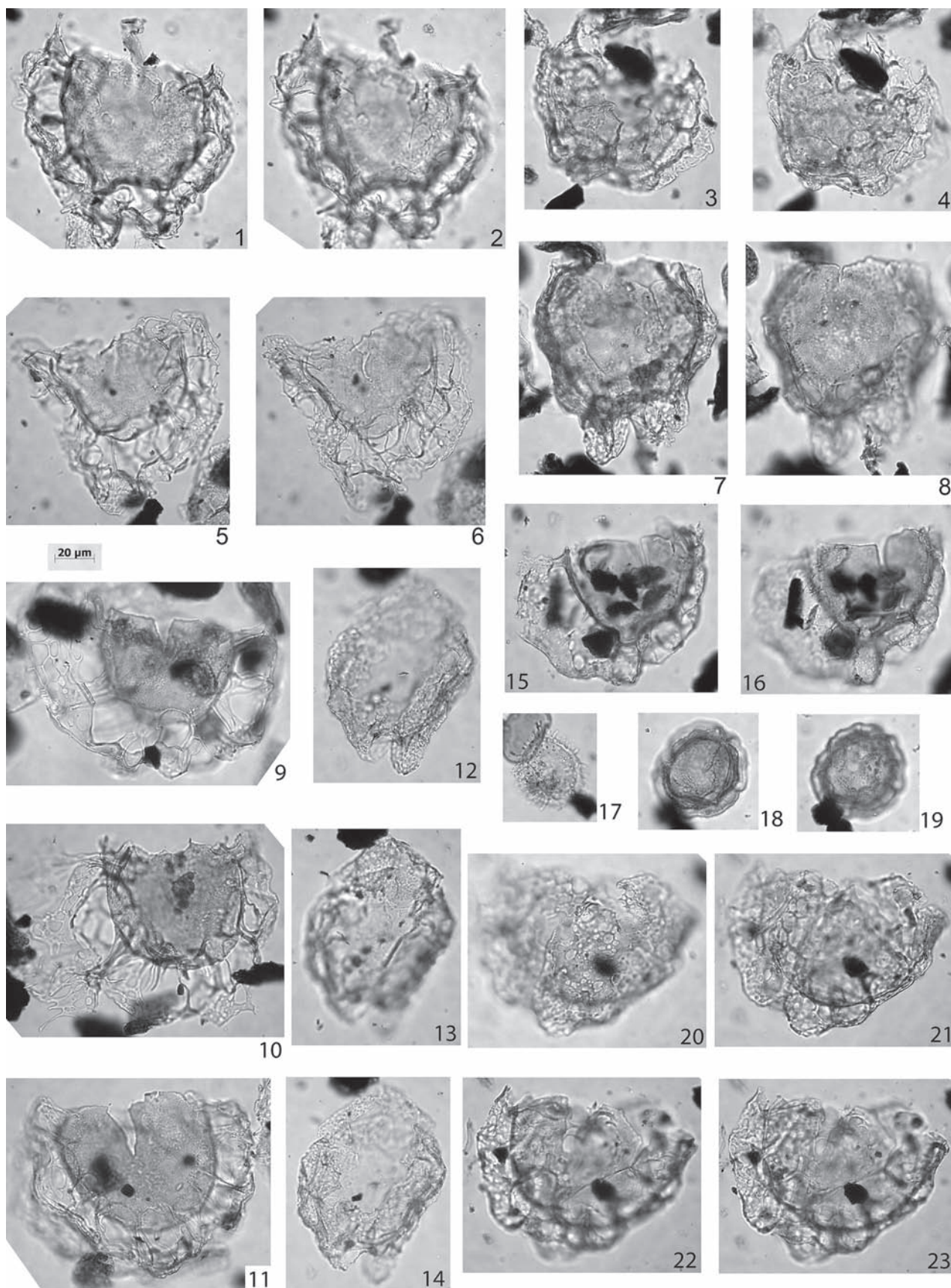
Фототаблица I



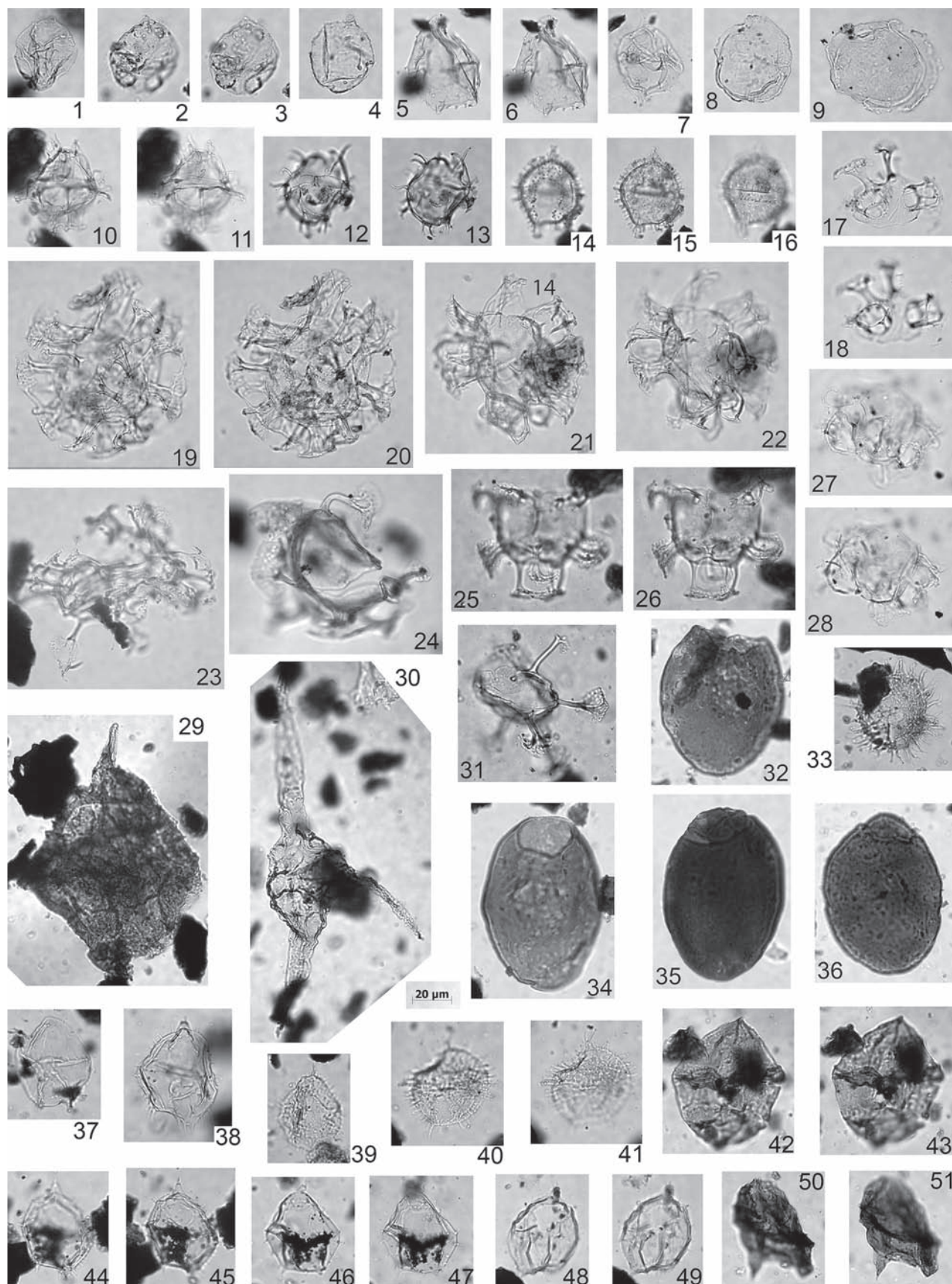
Фототаблица II



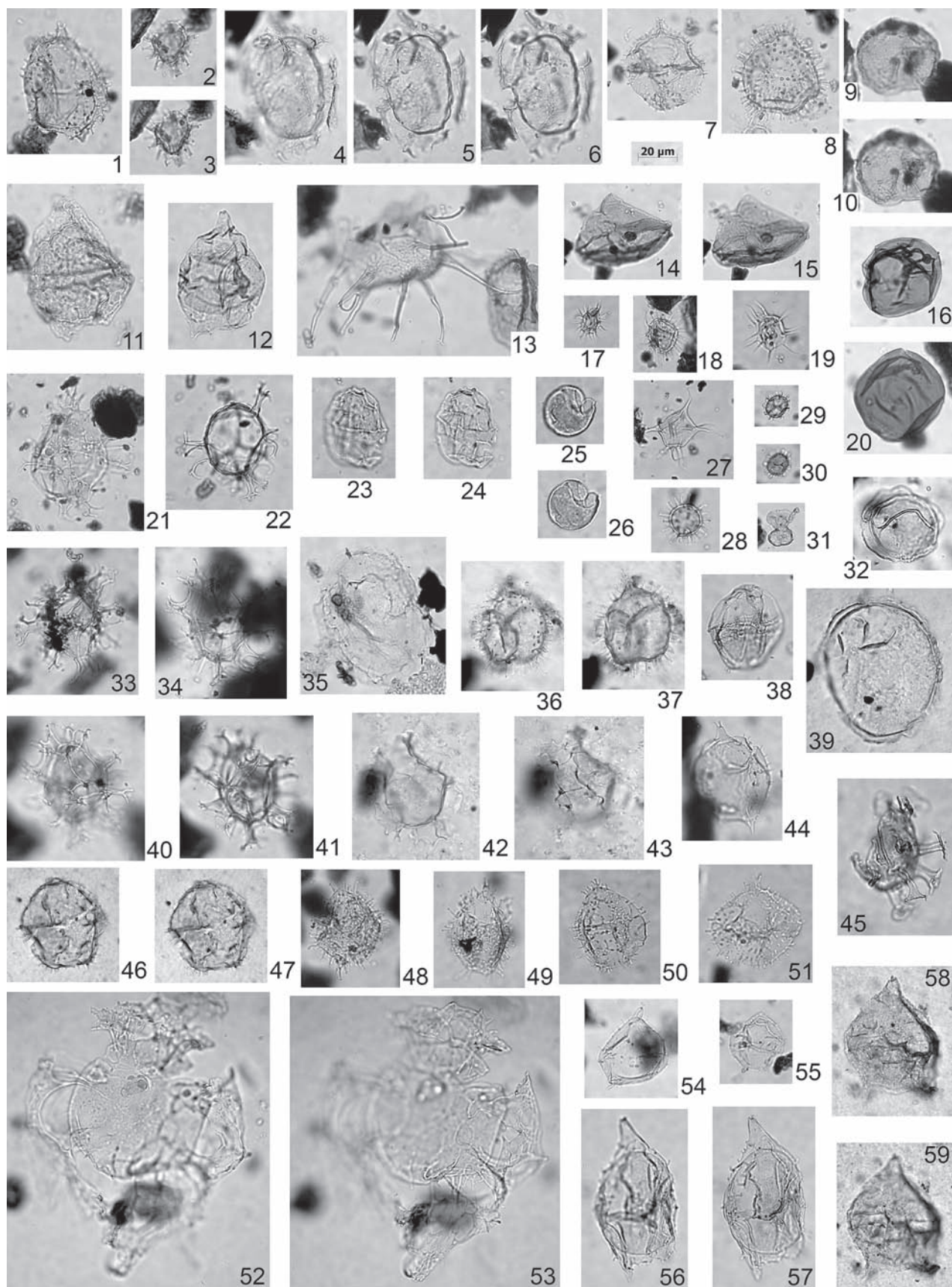
Фототаблица III



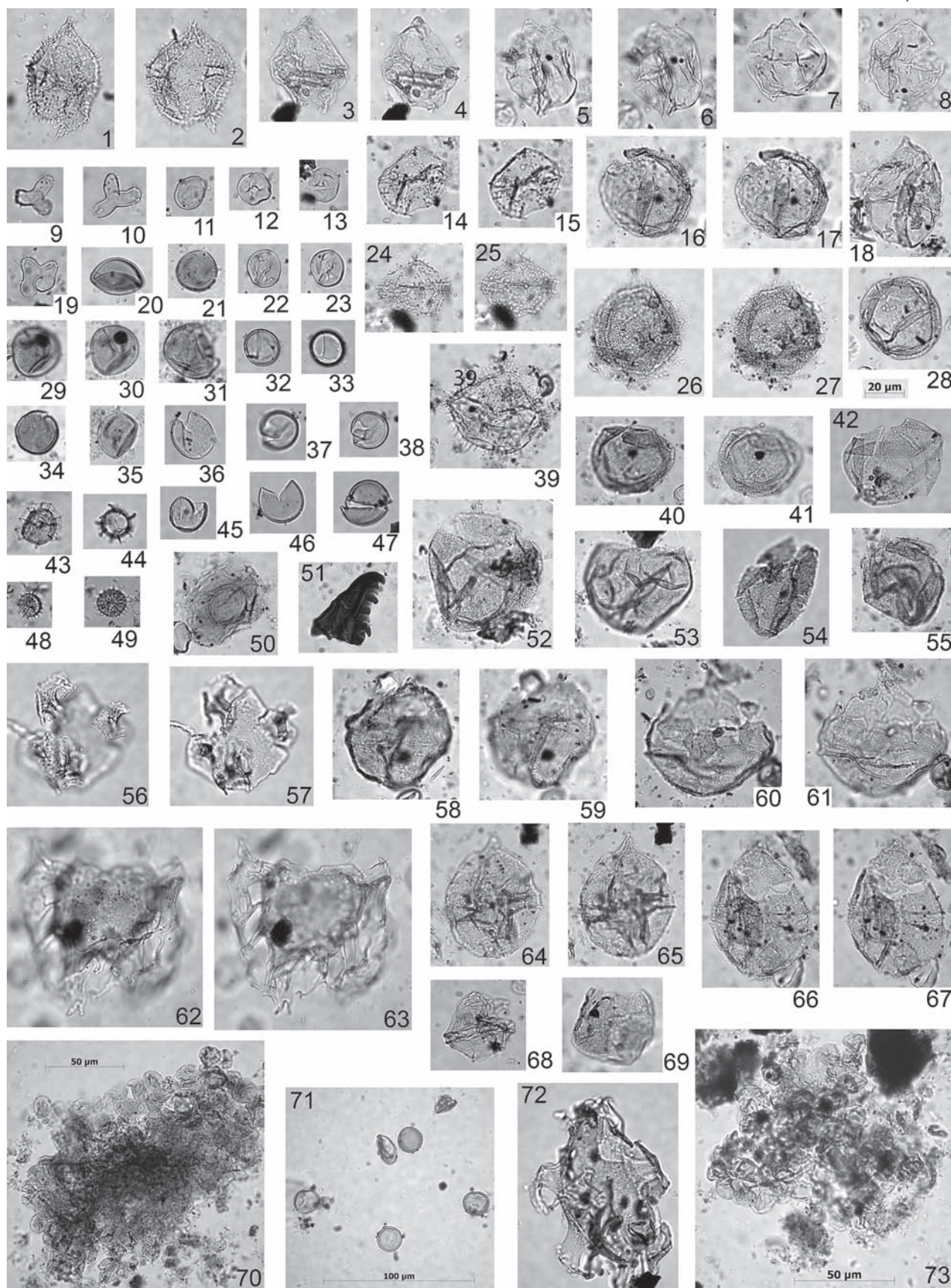
Фототаблица IV



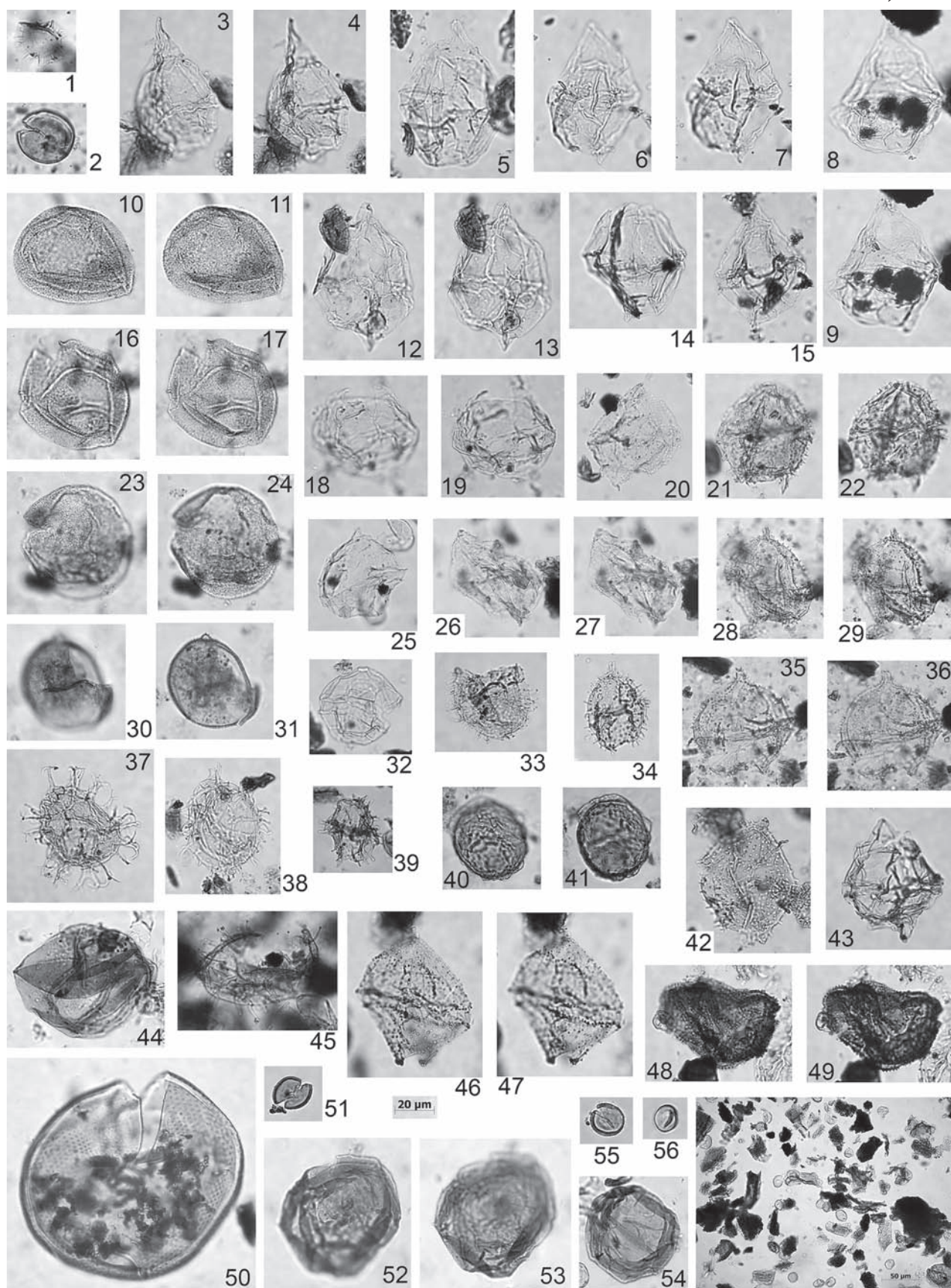
Фототаблица V



Фототаблица VI



Фототаблица VII



ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ШЛИФЫ

Иллюстрации к тексту «2.2. Некоторые особенности вещественного состава палеогеновых и неогеновых отложений»

Фототаблица 1

- Шлиф 1.** Песчаник снатольского горизонта с хемогенным кальцитовым цементом и глауконитом (Г).
- Шлиф 2.** Песчаник снатольского горизонта с локальными биохемогенными структурами кальцевого цемента (стрелка).
- Шлиф 3.** Карбонатная конкреция с биохемогенными водорослевыми структурами, цементирующими крупные обломки измененных пород.
- Шлиф 4.** Карбонатная конкреция с биохемогенными водорослевыми структурами, огибающими обломки пород и заполняющими между ними все поровое пространство.

Фототаблица 2

- Шлиф 5.** Алевролит с карбонатным микритом, цеолиты в поровом пространстве породы и замещают опаловые биогенные структуры. Выделение цеолитов в раковине фораминиферы (стрелка).
- Шлиф 6.** Микрозернистые выделения хемогенного карбоната в цементе конкреции, включающей многочисленные опаловые остатки диатомовых.
- Шлиф 7.** Конкреция с биохемогенным карбонатным цементом. Водорослевые нити, состоящие из кальцитовых микровыделений, огибают минеральные обломки.
- Шлиф 8.** Крупные обломки вспученного кислого стекла с выделениями пирита в газовых полос-

тях, тонкоалевритовый заполнитель состоит из опала.

Фототаблица 3

- Шлиф 9.** Песчаник с порово-пленочным тонкозернистым карбонатным цементом.
- Шлиф 10.** Карбонатная порода, содержащая рассеянный тонкозернистый органический материал, включающая алевритовый обломочный материал, фрагменты вспученного вулканического стекла песчаной размерности и много хорошо сохранившихся панцирей диатомовых.
- Шлиф 11.** Кремнистая ультрамикрозернистая порода (диатомит?), включающая отдельные зерна алевритовой размерности. Отчетливо видны следы илоядных животных (темное пятно в центре) и обломки измененных панцирей диатомовых.
- Шлиф 12.** Кремнистая ультрамикрозернистая порода с включениями обломков минералов алевритовой размерности, с многочисленными фрамбоидрами пирита и пиритом, заполняющим панцири диатомовых. Отдельные нитевидные структуры и их пучки, представляющие, вероятно, окремневшие талломы водорослей, показаны стрелками.

Фототаблица 4

- Шлиф 13.** Тектонически деформированный кальцит в трещинке алевролита.

Шлиф 14. Тонкозернистый кремнистый алевролит с гнездообразными включениями крупнозернистых минеральных обломков песчаной и алевритовой размерности.

Шлиф 15. Тонкозернистый кремнистый алевролит с включениями крупнозернистых минеральных обломков песчаной и алевритовой размерности и поровой цеолитовой минерализацией (стрелки).

Шлиф 16. Тонкослоистый микрозернистый кремнистый алевролит с обрывками обугленного растительного детрита и редкими рассеянными зернами кварца.

Фототаблица 5

Шлиф 17. Кремнистая тонкозернистая порода, в составе которой различаются редкие панцири диатомей с выделениями цеолитов, многочисленные разные (по толщине и протяженности) нитчатые структуры. Характерно огибание нитчатыми структурами панцирей диатомовых и минеральных обломков.

Шлиф 18. Кремнистый алевролит с многочисленными нитевидными структурами, редкими цеолитизированными панцирями диатомовых и отдельными минеральными (кварц) обломками алевритовой размерности.

Шлиф 19. Кремнистая тонкозернистая порода с многочисленными нитчатыми структурами. Характерно огибание нитчатыми структурами панцирей диатомовых и минеральных обломков. Панцири диатомей заполнены кристаллами цеолитов.

Шлиф 20. Кремнистый алевролит с хорошо сохранившимися структурами панцирей диатомовых, частично или полностью заполненных цеолитами.

Фототаблица 6

Шлиф 21. Карбонатная конкреция, в которой в большом количестве встречаются частично или полностью карбонатизированные (замещенные кальцитом) диатомовые. Изометричной формы выделения карбоната сложены ультратонкозернистыми комочками (0,0025 мм), равномерно

рассеянными в породе или слагающими нитевидные структуры и пучки нитей (стрелки).

Шлиф 22. Карбонатная конкреция включает хорошо сохранившиеся панцири диатомовых водорослей, инкрустированные и заполненные кальцитом. В мозаичных, лапчатых и ветвистых выделениях кальцита видна структура пучков, построенных из цепочек круглых, загнутых, рогульчатых и причудливо изогнутых карбонатных микрообособлений (стрелки).

Шлиф 23. Кремнистый песчанистый алевролит, состоящий из микроскоплений опаловых выделений, содержит многочисленные панцири диатомовых, инкрустированные или полностью замещенные микрозернистым опалом и пиритом. Скопления углефицированных растительных остатков располагаются на плоскости слоистости. Ходы илоядных животных заполнены микрозернистым опалом (стрелка).

Шлиф 24. Кремнистый алевролит с большим количеством разрушенных панцирей диатомовых. Микрозернистые выделения опала слагают основную массу породы. В некоторых случаях видно участие этих выделений совместно с органическим веществом (коричневая пигментация участка) в строении пучков или букетов с радиальной ориентацией групп нитей (стрелки).

Фототаблица 7

Шлиф 25. Кремнистая порода, сложенная оптически изотропным веществом (опал), состоящим из микрозернистых комочков (0,05 мм), замещающих панцири диатомовых водорослей (стрелка).

Шлиф 26. Увеличенный фрагмент шлифа 25.

Шлиф 27. Кремнистая порода, состоящая из скопления микрозернистых комочков (0,05 мм) опала, замещающих панцири диатомовых водорослей и некоторые минеральные обломки. Скопления пирита заполняют панцири диатомовых.

Шлиф 28. Кремнистый алевролит, сложенный микрозернистыми выделениями опала. Панцирь диатомовой водоросли растворен и частично замещен изотропным кремнистым веществом (стрелка).

Таблица 1

Рис. Л-1 Шлиф 1

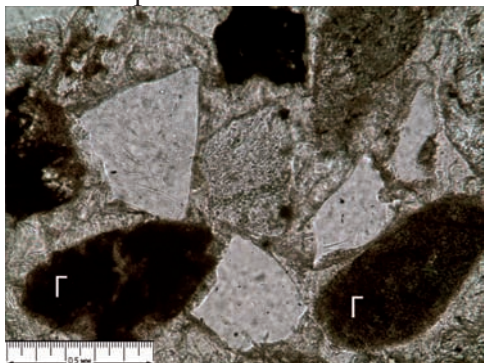


Рис. Л-1 Шлиф 2

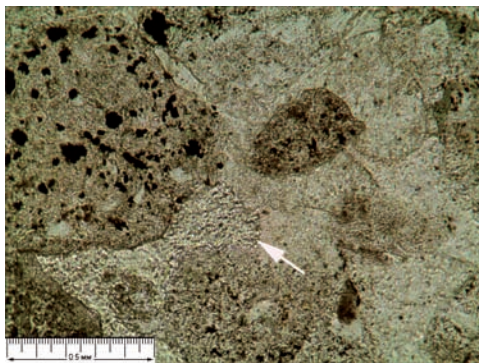


Рис. Л-2 Шлиф 3

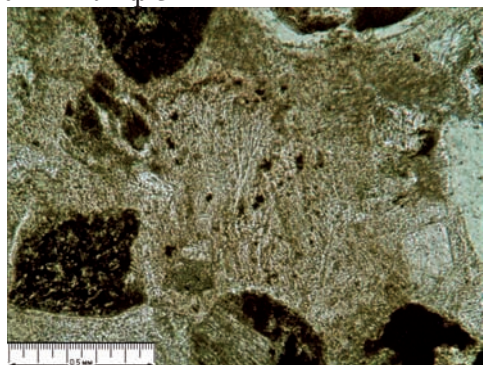


Рис. Л-2 Шлиф 4

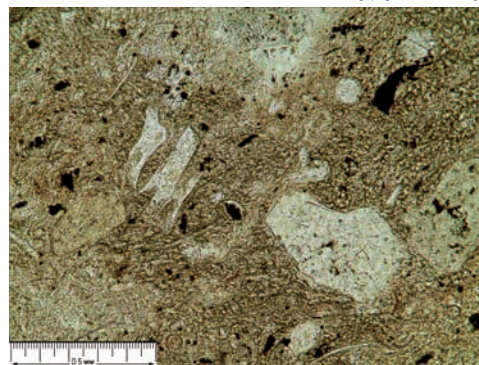


Таблица 2

Рис. Л-3 Шлиф 5



Рис. Л-4 Шлиф 6

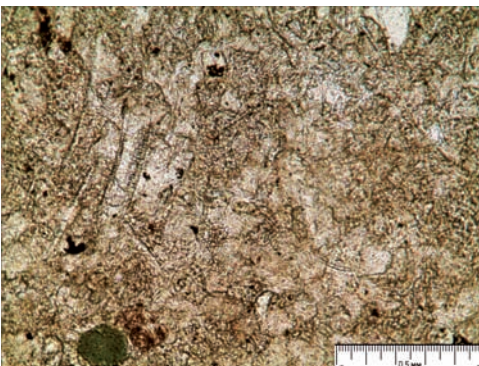


Рис. Л-4 Шлиф 7

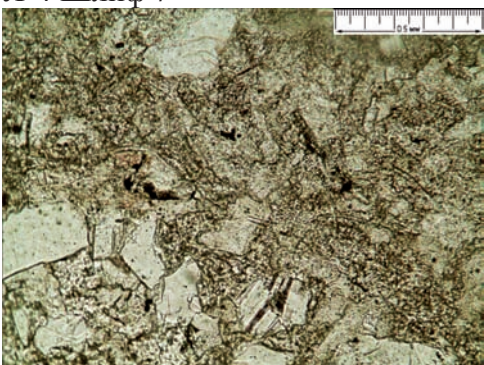


Рис. Л-5 Шлиф 8

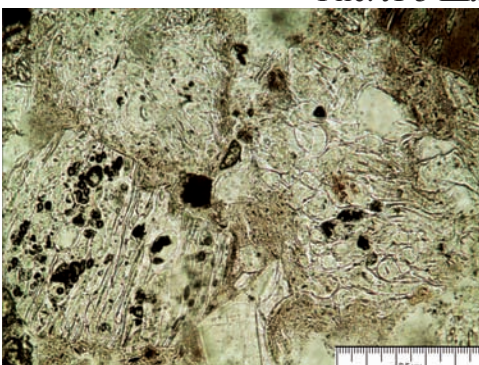


Таблица 3

Рис. Л-6 Шлиф 9

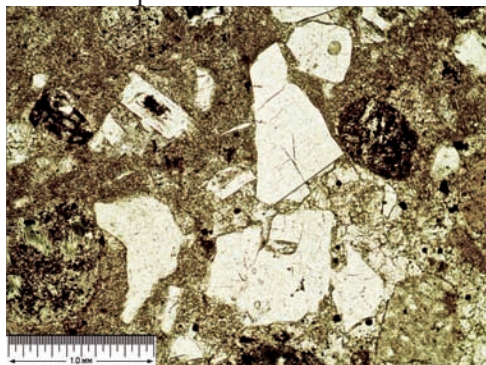


Рис. Л-7 Шлиф 10

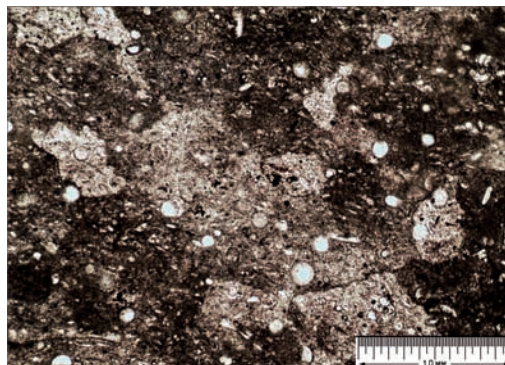


Рис. Л-7 Шлиф 11

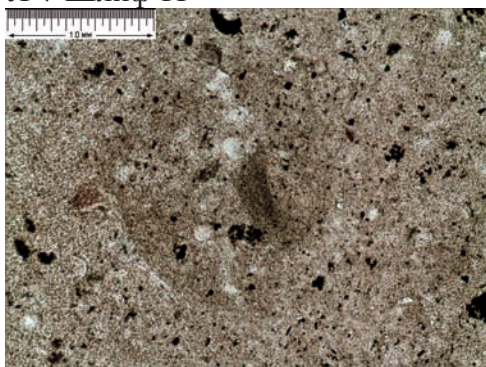


Рис. Л-7 Шлиф 12

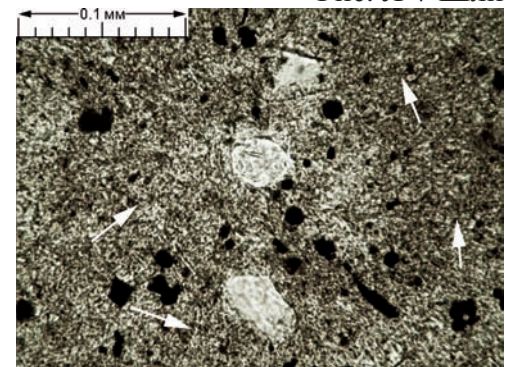


Таблица 4

Рис. Л-8 Шлиф 13

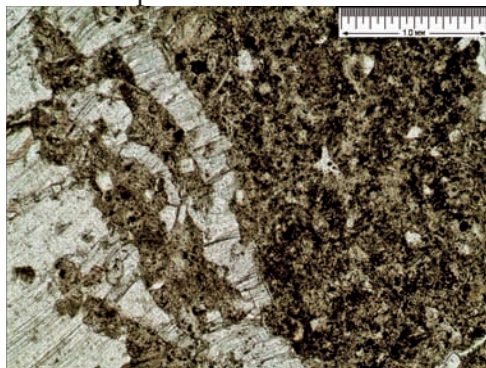


Рис. Л-9 Шлиф 14

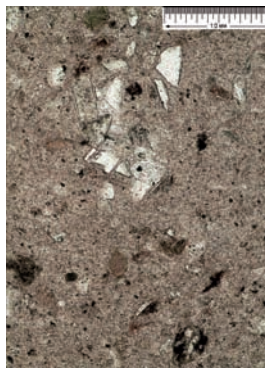


Рис. Л-9 Шлиф 15

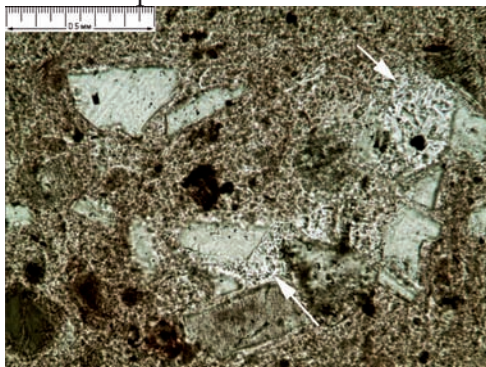


Рис. Л-9 Шлиф 16

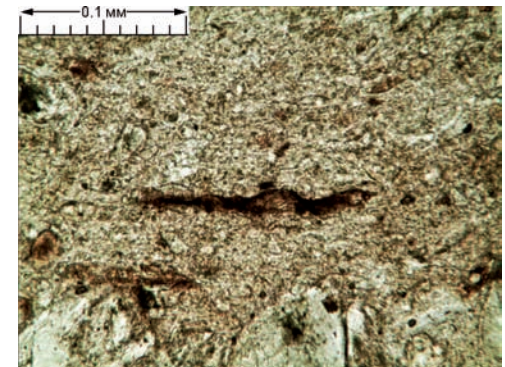


Таблица 5

Рис. Л-10 Шлиф 17

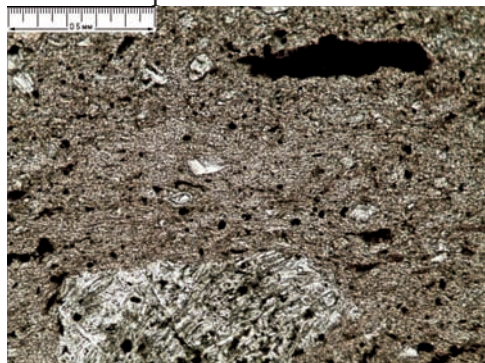


Рис. Л-10 Шлиф 18

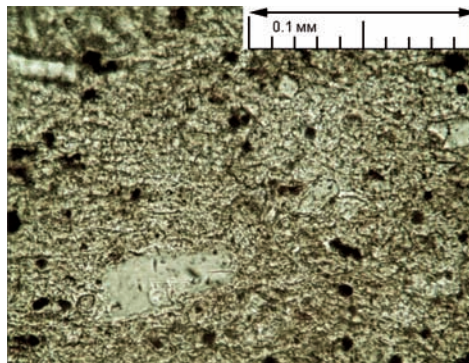


Рис. Л-10 Шлиф 19

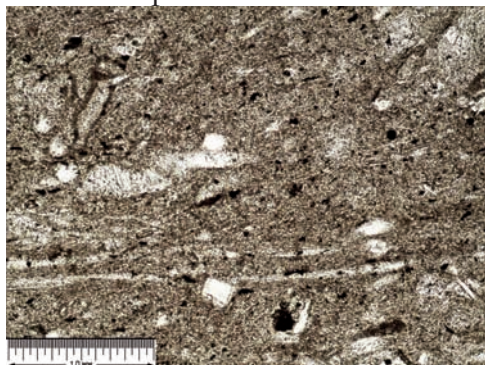


Рис. Л-10 Шлиф 20

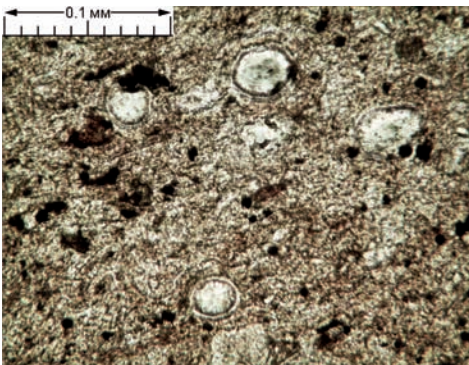


Таблица 6

Рис. Л-11 Шлиф 21

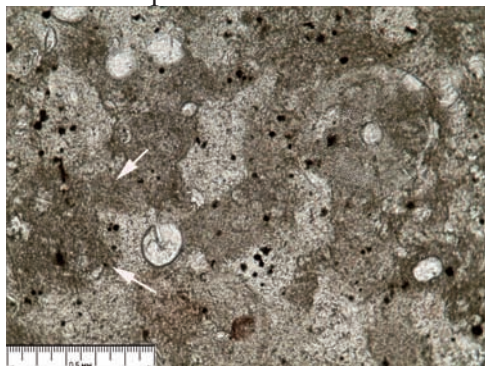


Рис. Л-11 Шлиф 22

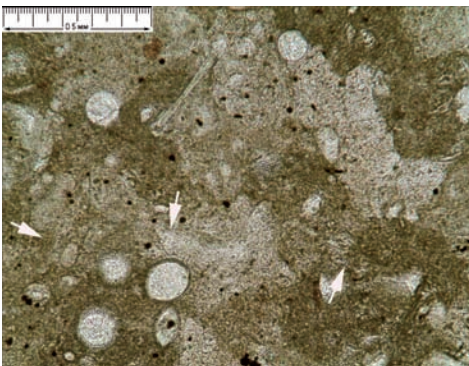


Рис. Л-12 Шлиф 23

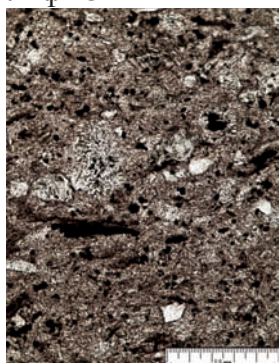


Рис. Л-12 Шлиф 24

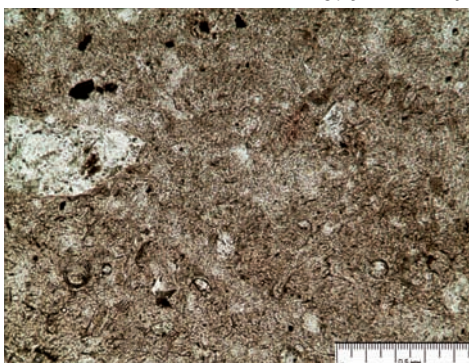


Таблица 7

Рис. Л-13 Шлиф 25

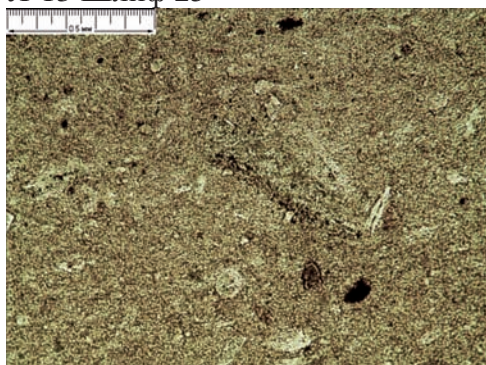


Рис. Л-13 Шлиф 26

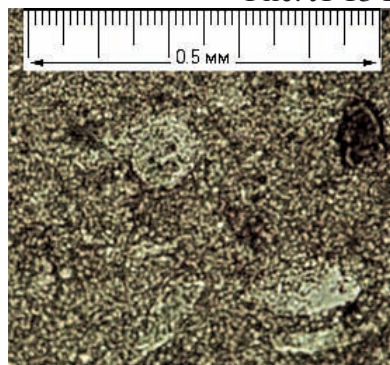


Рис. Л-14 Шлиф 27

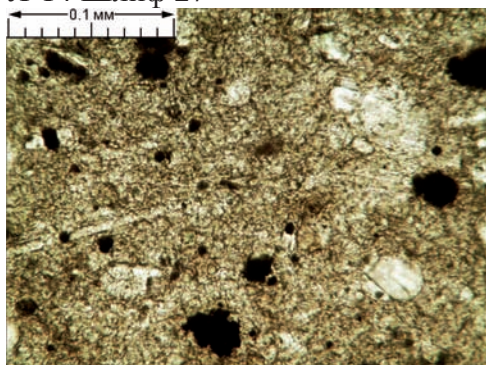
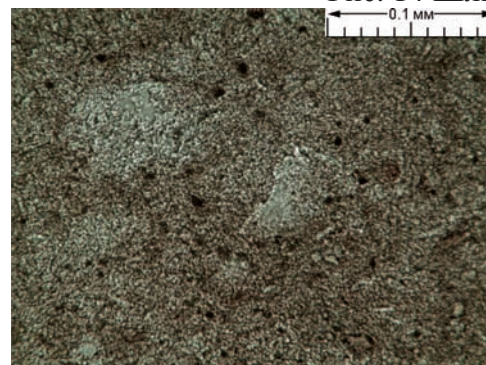


Рис. 14 Шлиф 28





Разрез палеогена и неогена бухты Квачина Западной Камчатки (здесь и далее фотографии Ю.Б. Гладенкова, А.Ю. Гладенкова, С.И. Бордунова)



Палеоген-неогеновые толщи, слагающие синклираль бухты Квачина



Несогласное залегание нижних слоев тигильской толщи среднего эоцена на дислоцированных образованиях нижнего эоцена



Дислоцированные породы нижнего эоцена, несогласно перекрываемые тигильской толщей среднего-верхнего эоцена



Песчаники нижней части тигильской толщи среднего эоцена



Остатки флоры в песчаниках нижней части тигильской толщи



Косослоистые песчаники нижней части тигильской толщи



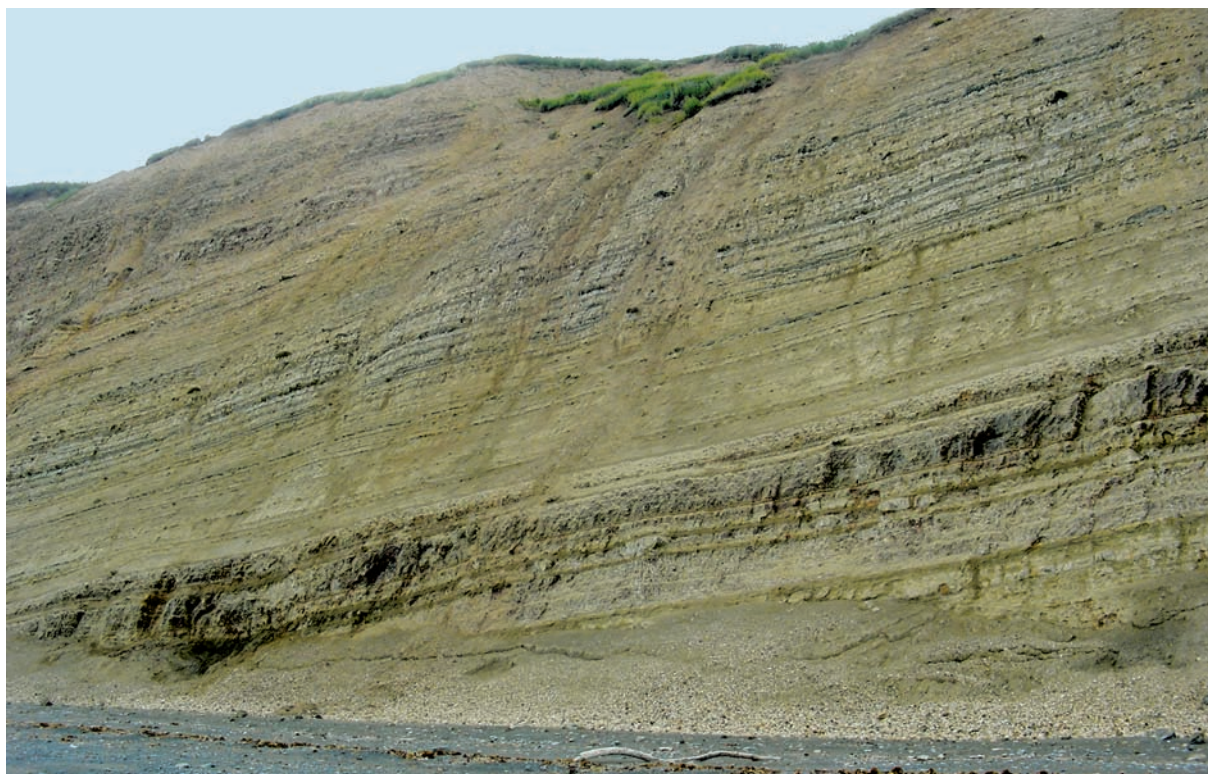
Песчаники средней части тигильской толщи



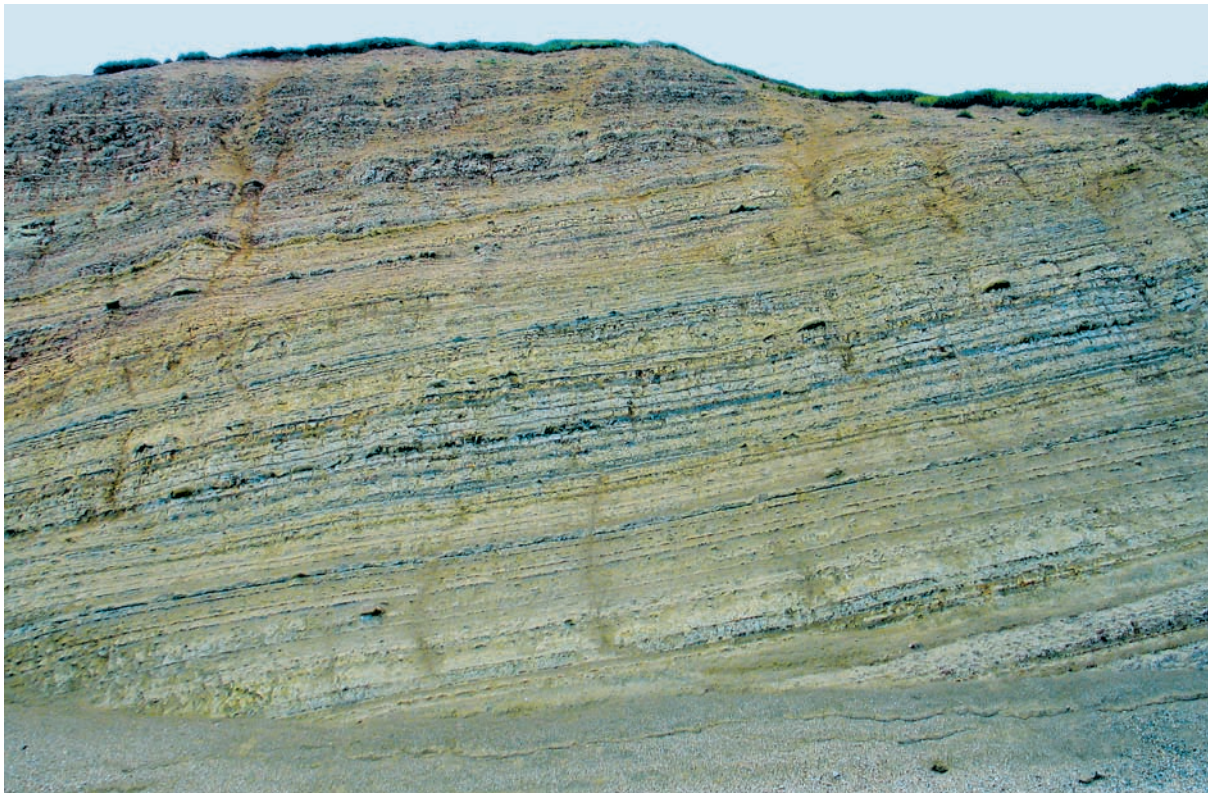
Песчаники с конкрециями верхней части тигильской толщи



Песчаники и алевролиты верхней части тигильской толщи



Туфогенный горизонт между тигильской и белесоватой толщами



Слоистые туфоалевролиты и туфоаргиллиты белесоватой толщи олигоцена



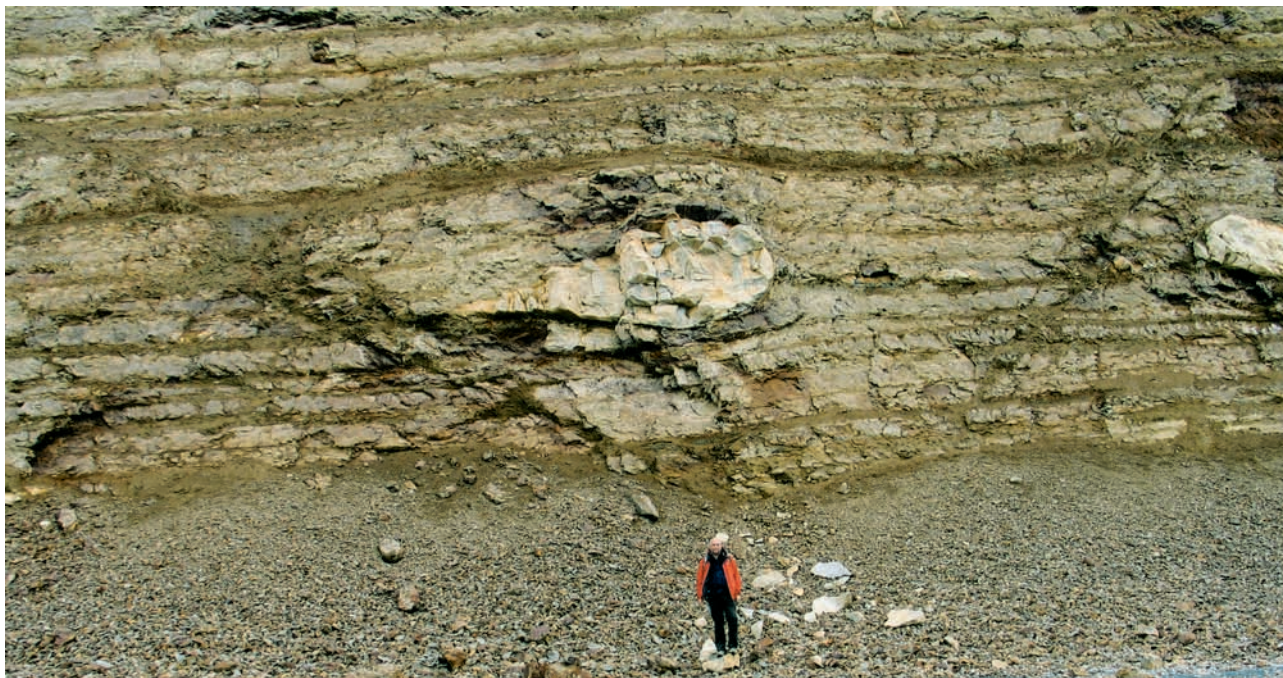
Карбонатные конкреции в туфоалевролитах белесоватой толщи



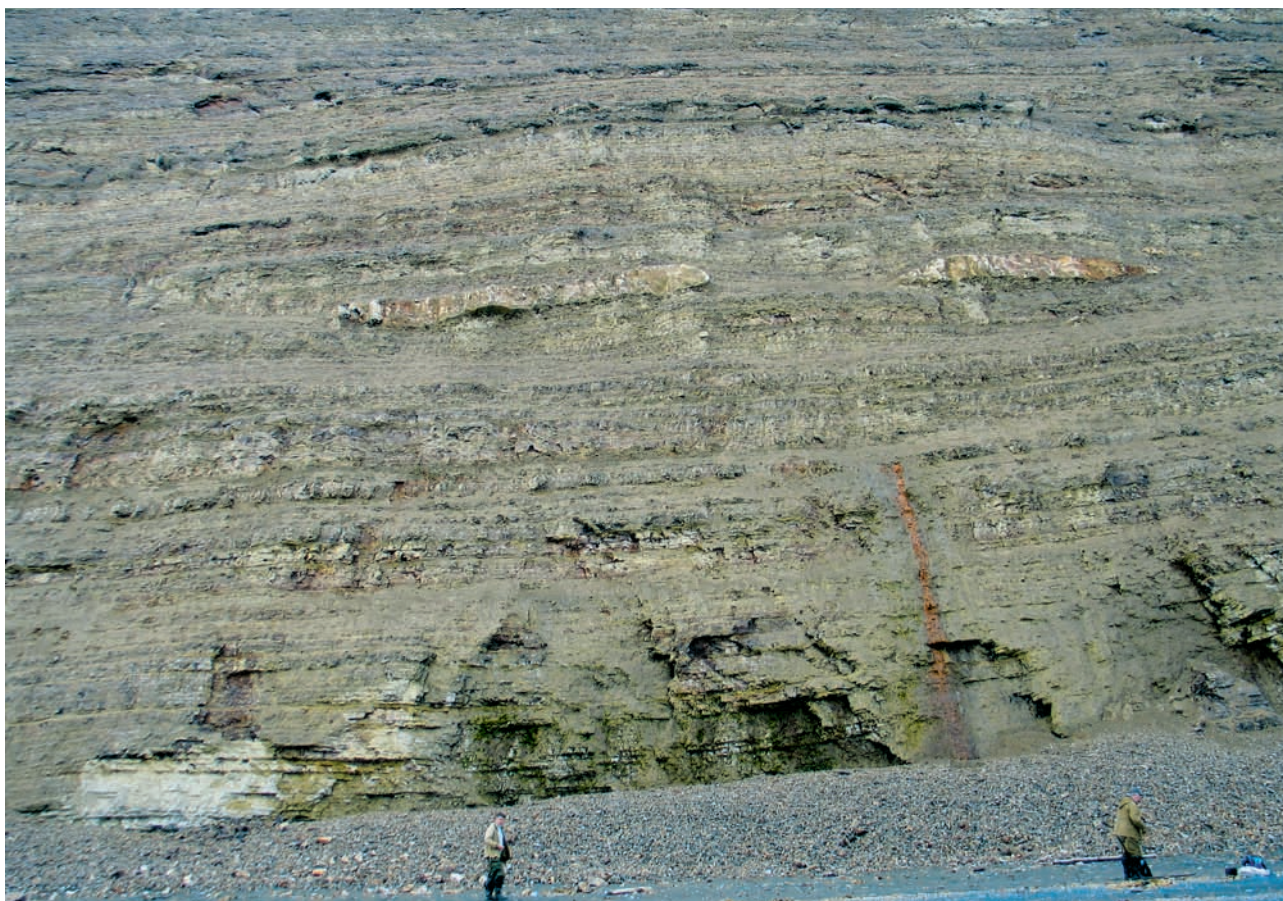
Крупные конкреции в породах белесоватой толщи



Карбонатные конкреции в породах белесоватой толщи



Туфоалевролиты белесоватой толщи с прослоями туфов и карбонатными конкрециями



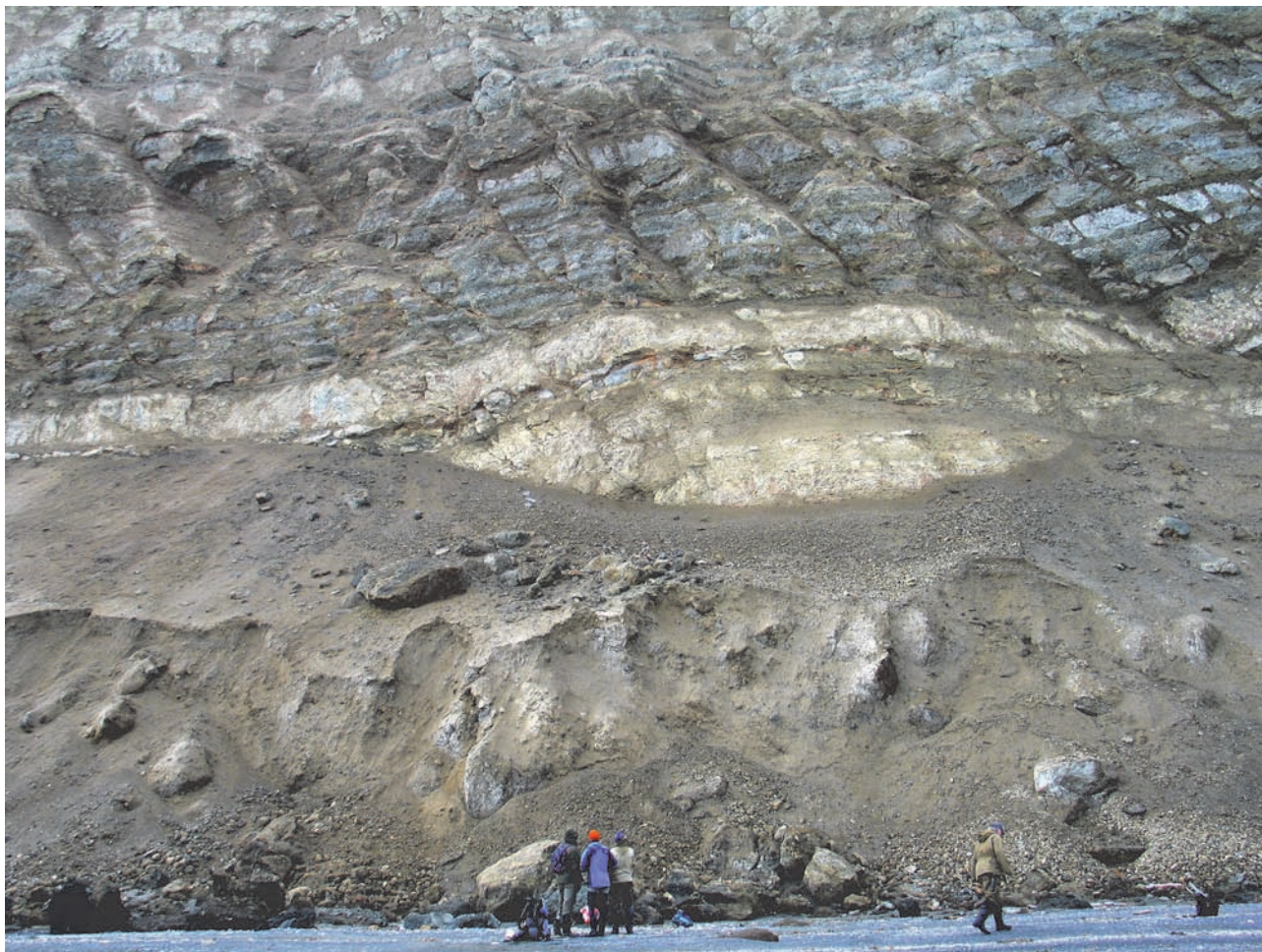
Горизонты карбонатных конкреций в белесоватой толще



Эрратический валун в туфоалевролитах белесоватой толщи



Конгломерат с раковинами моллюсков ильинской свиты среднего миоцена



Залегание конгломератов ильинской свиты среднего миоцена на песчаниках верхней части белесоватой толщи нижнего миоцена

- Авдейко Г.П., Портнягин М.В., Хоерле К. и др. Вулканисты и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островодужных систем // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканографии. Екатеринбург, 2003. С. 169–173.
- Алабушева А.В. Биостратиграфия и фораминиферы палеогеновых отложений Северо-Востока России (Хатырская и Анадырская впадины) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 1996. 18 с.
- Антипов М.Н., Гладенков Ю.Б., Журавлев А.Б., Шанцер А.Е. Строение прикамчатского участка дна Охотского моря и его кайнозойская история // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1997. Т. 72. Вып. 2. С. 19–25.
- Жидкова Л.С., Архипова А.Д., Брутаман Н.Я. и др. Биостратиграфическое расчленение верхнепалеогеновых и неогеновых отложений Шмидтовского разреза (о. Сахалин) // Кайнозой Дальнего Востока. Л.: ВНИГРИ, 1981. С. 22–34.
- Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Литвинов А.Ф. и др. О природе метаморфических пород Хавывенской возвышенности Камчатки // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 2. С. 3045–3048.
- Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Марковский Б.А., Сляднев Б.И., Акинин В.В., Евсеев Г.Н., Ноздрачев Е.А. Метавулканисты Западной Камчатки (первые данные U-Pb SHRIMP датирования возраста цирконов) // Докл. АН. 2012. Т. 445. № 5. С. 559–563.
- Баженев М.Л. Палеомагнитно-тектонические исследования и история горизонтальных движений Средней Азии с пермского времени доныне // Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, 2001. 49 с.
- Бакун Н.И., Бобылев В.В., Бушкова О.И., Иванов С.В. Условия образования газоносных верхнепалеоцен-нижнеолигоценых отложений Колпаковского прогиба // Геология нефти и газа. 1994. № 2. С. 30–34.
- Беньямовский В.Н., Ступин С.И. Фораминиферы (комплексы и слои) // Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. С. 75–79.
- Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А. Провинциальные зоны палеогена Северо-Западной Пацифики // Стратиграфия морского палеоцена и нижнего эоцена Западной Камчатки (палеонтологическая характеристика, палеогеографические обстановки). М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2013. С. 85–88.
- Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В. Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогене Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 100–113.
- Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 101–114.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д. // О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д. Геодинамические аспекты кайнозойского окраинно-континентального вулканизма Тихоокеанского и Беринговоморского секторов Камчатки // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 421–429.
- Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневская В.С., Извеков И.Н. Средне-верхнеюрские и нижнемеловые комплексы радиолярий Омгонского хребта // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 2. С. 344–348.
- Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В. и др. Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 1–13.
- Большаков А.К., Большакова Р.А., Шаинян С.Х. О возрасте осадочных образований Северо-Охотского прогиба // Тихоокеанская геология. 1987. № 6. С. 16–26.

- Бондаренко Г.Е., Соколов В.А.* Новые данные о возрасте, структуре и обстановке формирования вулканогенно-кремнисто-карбонатного комплекса мыса Омгон (Западная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 6. С. 1434–1437.
- Бордунов С.И.* Стратиграфия и фораминиферы неогена Восточной Камчатки. М.: ГЕОС, 2015. 148 с.
- Братцева Г.М., Витухин Д.И., Гитерман Р.Е.* и др. Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки. М.: Наука, 1984. 335 с.
- Буданцев Л.Ю.* История арктической флоры эпохи раннего кайнофита. Л.: Наука, 1983. 154 с.
- Валяев Б.М., Гринченко Ю.И., Ерохин В.Е., Прохоров В.С., Титков Г.А.* Изотопный облик газов грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 1. С. 72–87.
- Вержбицкий Е.В., Кононов М.В.* Генезис литосферы северной части Мирового океана. М.: Научный мир, 2010. 477 с.
- Вишневская В.С., Басов И.А., Курилов Д.В.* Первое совместное местонахождение коньяк-сантонских радиолярий и планктонных фораминифер на Западной Камчатке // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 1. С. 77–81.
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е.* Бо-реальные радиолярии средней юры – раннего мела Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 3. С. 22–35.
- Волобуева В.И., Белая Б.В., Долматова Л.М.* и др. Опорный разрез морского неогена Северо-Востока Азии на о. Карагинский. Ч. 1. Стратиграфия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 109 с.
- Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Беньямовский В.Н.* и др. Опорный разрез морского палеогена Севера Дальнего Востока (п-ов Ильпинский). Ч. 1. Стратиграфия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 64 с.
- Волошинова Н.А., Будашева А.И.* Литуолиды и трохаминиды из третичных отложений острова Сахалин и полуострова Камчатки // Микрофауна СССР. Сб. XII. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 169–272. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 170.)
- Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С.* Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра, 1970. 304 с.
- Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена. Ч. II. Геологические и биотические события / Отв. ред. В.А. Крашенинников, М.А. Ахметьев М.: ГЕОС, 1998. 250 с.
- Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. М.: Недра, 1964. 734 с.
- Гептнер А.Р., Ивановская Т.А., Покровская Е.В., Кураленко Н.П.* Глауконит из вулканогенных отложений палеогена Западной Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 3. С. 255–279.
- Гептнер А.Р., Сонин Г.В., Кураленко Н.П.* Глауконит мшанковых ракушняков шельфовых отложений Западной Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 2017. № 4. С. 52–63.
- Гладенков А.Ю.* Зональная стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Северотихоокеанского региона по диатомеям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 50–64.
- Гладенков А.Ю.* Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям). М.: ГЕОС, 2007. 296 с.
- Гладенков А.Ю.* Первые находки эоценовых диатомей в опорном разрезе морского палеогена Северо-Восточной Камчатки (п-ов Ильпинский) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 1. С. 91–101.
- Гладенков А.Ю.* Среднеэоценовые диатомеи из разреза скважины Первоочередная, восточная часть Охотского моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 5. С. 74–83.
- Гладенков Ю.Б.* Геологические события раннего палеогена северо-восточной Азии: климатические изменения, флористические и фаунистические сукцессии, миграция биоты // Изв. секции наук о Земле РАЕН. 2002. Вып. 9. С. 160–166.
- Гладенков Ю.Б.* Проявление фаз тектогенеза в кайнозое северо-западного обрамления Пацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 117–123.
- Гладенков Ю.Б.* Расчленение опорного разреза кайнозоя бухты Квачина Западной Камчатки и проблемы его корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 101–113.
- Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю.* Новые данные по биостратиграфии олигоцена и нижнего миоцена Восточного Сахалина (Пограничный район) // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1999. Т. 74. Вып. 5. С. 35–47.
- Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., Титова Л.В.* Нижний миоцен Восточно-Камчатского региона // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 4. С. 3–21.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н.* Стратиграфия и моллюски нижнего палеогена Камчатки и особенности климатических обстановок // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 1. С. 47–64.

- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 184 с.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Биосфера-экосистема-биота в прошлом Земли. Экосистемы кайнозоя Северной Пацифики. Эоцен-олигоцен Западной Камчатки и сопредельных районов (К 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера). М.: ГЕОС, 2005. 480 с.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Геологические события палеогена Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 97–108.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н. Моллюски и климатические оптимумы миоцена Камчатки. М.: Наука, 1990. 174 с.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А. Стратиграфия морского палеоцена и нижнего эоцена Западной Камчатки (палеонтологическая характеристика, палеогеографические обстановки). М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2013. 160 с.
- Гнибиденко Г.С., Хведчук И.И. Основные черты тектоники Охотского моря // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 3–25.
- Гнибиденко Г.С. Тектоника дна Охотского моря. М.: Наука, 1979. 160 с.
- Говоров Г.И. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока. Владивосток: Дальнаука, 2002. 198 с.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 280 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Камчатская. Лист N-57-Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. СПб., 2006.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская, O-57 – Палана. СПб., 2013.
- Гречин В.И. Миоценовые отложения Западной Камчатки (седиментация и катагенез). М.: Наука, 1976. 138 с.
- Григоренко Ю.Н. Палеоцен-эоценовый граувакковый комплекс тыловых прогибов притихоокеанской окраины (строение и формирование). СПб.: ВНИГРИ, 2011. 322 с.
- Григоренко Ю.Н., Криштофович Л.В. и др. Литолого-фациальная, геохимическая и палеонтологическая характеристики стратотипического разреза кавранской серии Западной Камчатки // Геология и перспективы газоносности Западной Камчатки. Л., 1967. Тр. ВНИГРИ. Вып. 254. С. 27–114.
- Григоренко Ю.Н., Столбов Н.М. Палеогеновый вулкано-генный пояс на севере притихоокеанской зоны // Докл. АН. 1998. Т. 267. № 3. С. 702–706.
- Дмитриева Т.В. Ичинский опорный разрез. Западная Камчатка // Практическое руководство по микрофауне. Т. 8. Фораминиферы кайнозоя. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. С. 155–160.
- Дмитриева Т.В. Зональная шкала по бентосным фораминиферам продуктивных отложений палеогена и неогена Охотской нефтегазонасной провинции // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. СПб.: ВНИГРИ, 2007. С. 376–395.
- Дмитриева Т.В., Фрегатова Н.А. Разработка зонального стандарта верхнего олигоцена-миоцена Западной Камчатки по бентосным фораминиферам // Стратиграфия нефтегазонасных бассейнов. СПб.: Недра, 2004. С. 177–198.
- Дмитриева Т.В., Дзюба О.Ф., Мецержакова Е.Ю. и др. Детальная биостратиграфия нефтегазонасных отложений Охотско-Камчатского региона (теоретические аспекты и результаты) // Нефтегазогеологический прогноз и перспективы развития нефтегазового комплекса востока России. СПб.: ВНИГРИ, 2010. С. 28–32.
- Дмитриева Т.В., Мецержакова Е.Ю., Фрегатова Н.А. и др. Новые данные по биостратиграфии палеогеновых отложений Западной Камчатки (фораминиферы, диноцисты, споры и пыльца) // Современная микропалеонтология. Сборник трудов XVI Всероссийского микропалеонтологического совещания. Калининград, 2015. С. 15–19.
- Дьяков Б.Ф. Геологические исследования на западном берегу п/о Камчатки: Тигильский район. Л.; М.: ОНТИ НКТП, 1936. 73 с. (Тр. ИГРИ. Сер. А. Вып. 83.)
- Емельянова Т.И., Леликов В.П., Съедин В.Т., Нарыжный В.И. Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 4. С. 3–18.
- Ермаков В.А. Происхождение Курильской глубоководной впадины // Тихоокеанская геология. 1991. № 1. С. 34–49.
- Ермаков В.А., Штейнберг Н.И. О перспективности впадин Курило-Камчатского региона на нефть и газ // Геология нефти и газа. 2000. № 3. С. 2–10.

- Жаров А.Э., Митрофанова Л.И., Тузов В.П.* Стратиграфия кайнозойских отложений шельфа Северного Сахалина // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 5. С. 72–93.
- Запорожец Н.И.* Диноцисты, пыльца и споры ратэгинской свиты Камчатки (граница эоцена и олигоцена) // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия: Тез. докл. IX Всерос. палинол. конф. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 108–109.
- Запорожец Н.И., Ахметьев М.А., Витухин Д.И.* и др. Шкала морского нижнего палеогена Западной Камчатки (Тигильский район) по диноцистам // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2015. Т. 90. Вып. 1. С. 18–41.
- Запорожец Н.И., Синельникова В.Н., Ахметьев М.А.* Органикостенный фитопланктон палеогена разрезов Западной Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 94–116.
- Злобин Т.К.* Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее северо-восточной (прикамчатской) части. Южно-Сахалинск: ДВО РАН, 2002. 95 с.
- Злобин Т.К.* Охотская литосферная плита и модель эволюции «окраинное море – островная дуга – глубоководный желоб» // Вестник ДВО РАН. 2006. № 1. С. 26–38.
- Злобин Т.К., Ильев А.Я., Злобина Л.М.* Природа и положение фундамента чехла Охотского моря по данным ГСЗ и МОВ ОГТ // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 4. С. 3–17.
- Злонский Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
- Ившина Е.В., Силантьев Ю.Б., Халошина Т.И.* Перспективы нефтегазоносности Камчатского края и прилегающего шельфа // Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 года. М.: ОАО «Газпром», ООО «Газпром ВНИИГАЗ», 2010. С. 102–108.
- Карта полезных ископаемых Камчатской области м-ба 1 : 500 000 / Ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский. «Камчатприродресурс». СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
- Киквадзе О.Е., Лаврушин В.Ю., Покровский Б.Г., Поляк Б.Г.* Изотопный и химический состав грязевулканических газов Таманского полуострова и проблемы их генезиса // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 6. С. 525–538.
- Коваленко Д.В., Леднева Г.В., Вишневская В.С., Баянова Т.Б., Чернов Е.Е., Лопатина Д.А.* Структурно-формационные комплексы и тектоническое развитие Паланской островной дуги (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2005. № 6. С. 68–90.
- Коваленко Д.В., Ставрова О.О.* Пространственное распределение и геодинамические типы источников поздне меловых-раннепалеоценовых магматических комплексов Камчатки (палеомагнитные и изотопно-геохимические данные) // Докл. АН. 2008. Т. 420. № 2. С. 221–224.
- Колесник О.Н., Колесник А.Н., Покровский Б.Г.* О находке аутигенного метанопродуктивного карбоната в Чукотском море // Докл. АН. 2014. Т. 458, № 3. С. 330–332.
- Копорулин В.И.* Мезозойские и кайнозойские терригенные отложения Северо-Востока и Дальнего Востока России. М.: Наука, 1992. 225 с.
- Костицын Ю.А., Аносова М.О., Ревьяко Н.М., Степанов В.А.* U-Pb и Sm-Nd данные возраста фундамента Среднего хребта Камчатки // Геохронометрические и изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. V Российская конференция по изотопной геохронологии. М., 2012. С. 175–177.
- Криштофович Л.В.* Стратиграфия и фауна тигильской толщи западного побережья Камчатки. Л.: Ленгостоптехиздат, 1947. 151 с. (Тр. НИГРИ. Новая сер. Вып. 23).
- Криштофович Л.В.* Сопоставление третичных отложений северной части Тихоокеанского кольца кайнозойской складчатости // Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 83–90.
- Криштофович Л.В., Ильина А.П.* Биостратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Тигильского района Западной Камчатки // Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 170–180.
- Кузнецова В.Н.* Биостратиграфический анализ. Фораминиферы // Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений Юго-Восточного Сахалина (Макаровский разрез. Атлас фауны и флоры). СПб.: ВНИГРИ, 1992. С. 76–81.

- Кузьмин В.К. Геохимические и изотопно-геохимические характеристики позднемезозойских метатерригенных пород Западной и Восточной Камчатки – индикаторы источников питания и условия формирования протолита // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). Новосибирск, 2013. С. 130–134.
- Кузьмин В.К. Источники метатерригенных пород Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий в свете новых Sm-Nd изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2013. № 3. С. 87–96.
- Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В. Первые Sm/Nd изотопные определения возраста метаморфических пород Срединно-Камчатского массива // Геология и полезные ископаемые Камчатской области и Корякского автономного округа. Петропавловск-Камчатский: КАМШАТ, 1999. С. 41–42.
- Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Пузанков Ю.М. Новые данные о докембрийском возрасте гнейсового комплекса Камчатского массива // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ, 2003. Т. 1. С. 162–165.
- Кузьмин В.К., Богомолов Е.С. Источники протолитов и геодинамические обстановки формирования метаморфических образований Центральной и Восточной Камчатки: SM-ND изотопно-геохимические свидетельства // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Материалы Всерос. конф., посвященной 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной. Т. 1. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2012. С. 327–331.
- Курилов Д.В. Некоторые данные о возрасте кремнистого комплекса Паланского района (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 142–146.
- Курилов Д.В. Новые местонахождения юрских и меловых радиоларий на Западной Камчатке // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 55–76.
- Куюльский офиолитовый террейн / Ред. С.Д. Соколов, А.И. Ханчук. Владивосток, 1990. 31 с.
- Леднева Г.В. Палеоценовый известково-щелочной магматизм Западной Камчатки (на примере мыса Омгон) // Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 28–32.
- Леднева Г.В., Богданов Н.А., Носова А.А. Верхнемеловые породы пикрит-базальтовой серии Западной Камчатки: вещественный состав, генезис и геодинамические интерпретации // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 92–120.
- Леднева Г.В., Носова А.А., Соловьев А.В. «Известково-щелочной» магматизм хребта Омгон: свидетельство растяжения Западно-Камчатского сегмента окраины Евразийского континента в раннем палеоцене // Петрология. 2006. Т. 14. № 2. С. 54–186.
- Лейн А.Ю., Гальченко В.Ф., Покровский Б.Г. и др. Морские карбонатные конкреции как результат процессов микробного окисления газ-гидратного метана в Охотском море // Геохимия. 1989. № 10. С. 1396–1406.
- Леликов Е.Н., Емельянова Т.И. Вулканогенные комплексы Охотского и Японского морей // Океанология. 2007. Т. 47. № 2. С. 294–303.
- Литвинов А.Ф., Лопатин В.Б., Крикун Н.Ф. и др. Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений п-ва Озерной (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1990. № 6. С. 68–77.
- Ломтев В.Л. Аллохтонная кора под Охотским морем // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Четвертая Всерос. науч. конф. : сб. докладов. Т. 1. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2016. С. 12–15.
- Ломтев В.Л. К строению дна и истории Охотского моря // Геология морей и океанов. Материалы XVII Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Т. 4. М.: ГЕОС, 2007. С. 122–124.
- Лопатина Д.А., Коваленко Д.В., Чернов Е.Е. Результаты предварительного анализа спор и пыльцы из кайнозойских толщ бассейна р. Рассошина (Западная Камчатка) // Современные вопросы геологии. Вторые Яншинские чтения. М.: Научный мир, 2002. С. 300–302.
- Луцицкая М.В., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Два этапа формирования гранитоидов Срединного хребта Камчатки: их тектоническая и геодинамическая позиция // Геотектоника. 2008. № 4. С. 49–69.
- Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / Ред. Г.Б. Удинцев. М.; СПб.: МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПГО «Картография», ГУНиО, 2003.
- Мещерякова Е.Ю., Кочубей О.В., Дзюба О.Ф. Новые данные о диноцистах и палинокомплексах, выделенных из эоценовых отложений Тигильского райо-

- на Западной Камчатки // Проблемы современной палинологии. Материалы XIII Рос. палинологической конф. Т. 2. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 149–156.
- Митрофанова Л.И.* Слои с фораминиферами в палеоген-неогеновых отложениях восточного побережья Сахалина // Новые данные по детальной биостратиграфии Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 58–64.
- Мишин В.В.* Глубинное строение и типы земной коры юга Камчатки // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 110–119.
- Некрасов Г.Е.* Тектоническая природа Камчатско-Корякского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
- Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона м-ба 1: 2 500 000 / Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
- Орешкина Т.В.* Новые данные по диатомеям из морских палеогеновых отложений Западной Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 104–119.
- Павленкова Н.И., Каишубин С.Н., Гонтовая Л.И., Павленкова Г.А.* Земная кора и верхняя мантия Охотоморского региона // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы совещания. М., 2017. Т. II. С. 46–49.
- Палечек Т.Н., Барбошкин Е.Ю., Соловьев А.В.* и др. Новые данные о строении и возрасте мезозойских и кайнозойских отложений мыса Хайрюзово (Западная Камчатка) // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 77–91.
- Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шатири М.Н.* Строение и возраст осадочно-вулканогенных мезозойских отложений Паланского разреза (Западная Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 3. С. 74–91.
- Пергамент М.А.* Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-западной Камчатки (Пенжинский район). М.: Наука, 1961. 147 с.
- Плешаков И.Б.* Третичные отложения Утхолокского района Западной Камчатки. Л., 1939. 39 с. (Тр. НИГРИ. Сер. А. Вып. 123.)
- Покровский Б.Г.* Условия образования диагенетических карбонатов кайнозойских отложений о. Карагинского (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1980. № 12. С. 88–98.
- Пушкарь В.С.* Диатомеи палеогеновых отложений Северо-Западной Пацифики // Палинология Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 60–70.
- Разведочный потенциал Западной Камчатки и сопредельного шельфа (нефть и газ). / Науч. ред. Ю.Н. Григоренко. СПб.: Недра, 2003. 119 с.
- Разницын Ю.Н.* Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 104 с.
- Решения Рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
- Рихтер А.В.* Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 2005. № 1. С. 71–78.
- Семакин В.П., Кочергин А.В., Путина Т.И.* Тектоническое районирование осадочного чехла Охотского моря по литофизическим, структурным и структурно-литофизическим признакам // Geodynamic & Tectonophysics. 2014. V. 5. No. 4. P. 1059–1075.
- Сеначин В.Н., Веселов О.В., Семакин В.И., Кочергин А.В.* Цифровая модель земной коры Охотоморского региона // Геоинформатика. 2013. № 4. С. 33–44.
- Серова М.Я.* Зональное расчленение и корреляция палеогеновых отложений северо-западной части Тихоокеанской провинции // Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969. С. 101–114.
- Серова М.Я.* Стратиграфия и фораминиферы неогена Камчатки. М.: Наука, 1978. 176 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 323.)
- Серова М.Я.* Фораминиферы и биостратиграфия верхнего палеогена Северной Пацифики. М.: Наука, 2001. 215 с.
- Серова М.Я., Спирина Л.В.* Бентосные фораминиферы // Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки. М.: Наука, 1984. С. 61–67.
- Сляднев Б.И., Боровцов А.К., Бурмаков Ю.А., Сидоренко В.И.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист О-57 – Палана. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 296 с.

- Смышляева О.И.* Изотопный состав органических карбонатов Дальнего Востока (Пенжинская губа, Крильон, Хоккайдо) и глобальная корреляция позднемезозойских событий по изотопным данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВО РАН, 2005.
- Соколов С.Д.* Аккреционная структура Пенжинского хребта (северо-восток России) // Геотектоника. 2003. № 5. С. 3–10.
- Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 318 с.
- Соловьев А.В., Брендон М.Т., Гарвер Дж.И., Богданов Н.А.* Коллизия Олюторской островной дуги с континентальной окраиной Евразии: кинематика и возраст // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 5. С. 666–668.
- Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н.* Возраст детритовых цирконов в песчаниках лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 89–100.
- Соловьев В.М., Селезнев В.С., Еманов А.Ф.* и др. Глубинное строение юго-западной части Охотско-Чукотского региона по результатам вибросейсмических исследований с мощными передвижными вибраторами // Проблемы сейсмологии III тысячелетия. Материалы междунар. конф. 15–19 сентября 2003 г. Новосибирск: Изд. СО РАН, 2003. С. 374–388.
- Старшинова Е.А.* Неоднородности строения коры и мантии Охотского моря // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 6. С. 1339–1343.
- Стратиграфический кодекс России. Изд. третье. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с. (Межведомственный стратиграфический комитет.)
- Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / Ред. А.Г. Родников, И.К. Туезов, В.В. Харахинов. М., 1996. 334 с.
- Сухов А.Н., Кузьмичев А.Б.* Верхнемеловые отложения Западной Камчатки // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 121–162.
- Сухов А.Н., Цуканов Н.В., Беляцкий Б.В., Рукавишников Д.Д.* Вулканические комплексы тыловой части позднемеловой Ачайваям-Валагинской палеодуги в структуре хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 4. С. 20–34.
- Тарарин И.А., Бадреддинов З.Г.* Метаморфические комплексы Срединнокамчатского кристаллического массива: изотопно-геохимическая характеристика и возраст // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 2. С. 1–11.
- Тарарин И.А., Бадреддинов З.Г., Марковский Б.А., Сладнев Б.И.* U-Pb SHRIMP датирование цирконов метаморфических комплексов Восточной Камчатки // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 2. С. 22–40.
- Тарарин И.А., Бадреддинов З.Г., Чубаров В.М.* Петрология и рудоносность метаморфических и магматических комплексов Центральной и Восточной Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2015. 302 с.
- Тарарин И.А., Дриль С.И., Сандимирова Г.И., Бадреддинов З.Г., Татарников С.А., Владимирова Т.А.* Изотопный состав стронция, неодима и свинца в метаморфических породах Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки // Докл. АН. 2010. Т. 431. № 2. С. 238–241.
- Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.
- Тектоническая карта Охотоморского региона м-ба 1: 2 500 000 / Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000.
- Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 2006. 130 с.
- Тихонов И.Н., Ломтев В.А.* Мелкофокусная сейсмичность Охотского моря и ее вероятная тектоническая природа // Вопросы инженерной сейсмологии. 2014. Т. 41. № 1. С. 19–38.
- Тугарова М.А.* Карбонатные микробиолиты, строение, состав, генезис: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб., 2016. 48 с.
- Тузов В.П., Митрофанова Л.И., Данченко Р.В., Высочина О.В.* Стратиграфия палеогеновых отложений Колпаковского прогиба Западной Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 66–82.
- Туфообразующие водоросли. http://dic.academic.ru/dic.nsf/enc_biology/1947/
- Федоров П.И., Коваленко Д.В., Агеева О.А.* Западно-Камчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканогенный пояс: возраст, состав и источники формирования // Геохимия. 2011. № 8. С. 813–838.
- Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Наука, 1988. 264 с.
- Филатова Н.И.* Окраинно-континентальный синсдвиговый маастрихт-палеогеновый магматизм востока Азии (к проблеме «поясов» Корякско-Западно-Камчатского региона) // Петрология. 2015. Т. 23. № 4. С. 1–24.

- Фрадкина А.Ф.* Палиностратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1995. 82 с.
- Фрадкина А.Ф.* Палинофлоры неогена Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Фрегатова Н.А.* Ильпинский опорный разрез. Восточная Камчатка // Практическое руководство по микрофауне. Т. 8. Фораминиферы кайнозоя. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. С. 148–154.
- Харахинов В.В.* Тектоника Охотоморской нефтегазодной провинции: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: Институт литосферы РАН, 1998. 77 с.
- Харахинов В.В.* Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.
- Хисамутдинова А.И.* Палеогеновый этап развития Западно-Камчатского осадочного бассейна (Тигильский район): литология, геохронология, палеогеография: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2016. 122 с. // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 2. С. 22–40.
- Хисамутдинова А.И., Захаров Д.О., Соловьев А.В.* Источники сноса для базальных конгломератов западно-камчатского осадочного бассейна: возраст и вещественный состав галек // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 3. С. 78–92.
- Цеховский Ю.Г.* Седиментогенез и геодинамика в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенепленизации континентов. Сообщ. 1. Центральная и Восточная Азия // Литосфера. 2015. № 1. С. 5–23.
- Цой И.Б.* Олигоценные диатомовые комплексы из отложений островного склона Курило-Камчатского желоба // Океанология. 2002. Т. 42. № 2. С. 267–280.
- Цой И.Б.* Силикофлагеллаты кайнозоя Японского и Охотского морей и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2011. 226 с.
- Цой И.Б.* Условия формирования кайнозойского осадочного чехла дальневосточных морей и островного склона Курило-Камчатского желоба (по микропалеонтологическим данным): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2012. 46 с.
- Цой И.Б.* Комплексы диатомей верхнего олигоцена-нижнего миоцена подводного хребта Витязь (островной склон Курило-Камчатского желоба) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 77–83.
- Чернов Е.Е., Коваленко Д.В.* Тектоническая эволюция Западной Камчатки (по палеомагнитным данным) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 5. С. 25–32.
- Чехович В.Д., Сухов А.Н.* О некоторых нерешенных вопросах геологического развития Западной Камчатки в позднемезозойское-раннепалеогеновое время // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 195–220.
- Шаинян С.Х., Большаков А.К., Большакова Р.А.* и др. Стратиграфия кайнозойских образований Северо-Охотского прогиба по био- и сейсмостратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 23–34.
- Шанцер А.Е., Челебаева А.И.* Поздний мел Центральной Камчатки. М.: ГЕОС, 2005. 116 с.
- Шапиро М.Н.* Позднемеловая Ачайваям-Валагинская дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
- Шапиро М.Н., Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е.* Региональные угловые несогласия в кайнозое Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 47–60.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т.* Источники циркона в терригенных толщах юга Корякии и Западной Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 4. С. 374–389.
- Щенко Т.С.* Динофлагеллаты в отложениях Западной Камчатки // Палинология в биостратиграфии, палеоэкологии и палеогеографии. Тез. докл. VIII Всерос. палинол. конф. М.: ИГиРГИ, 1996. С. 163–164.
- Яковлева А.И., Александрова Г.Н.* К вопросу об уточнении зонального деления по диноцистам палеоцен-эоценовых отложений Западной Сибири // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2013. Т. 88. Вып. 1. С. 59–82.
- Akiba F., Hiramatsu C., Yanagisawa Y.* A Cenozoic diatom genus *Cavitatus* Williams; an emended description and two biostratigraphically useful species, *C. lanceolatus* and *C. rectus* from Japan // Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo, Ser. C. 1993. V. 19. P. 11–39.
- Asano K.* The Poronai Formation in the Ishikari coalfield, Yukochu // Foraminifera. 1958. N 7. P. 28–31.
- Baldauf J.G., Barron J.A.* Oligocene marine diatoms recovered in dredge samples from the Navarin Basin Province, Bering Sea. U.S. Geol. Surv. Bull. 1987. V. 1765. 17 p.
- Baldauf J.G., Monjanel A.-L.* An Oligocene diatom biostratigraphy for Labrador Sea: DSDP Site 112 and ODP Hole 647A // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1989. V. 105. P. 323–347.
- Baranov B.V., Werner R., Hoernle K.A., Tsoy I.B., Bogaard P., Tararin I.A.* Evidence of compressionally induced

- high subsidence rate in Kuril Basin (Okhotsk Sea) // *Tectonophysics*. 2002. V. 350. P. 63–97.
- Barron J.A.* Diatom biochronology for the Early Miocene of the Equatorial Pacific // *Stratigraphy*. 2005. V. 2. P. 281–309.
- Barron J.A.* Miocene to Holocene planktic diatom stratigraphy // *Plankton Stratigraphy* / H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen (Eds.). Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985a. P. 641–691.
- Barron J.A.* Late Eocene to Holocene diatom biostratigraphy of the Equatorial Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 85 // *Initial Repts. DSDP*. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1985b. V. 85. P. 413–456.
- Barron J.A., Fourtanier E., Bohaty S.M.* Oligocene and earliest Miocene diatom biostratigraphy of ODP Leg 199 Site 1220, Equatorial Pacific // *Proc. ODP, Sci. Results*. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 2004. V. 199. P. 1–25 [http://www-odp.tamu.edu/publications/199_SR/2004/204.htm]
- Barron J.A., Gladenkov A.Y.* Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // *Proc. ODP, Sci. Results*. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 3–19.
- Beck R.S.* Eocene foraminifera from Cowlitz River, Lewis County, Washington // *J. Paleontol.* 1943. V. 17. N 6. P. 584–614.
- Bevis M.* Geodetic observations of very rapid convergence and back arc extension at the Tonga arc // *Nature*. 1995. V. 174. P. 249–251.
- Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., Wooden J.L., Natal'in B.A.* Archean Protolith and Accretion of Crust in Kamchatka: SHRIMP Dating of Zircon from Sredinny and Ganal Massifs // *J. Geol.* 2002. V. 110. P. 271–289.
- Brinkhuis H.* Late Eocene to Early Oligocene dinoflagellate cysts from central and northeast Italy: Ph.D. thesis. University of Utrecht, 1992. 169 p.
- Brinkhuis H.* Late Eocene to early Oligocene dinoflagellate cysts from the Priabonian type-area (Northeast Italy): Biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1994. V. 107. P. 121–163.
- Brinkhuis H., Sengers S., Sluijs A., Warnaar J., Williams G.L.* Late Eocene to Quaternary Dinoflagellate cysts from ODP Site 1168, off western Tasmania // *Proceedings of the Ocean Drilling Program*. 2003a. Scientific Results 189. P. 1–36. doi:10.2973/odp.proc.sr.189.105.2003
- Brinkhuis H., Sengers S., Sluijs A., Warnaar J., Williams G.L.* Latest Cretaceous to earliest Oligocene, and Quaternary dinoflagellate cysts from ODP Site 1172, East Tasman Plateau // *Proc. of the Ocean Drilling Program*. 2003b. Scientific Results 189. P. 1–48. doi:10.2973/odp.proc.sr.189.105.2003
- Brinkhuis H., Visscher H.* The upper boundary of the Priabonian stage: a reappraisal based on dinoflagellate cyst biostratigraphy // *Geochronology, Timescales and Global Stratigraphic Correlation* / W.A. Berggren, D.V. Kent, M.-P. Aubry, J. Hardenbol (Eds.). SEPM Spec. Publication. 1995. V. 54. P. 295–304.
- Bujak J.P.* Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Eocene Barton Beds of Southern England // *Bujak J.P., Downie C., Eaton G.L., Williams G.L.* Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Eocene of Southern England // *Palaeontology. Spec. Papers*. 1980. V. 24. P. 36–91.
- Bujak J.P.* Cenozoic dinoflagellate cysts and acritarchs from Bering Sea and northern North Pacific, DSDP Leg 19 // *Micropalaeontology*. 1984. V. 30. P. 180–212.
- Bujak J.P., Matsuoka K.* Late Cenozoic dinoflagellate cyst zonation in the western and north Pacific // *Amer. Assoc. Stratig. Palynol. Contrib. Ser.* 17. 1986a. P. 7–25.
- Bujak J.P., Matsuoka K.* Taxonomic re-allocation of dinoflagellate cysts from Japan and the Bering Sea // *Palynology*. 1986b. V. 10. P. 235–241.
- Bukry D.* Cenozoic silicoflagellate and coccolith stratigraphy, South Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 36 // *Initial Repts. DSDP*. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1976. V. 35. P. 885–917.
- Bukry D.* Synthesis of silicoflagellate stratigraphy for Maestrichtian to Quaternary marine sediment // *SEPM Spec. Publication*. 1981. N 32. P. 433–444.
- Bukry D.* Silicoflagellates and their geologic application // *U.S. Geol. Surv. Open-File Report* 95-260. 1995. 27 p.
- Chadima M., Hroudá F.* Remasoft 3.0 – a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // *Travaux Geophysiques*. 2006. V. 27. P. 20–21.
- Chen Z., Schellart W.P., Strac V., Duarte J.C.* Does subduction induced mantle flow drive backarc extension? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. V. 441. P. 200–210.
- Curtis C.D., Coleman M.L., Love L.G.* Pore water evolution during sediment burial from isotopic and mineral chemistry of calcite, dolomite and siderite concretions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1986. V. 50. P. 2321–2334.
- Deuser W.G.* Extreme $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ variations in Quaternary dolomites from the continental shelf // *Earth Planetary Science Letters*. 1970. V. 8. P. 118–124.

- Downie D., Eaton G.L., Williams G.L. Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Eocene of Southern England // *Palaeontology. Spec. Papers.* 1980. N 24. 100 p.
- Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre. Geol. Survey of Canada. 1994. 16 p.
- Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A., Urey H.C. Carbonate water isotopic temperature scale // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1951. V. 62. P. 417–425.
- Faccena C., Davy P., Brun J.-P., Funicello R., Giardini D., Mattei M., Naipas T. The dynamics of back-arc extension: An experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 126. P. 781–795.
- Fenner J. Eocene-Oligocene planktic diatom stratigraphy in the low latitudes and the high southern latitudes // *Micropaleontology.* 1984. V. 30. P. 319–342.
- Fenner J. Late Cretaceous to Oligocene planktic diatoms // *Plankton Stratigraphy* / H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen (Eds.). Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 713–762.
- Garfunkel Z., Anderson C.A., Schubert G. Mantle circulation and the lateral migration of subducted slabs // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 7205–7233.
- Gautier D.L., Claypool G.E. Interpretation of methanic diagenesis in ancient sediments by analogy with process in modern diagenetic environments // *Clastic Diagenesis* / D.A. McDonald, R.C. Surdam (Eds.). Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 1984. V. 37. P. 111–123.
- Geptner A.R. Genesis of siliceous deposits in back-arc shelf basins of Kamchatka // *Proc. of the 29th International Geological Congress, Part C. Utrecht, The Netherlands: VSP,* 1994. P. 89–99.
- Gladenkov A.Yu. Diatom biostratigraphy of the Neogene Milky River Formation, Alaska Peninsula, southwestern Alaska // *Proc. California Acad. Sci.* 2003. V. 54. P. 27–64.
- Gladenkov A.Yu. The North Pacific advanced Oligocene to lower Miocene diatom stratigraphy // *Bull. Geol. Surv. Japan.* 2008. V. 59. P. 309–318.
- Gladenkov A.Yu. Fossil diatom flora from the marine Paleogene stratigraphic key section of northeast Kamchatka, Russia // *Acta Botanica Croatica.* 2009. V. 68. P. 199–209.
- Gladenkov A.Yu. Eocene diatoms from the marine Paleogene stratigraphic key section of northeast Kamchatka // *Austrian J. Earth Sci.* 2012. V. 105/1. P. 72–76.
- Gladenkov A.Yu., Barron J.A. Oligocene and Early Miocene Diatom Biostratigraphy of Hole 884B // *Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program).* 1995. V. 145. P. 21–41.
- Gladenkov A.Yu., White L.D., Gladenkov Yu.B., Blueford J.R. Cenozoic biostratigraphy of the Pogranichnyi region, Eastern Sakhalin, Russia // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2000. V. 158. P. 45–64.
- Gnibidenko H.S., Hilde T.W.C., Gretskey E.V., Andreiev A.A. Kuril (South Okhotsk) backarc basin // *Backarc basin: Tectonic and Magmatism* / B. Taylor (ed.). Plenum New York, 1995. H. 421–449.
- Gombos A.M., Jr., Ciesielski P.F. Late Eocene to Early Miocene diatoms from the southwest Atlantic // *Initial Repts. DSDP. Washington (U.S. Govt. Printing Office).* 1983. V. 71. Part 2. P. 583–634.
- Gorbatov A., Widiyantoro S., Fukao Y., Gordeev E. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // *J. Geophys. Int.* 2000. V. 142. P. 27–36.
- Grossman E.L. Oxygen isotope stratigraphy // *The Geologic Time Scale* (Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg). Boston, USA. Elsevier, 2012. Ch. 10. P. 181–206.
- Guerstein G.R., Daners G. Distribución de Enneadocysta (Dinoflagellata) en el Paleógeno del Atlántico Sudoccidental: implicancias paleoceanográficas // *Ameghiniana.* 2010. V. 47 (4). P. 461–478.
- Guerstein G.R., Guler M.V., Williams G.L., Fensome R.A., Chiesa J.O. Mid-Palaeogene dinoflagellate cysts from Tierra del Fuego, Argentina: biostratigraphy and palaeoenvironments // *J. Micropalaeontology.* 2008. V. 27. P. 75–94.
- Hajós M. Upper Eocene and Lower Oligocene Diatomaceae, Archaeomonadaceae, and Silicoflagellatae in southwestern Pacific sediments, DSDP Leg 29 // *Initial Repts. DSDP.* 1976. V. 35. P. 817–883.
- Harwood D.M. Diatoms // *Antarctic Cenozoic history from the MSSTS-1 drillhole, McMudro Sound* / P.J. Barrett (Ed.). DSIR Bull. N.Z. 1986. V. 237. P. 69–107.
- Harwood D.M. Siliceous microfossils // *Antarctic Cenozoic history from the CIROS-1 drillhole, McMudro Sound* / P.J. Barrett (Ed.). DSIR Bull. N.Z. 1989. V. 245. P. 67–97.
- Harwood D.M., Bohaty S.M. Early Oligocene siliceous microfossil biostratigraphy of Cape Roberts Project Core CRP-3, Victoria Basin, Antarctica // *Terra Antarctica.* 2001. V. 8. P. 315–338.
- Harwood D.M., Maruyama T. Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern Ocean sediments from the Kerguelen Plateau, Leg 120 // *Proc.*

- ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. V. 120. P. 683–733.
- Heilmann-Clausen C., Costa L.I. Dinoflagellate Zonation of the Uppermost Paleocene? to Lower Miocene in the Wursterheide Research Well, NW Germany // *Geologisches Jahrbuch*. 1989. A 111. P. 431–521.
- Heilmann-Clausen C., van Simayes S. Dinoflagellate cysts from the Middle Eocene to ?Lowermost Oligocene succession in the Kysing research borehole, Central Danish Basin // *Palynology*. 2005. V. 29. P. 143–204.
- Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., Kirmasov A.B., Garver J.I., Reiner P.W. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // *Am. J. Science*. 2009. V. 309. N 5. P. 333–396.
- Irwin H., Curtis C., Coleman M. Isotopic evidence for the source of diagenetic carbonate during burial of organic-rich sediments // *Nature*. 1977. V. 269. P. 209–213.
- Kaiho K. Upper Cretaceous to Paleogene foraminiferal biostratigraphy in the Shiranuka area, eastern Hokkaido // *Biostratigraphy and international correlation of the Paleogene System in Japan* / T. Saito, H. Okada, K. Kaiho (eds.). Yamagata: Yamagata Univ., 1984a. P. 35–48.
- Kaiho K. Paleogene foraminifera from Hokkaido, Japan. Part 1 // *Lithostratigraphy and Biostratigraphy including Description of New Species*. Extracts Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 2, Geol. 1984b. V. 54. N 2. P. 95–139.
- Kaiho K. A low extinction rate of intermediate-water benthic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary // *Marine Micropaleontology*. 1992. V. 18. P. 229–259.
- Kaiho K. Late Cretaceous and Paleogene intermediate water benthic foraminifera of Hokkaido // 4-th Intern. Symposium on Benthic Foraminifera. Guidebook for Field Trip. Sendai. 1990.
- Karig D.E. Origin and development of marginal basins in Western Pacific // *Ann. Rev. Earth Sci.* 1971. V. 2. P. 51–75.
- Kim S.-T., O'Neil J.R. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. V. 61. P. 3461–3475.
- Kim W.H., Barron J.A. Diatom biostratigraphy of the upper Oligocene to lowermost Miocene San Gregorio Formation, Baja California Sur, Mexico // *Diatom Research*. 1986. V. 1. P. 169–187.
- King Ch., Iakovleva A.I., Steurbaut E., Heilmann-Clausen C., Ward D. The Aktulagay section, west Kazakhstan: a key site for northern mid-latitude early Eocene stratigraphy // *Stratigraphy*. 2013. V. 10. N 3. P. 171–209.
- Köthe A. A revised Cenozoic dinoflagellate cyst and calcareous nannoplankton zonation for the German sector of the southeastern North Sea Basin // *Newsletters on Stratigraphy*. 2012. V. 45. N 3. P. 189–220.
- Kurita H. Paleogene dinoflagellate cyst biostratigraphy of Northern Japan // *Micropaleontology*. 2004. V. 50. N 2. P. 1–48.
- Kurita H., Matsuoka K. *Trinovantedinium boreale* Bujak – dominated dinoflagellate assemblages in Eocene-Oligocene stratified water in northern Japan // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 1994. V. 84. Issues 1–2. P. 129–153.
- Kurita H., Obuse A., Ogasawara K., Hasegawa S., Amano K., Hisada K.-I. Oligocene-Middle Miocene palynostratigraphy (dinoflagellate cysts and pollen) in Sakhalin Island, Far East Russia, and its implications for geochronology and palaeoenvironments // *J. Geography*. 2000. V. 109(2). P. 187–202.
- Lawrence J.R., Gieskes J.M. Constraints on water transport and alteration in the oceanic crust from the isotopic composition of pore water // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. P. 7924–7934.
- Luterbacher H.P., Ali J.R., Brinkhuis H. et al. The Paleogene Period // *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press. Cambridge, UK, 2004. P. 384–408.
- Mallory S. Lower Tertiary biostratigraphy of the California Coast Ranges. Tulsa, Oklahoma: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Monograph, 1959. 416 p.
- Manum S.B., Boulter M.C., Gunnarsdottir H., Rangnes K., Scholze A. Eocene to Miocene palynology of the Norwegian Sea (ODP Leg 104) // *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*. 1989. V. 104. P. 611–662.
- Matsuoka K. Some plant microfossils from the Miocene Fujiwara Group, Nara, Central Japan // *Trans. Proc. Palaeontological Society of Japan*. 1974. V. 94. P. 319–340.
- Matsuoka K., Head M.J. Taxonomic revision of the Neogene marine palynomorphs *Cyclopsiella granosa* (Matsuoka) and *Batiacasphaera minuta* (Matsuoka), and a new species of *Pyxidiniopsis* Habib (Dinophyceae) from the Miocene of the Labrador Sea // *Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cysts and Acritarchs* / M.J. Head, J.H. Wrenn (eds). Dallas: Am. Assoc. Stratigraphic Palynologists Foundation, 1992. P. 165–180.
- McFadden P.L., McElhinny M.W. The combined analysis of remagnetization and direct observation in paleomag-

- netism // *Earth Planetary Science Letters*. 1988. V. 87. P. 161–172.
- Morita R., Titova L.V., Akiba F. Oligocene-Early Miocene molluscs and diatoms from the Kitami-Tsubetsu area, Eastern Hokkaido, Japan // *Sci. Rep., Tohoku Univ. 2nd ser. (Geol.)*. 1996. V. 63. N. 2. P. 55–213.
- Mudge D.C., Bujak J.P. Eocene stratigraphy of the North Sea Basin // *Marine and Petroleum Geology*. 1994. V. 11. P. 166–181.
- Murata K.I., Friedman I., Madsen B.M. Carbon-13 rich diagenetic carbonates in Miocene formations of California and Oregon // *Science*. 1967. V. 156. N 3781. P. 1481–1486.
- Nissenbaum A., Presley B.J., Kaplan I.R. Early diagenesis in reducing fiord Saxanish Inlet, British Columbia // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1972. V. 36. N 9. P. 1007–1027.
- Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. *Concise Geologic Time Scale 2016*. Elsevier, 2016. 229 p.
- Olney M.P., Scherer R.P., Harwood D.M., Bohaty S.M. Oligocene-early Miocene Antarctic nearshore diatom biostratigraphy // *Deep-Sea Research II*. 2007. V. 54. P. 2325–2349.
- Pearson P.N., Olsson R.K., Huber B.T., Hemleben C., Berggren W.A. *Atlas of Eocene planktonic foraminifera* // Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Spec. Publication. Fredericksburg, USA, 2006. V. 41. 513 p.
- Perch-Nielsen K. *Silicoflagellates* // *Plankton Stratigraphy* / Eds. H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 811–846.
- Powell A.J. *A stratigraphic index of Dinoflagellate cysts* // British Micropaleontological Society Publication Series. 1992. 290 p.
- Pross J., Houben A.J.P., van Simaey S., Williams G.L., Kotthoff U., Coccioni R., Wilpshaar M., Brinkhuis H. Umbria–Marche revisited: A refined magnetostratigraphic calibration of dinoflagellate cyst events for the Oligocene of the Western Tethys // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2010. V. 158. P. 213–235.
- Roberts A.P., Bicknell S.J., Byatt J. et al. Magnetostratigraphic calibration of Southern Ocean diatom datums from the Eocene–Oligocene of Kerguelen Plateau (Ocean Drilling Program sites 744 and 748) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2003. V. 198. P. 145–168.
- Rozhdestvensky V.S. The role of wrench-fault in the structure of Sakhalin // *Geotectonics*. 1982. V. 16. P. 323–332.
- Rozhdestvensky V.S. Evolution of Sakhalin fold system // *Tectonophysics*. 1986. V. 127. P. 331–339.
- Schellart W.P., Jessel M.W., Lister G.S. Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: New insights from analog modeling // *Tectonics*. 2003. V. 22. P. 2-1–2-17.
- Scherer R.P., Bohaty S.M., Harwood D.M. Oligocene and lower Miocene siliceous microfossil biostratigraphy of the Cape Roberts Project Core CRP-2/2A, Victoria Land Basin, Antarctica // *Terra Antarctica*. 2000. V. 7. P. 417–442.
- Scherer R.P., Koç N. Late Paleogene diatom biostratigraphy and paleoenvironments of the northern Norwegian-Greenland Sea // *Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1996. V. 151. P. 75–99.
- Schrader H.-J., Fenner J. Norwegian Sea Cenozoic diatom biostratigraphy and taxonomy // *Initial Repts DSDP. Washington (U.S. Govt. Printing Office)*. 1976. V. 38. P. 921–1099.
- Scrolias M., Muller D. Control of back-arc basin formation // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. V. 6. N 7. P. 1–40.
- Serova M.Ya. The *Caucasina eocenica kamchatica* zone and the Eocene-Oligocene boundary in the Northwestern Pacific // *Progress in micropaleontology*. N.Y.: Micropaleontology press, 1976. P. 314–328.
- Sluijs A., Brinkhuis H., Stickle C.E., Warnaar J., Williams G.L., Fuller M. Dinoflagellate cysts from the Eocene. Oligocene transition in the Southern Ocean; results from ODP Leg 189 // *Proc. Ocean Drilling Program. Sci. Results*. 2003. V. 189. P. 1–42 (doi:10.2973/odp.proc.sr.189.104.2003).
- Sun X., Turchin A.V. Significant contribution of authigenic carbonate to marine carbonate burial // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7. P. 201–204.
- Tanaka H., Kaiho K., Takahashi H. Paleogene microfossils from the eastern flank of the Shiranuka Hills // *Biostratigraphy and international correlation of the Paleogene System in Japan* / T. Saito, H. Okada, K. Kaiho (eds.). Yamagata: Yamagata Univ., 1984. P. 51–54.
- Tanaki K., Honza E. Global tectonics and formation of marginal basins: Role of the Western Pacific // *Episodes*. 1991. V. 14. P. 224–230.
- Taran Yu.A., Fisher T.P., Pokrovsky B.G. et al. Geochemistry of the volcano-hydrothermal system of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico // *Bull. Volcanol.* 1998. V. 59. P. 436–449.
- Taylor F.W. Geodetic measurements of convergence at the New Hebrides island arc fragmentation caused

- by impinging aseismic ridge // *Geology*. 1995. V. 23. P. 1011–1014.
- Van Mourik C.A., Brinkhuis H.* The Massignago Eocene–Oligocene golden spike section revisited // *Stratigraphy*. 2005. V. 2. P. 13–30.
- Wasserburg G.J., Mazor E., Zartman R.E.* Isotopic and chemical composition of some terrestrial natural gases. In «Earth science and meteoritics». Amsterdam: Publ. Co., 1963.
- Williams G.L., Manum S.B.* Oligocene–Early Miocene dinocyst stratigraphy of hole 985A (Norwegian Sea) // *Proc. Ocean Drilling Program. Sci. Results*. 1999. V. 162. P. 99–109.
- Wilson G.J.* Dinoflagellate biostratigraphy of the Eocene Hampden Section North Otago, New Zealand // *New Zealand Geol. Survey Record*. 1985. V. 8. P. 93–101.
- Wilson G.J.* Paleocene and Eocene dinoflagellate cysts from Waipawa, Hawkes Bay, New Zealand // *New Zealand Geol. Survey. 1988. Paleontological Bull.* V. 57. P. 1–96.
- Woo K.S., Khim B.-K.* Stable oxygen and carbon isotopes of carbonate concretions of the Miocene Yeonil Group in the Pohang Basin, Korea: Types of concretions and formation condition // *Sedimentary Geology*. 2005. V. 183. P. 15–30.
- Yanagisawa Y., Akiba F.* Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // *J. Geol. Soc. Japan*. 1998. V. 104. P. 395–414.

Серия: «Очерки по региональной геологии России»

Выпуск 10

-

-

Книга выпущена издательством МЦГК «Геокарт»
при участии ООО «Издательство ГЕОС»

Редактор издательства: *Л.В. Филиппова*
Компьютерная верстка *М.В. Старшовой*

Издательство МЦГК «Геокарт»
Москва, ул. Осенняя, д. 18.
Тел./факс (495)444-81-51.
E-mail: geokart@hotmail.ru

При участии издательства ГЕОС
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91
email: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru

ООО ИПК «Панорама»
Подписано к печати 15.06.2018
Формат 60×90¹/₈. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 26,5 Тираж 200 экз.

Отпечатано в полном соответствии с качеством предоставленного электронного оригинал-макета
в ОАО «Альянс «Югполиграфиздат»», ООО ИПК «Панорама»
400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6.

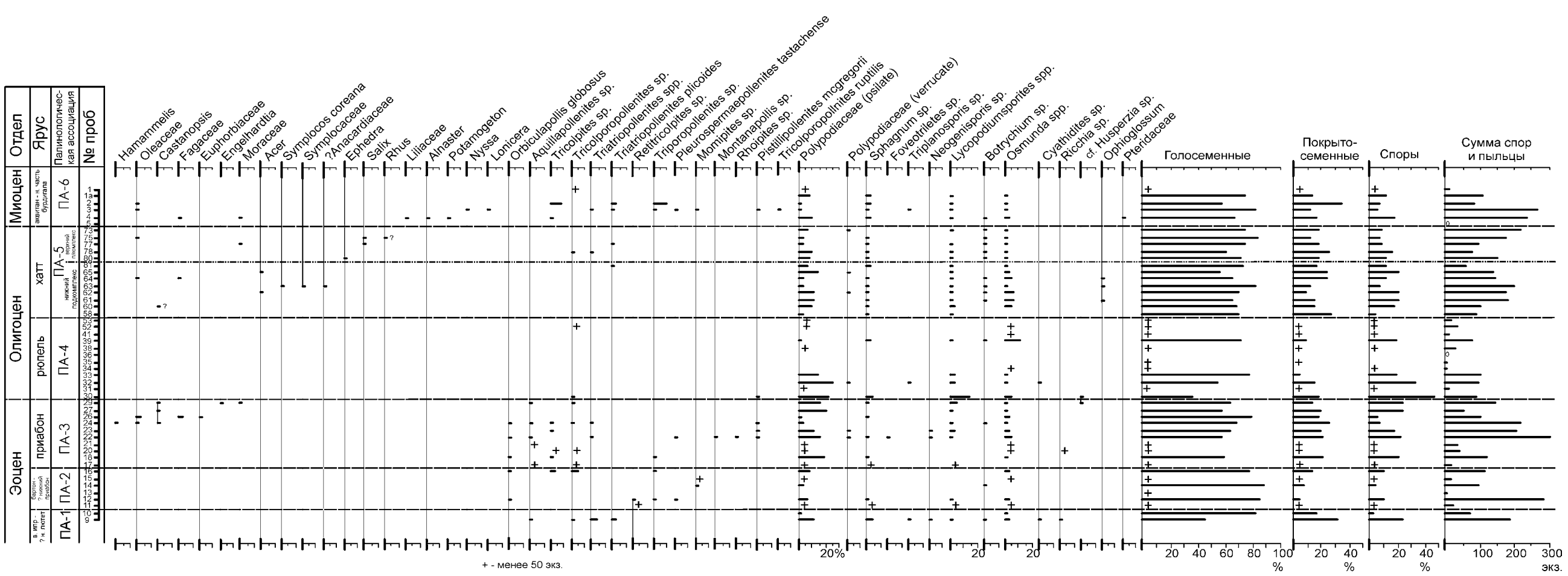
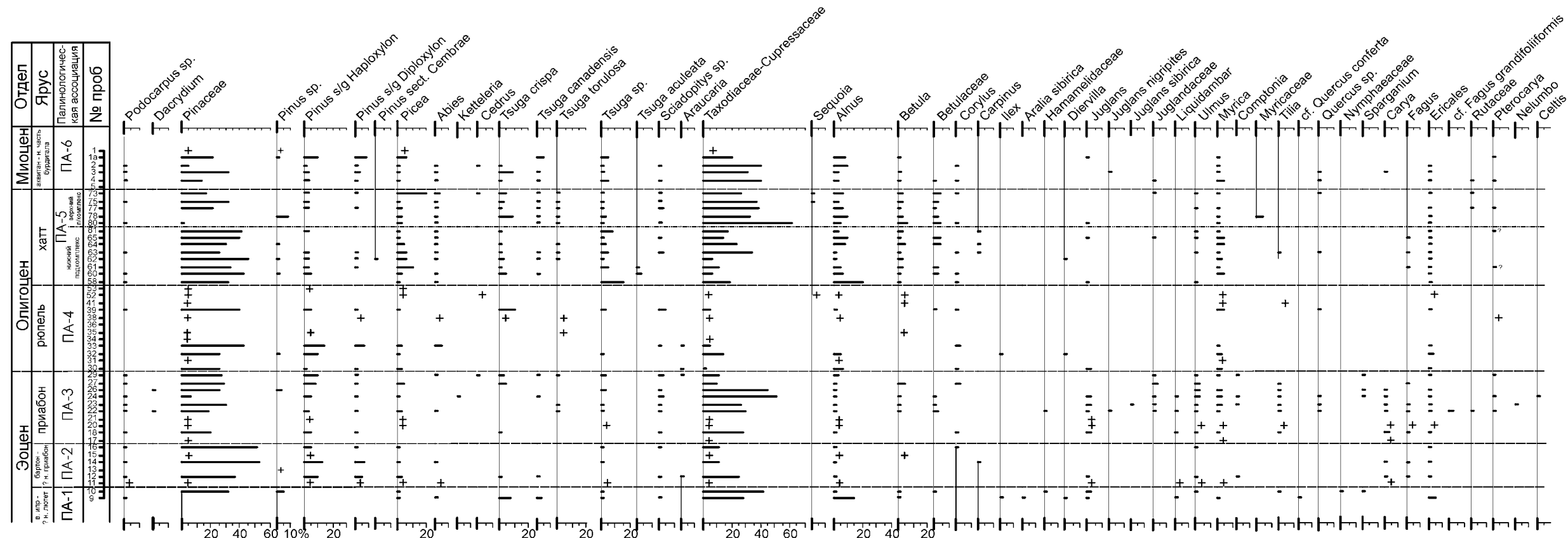


Рис. 14. Стратиграфическое и количественное распределение спор и пыльцы по разрезу бухты Квачина

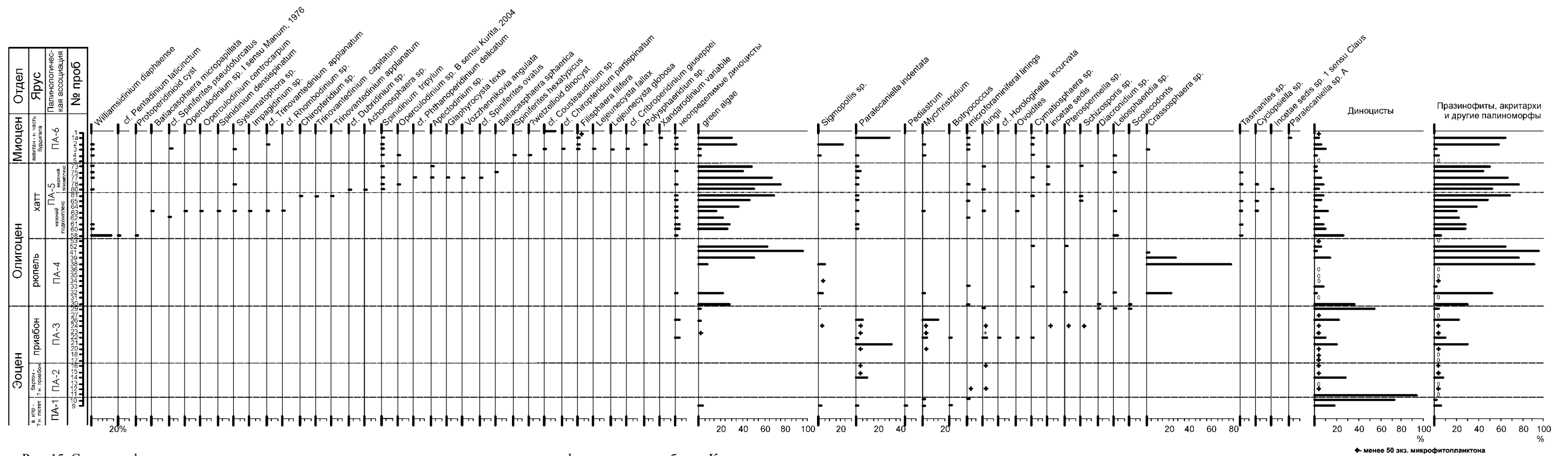
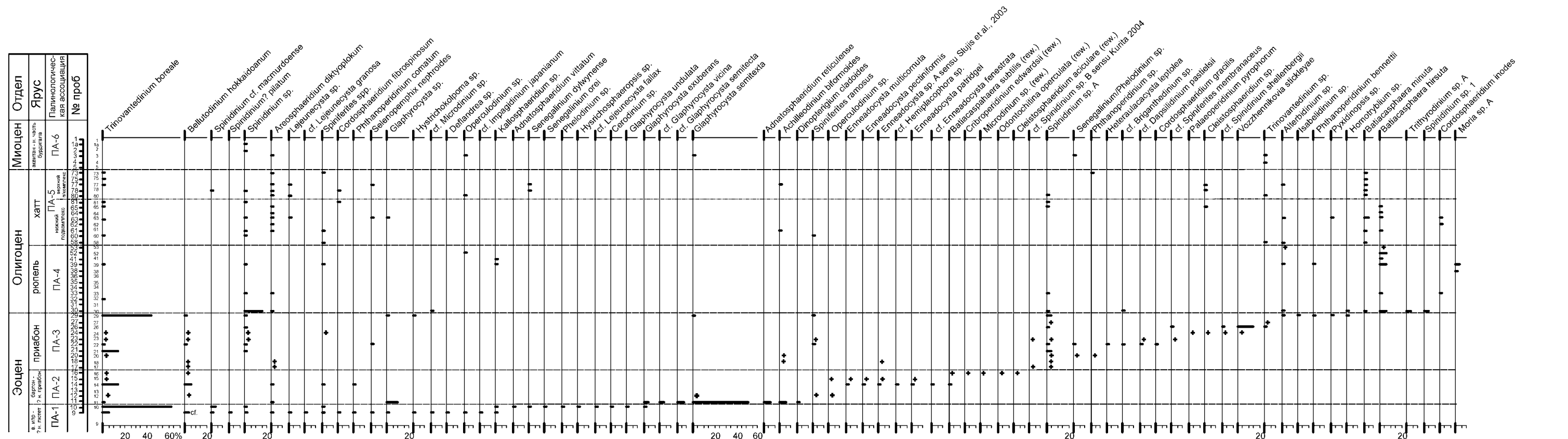


Рис. 15. Стратиграфическое и количественное распределение диноцист, акритарх и прازیнофитов по разрезу бухты Квачина