



НИС «Академик М.А. Лаврентьев» – флагман научного флота Дальневосточного отделения РАН, выполнивший более 95 научных экспедиций на акваториях Тихого, Индийского и Северно-Ледовитого океанов. Год постройки: 1984, Финляндия, г. Раума. Порт приписки: г. Владивосток. Находится в оперативном управлении ФГБУ НО НацОНИФ Минобрнауки РФ. Длина судна 75,5 м, водоизмещение 2689 т, скорость 14,8 узлов. Автономность – 60 суток. Максимальная численность научного состава – 33 сотрудника.

На судне имеется 8 лабораторий, общей площадью 270 кв. м. За все эти годы судно побывало во многих десятках экспедиций, причем практически каждый раз предметом исследований становились самые актуальные проблемы, связанные с Мировым океаном. Многие успехи в морских исследованиях ДВО РАН были достигнуты именно благодаря экспедициям на НИС «Академик М.А. Лаврентьев».



GEOMIR



ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ 88 РЕЙСА НИС «АКАДЕМИК М.А. ЛАВРЕНТЬЕВ» И БЕРЕГОВЫХ ЭКСПЕДИЦИЙ 2010-2020)

# ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА

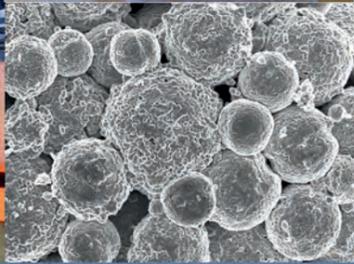
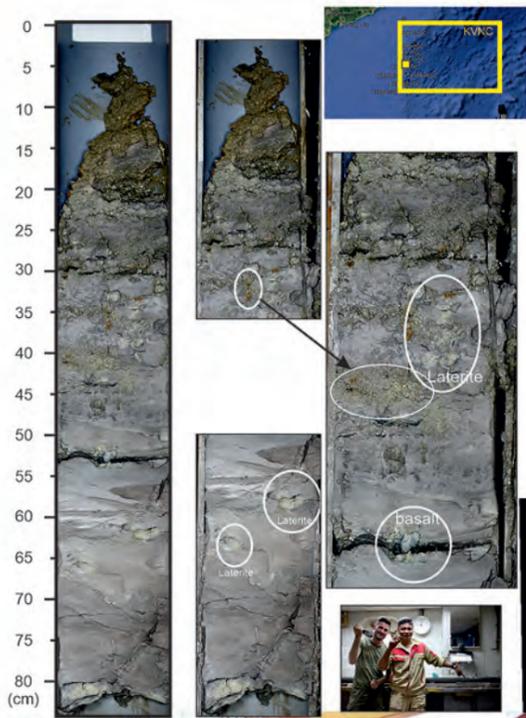
(ПО РЕЗУЛЬТАТАМ 88 РЕЙСА НИС «АКАДЕМИК М.А. ЛАВРЕНТЬЕВ» И БЕРЕГОВЫХ ЭКСПЕДИЦИЙ 2010-2020)



2021  
2030

Десятилетие Организации Объединенных Наций, посвященное науке об океане в интересах устойчивого развития

# 88 REIS NIS «АКАДЕМИК М.А. ЛАВРЕНТЬЕВ»



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ТИХООКЕАНСКИЙ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
ИМ. В.И. ИЛЬЧЕВА  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ВЬЕТНАМСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК И ТЕХНОЛОГИЙ

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ  
И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ  
И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА**

(по результатам 88 рейса  
НИС «Академик М.А. Лаврентьев»  
и береговых экспедиций 2010–2020)

Москва  
ГЕОС  
2021

УДК 550.83+550.84+551.46  
ББК 26.323

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА (по результатам 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» и береговых экспедиций 2010–2020) /** колл. авторов; глав. ред. Р.Б. Шакиров; отв. ред. М.Г. Валитов, Н.С. Ли, Нгуен Хоан, Фун Ван Фать. – М.: ГЕОС, 2021. – 414 с.

ISBN 978-5-89118-841-9

В монографии представлены результаты совместной научной Российско-Вьетнамской комплексной экспедиции на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (88 рейс), выполненной в период 25.10–08.12.2019 г. Приведены первичные результаты изучения особенностей геологического строения и геофизических полей континентального шельфа и склона Вьетнама, исследование океанографических, газогеохимических, геомикробиологических, гидрооптических, атмосферических, гидроакустических характеристик толщи вод и осадочных отложений, сведения об индикаторах минеральных ресурсов, палеогеографические и геоэкологические исследования. Представлены научные результаты береговых геофизических, геологических и газогеохимических исследований, полученных в период 2010–2020 гг. в рамках Совместной Российско-Вьетнамской лаборатории по морским наукам и технологиям (ТОИ ДВО РАН – ИМГТ ВАНТ). Научные результаты монографии являются ценным вкладом в международный проект «Геосистемы и минеральные ресурсы переходных зон «континент–океан» и открытого океана» (ГЕОМИР) в рамках Десятилетия ООН, посвященного науке об океане в интересах устойчивого развития (2021–2030 гг.).

Книга предназначена для геологов, геофизиков, океанологов, специалистов научных и производственных мореведческих организаций, нефтегазовой промышленности и геологоразведочных предприятий, а также для студентов и аспирантов профильных специальностей.

DOI: 10.34756/GEOS.2021.16.37874

Рецензенты:

д.г.-м.н. *А.В. Можеровский*, к.г.н. *К.С. Ганзей*

Издание осуществлено при финансовой поддержке  
Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 21-15-00039



*Издание РФФИ не подлежит продаже*

© Коллектив авторов, 2021  
© Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, 2021  
© Вьетнамская Академия наук и технологий, 2021  
© ГЕОС, 2021

MINISTRY OF SCIENCE AND HIGHER EDUCATION  
V.I. IL'ICHEV PACIFIC OCEANOLOGICAL INSTITUTE  
FAR EASTERN BRANCH RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

VIETNAM ACADEMY OF SCIENCE AND TECHNOLOGY

**GEOLOGIC-GEOPHYSICAL  
AND OCEANOGRAPHIC RESEARCH  
OF THE WESTERN SOUTH CHINA SEA  
AND ADJACENT CONTINENT**

(on results of the  
RV «Akademik M.A. Lavrentyev» cruise 88  
and coastal surveys 2010–2020)

Moscow  
GEOS  
2021

UDK 550.83+550.84+551.46  
BBK 26.323

**GEOLOGIC-GEOPHYSICAL AND OCEANOGRAPHIC RESEARCH OF THE WESTERN SOUTH CHINA SEA AND ADJACENT CONTINENT (on results of the RV «Akademik M.A. Lavrentyev» cruise 88 and coastal surveys 2010–2020) / Chief ed. R.B. Shakirov, eds. M.G. Valitov, N.S. Lee, Nguyen Hoang, Phung Van Phach. – Moscow: GEOS, 2021. – 414 p.**

ISBN 978-5-89118-841-9

The monograph presents the results of joint scientific Russian-Vietnamese integrated expedition onboard RV “Akademik M.A. Lavrentiev” (cruise 88), carried out 25.10–08.12.2019. The primary results of the geological structure and geophysical fields of the Vietnam continental shelf and slope and deep basins, the study of oceanographic, gasgeochemical, geomicrobiological, hydrooptical, atmochemical, hydroacoustic characteristics of the water column and sediments, information about indicators of mineral resources, paleogeographic and geoecological studies are presented. The scientific results obtained onshore by the joint geophysical, geological and gasgeochemical studies during 2010–2020 by the Joint Russian – Vietnamese Laboratory for Marine Sciences and Technology (POI FEB RAS-IMGG VAST) are presented. The scientific results of the monograph are a valuable contribution to the international project "Geosystems and mineral resources of the transition «continent-ocean» zones and open ocean" (GEOMIR) in the framework of the United Nations Decade of Ocean Science for Sustainable Development (2021–2030).

The book is intended for geologists, geophysicists, oceanologists, specialists of scientific and industrial marine exploration organizations, the oil and gas industry and geological exploration enterprises, as well as for students and postgraduates of specialized specialties.

DOI: 10.34756/GEOS.2021.16.37874

*Reviewers:*

*A.V. Mozherovsky, K.S. Ganzei*

Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research,  
Grant 21-15-00039



*The edition of the RFBR isn't subject for sale*

© Authors team, 2021  
© V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, 2021  
© Vietnam Academy of Science and Technology, 2021  
© GEOS, 2021

---

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

---

<b>ПРЕДИСЛОВИЕ</b> .....	11
<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	15
<b>ГЛАВА 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ШЕЛЬФА И СКЛОНА ВЬЕТНАМА</b> .....	19
1.1. Геолого-геофизическая изученность (Р.Б. Шакиров, М.Г. Валитов, Н.С. Ли, З.Н. Прошкина, Г.Н. Шкабарня, Н.С. Сырбу, Фун Ван Фать, Ле Дык Ань, До Хьи Кыонг).....	19
1.2. Краткая характеристика глубинного строения, магматизма и тектоники (Нгуен Хоан, М.Г. Валитов, Ле Дык Ань, Р.Б. Шакиров, Фун Ван Фать) .....	30
1.3. Стратиграфия и осадочные бассейны (краткий очерк) (Нгуен Чун Тхань, Р.Б. Шакиров) .....	33
1.4. Выводы.....	42
<b>ГЛАВА 2. ГИДРОАКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ</b> (А.В. Стороженко) .....	43
2.1. Аппаратура и методика исследований .....	43
2.2. Исследования рассеяния звука вдоль трасс в Японском, Восточно-Китайском и Южно-Китайском морях .....	45
<b>ГЛАВА 3. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ</b> .....	49
3.1. Основные принципы обработки и интерпретации геолого-геофизических данных (М.Г. Валитов, Н.С. Ли, З.Н. Прошкина, Г.Н. Шкабарня).....	50
3.2. Морфологические особенности восточной части подводной окраины полуострова Индокитай (Ю.И. Мельниченко, М.Г. Валитов, Т.Д. Леонова, Н.С. Ли, О.В. Белоус, А.В. Стороженко).....	55
3.3. Гравиметрические исследования (М.Г. Валитов, З.Н. Прошкина, Т.Н. Колпащикова).....	63
3.4. Магнитометрические исследования (М.Г. Валитов, Н.С. Ли, Н.М. Цовбун) .....	66
3.5. Глубинное строение зоны перехода «п-ов Индокитай – Южно-Китайское море» по геофизическим данным (З.Н. Прошкина, М.Г. Валитов, Т.Н. Колпащикова).....	69
3.6. Глубинное строение тектоносферы Северного Вьетнама по данным магнитотеллурических зондирований (Г.Н. Шкабарня, В.М. Никифоров, И.М. Варенцов, А.Ю. Жуковин, До Хьи Кыонг).....	73
3.7. Выделение системы разломов континентального шельфа Вьетнама и сопредельных акваторий по усовершенствованной методике (Нгуен Ким Зунг, До Хьи Кыонг, Чан Туан Зунг, Нгуен Ба Дау) .....	91
3.8. Выводы.....	97
<b>ГЛАВА 4. ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ</b> .....	100
4.1. Аппаратура и методика исследований (В.Ю. Калгин, В.Т. Съедин, Т.С. Якимов, В.В. Саттарова, А.В. Сорочинская, Зунг Хоан Нен, А.К. Окулов, Д.С. Максеев).....	100

4.2. Результаты литологических исследований в 88-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (С.П. Плетнев, Нгуен Чун Тхань, А.А. Легкодимов, В.Ю. Калгин, Зыонг Куок Хынг).....	105
4.3. Тяжелые металлы в донных отложениях западной части Южно-Китайского моря (В.В. Саттарова, К.И. Аксентов, Ле Дык Лыонг, Р.Б. Шакиров, М.В. Иванов, А.А. Легкодимов).....	115
4.4. Особенности распространения и генезиса аутигенной сульфидной минерализации в донных отложениях привьетнамского шельфа и склона Южно-Китайского моря (В.Ю. Калгин, Т.С. Якимов, А.И. Еськова).....	121
4.5. Характеристика донных отложений Южно-Китайского моря в качестве пелоидов (Ле Дык Лыонг, Нгуен Хоан, Рюичи Синдзэ, Р.Б. Шакиров, А.И. Обжиров, А.О. Холмогоров, М.В. Шакирова) .....	127
4.6. Геохимические особенности осадков юго-западного суббассейна Южно-Китайского моря (Ле Дык Ань, Нгуен Ну Чунг, Нгуен Хоан, Р.Б. Шакиров, Нго Бик Хыонг, Буи Ван Нам, Маи Дык Донг).....	131
4.7. Минералогические особенности осадков Тонкинского залива, Вьетнам (Зунг Хоан Нен, Нгуен Ван Тао, Чан Дык Тхань, Нгуен Дак Ве, Буи Ван Вын, Лай Ти Бик Туи, Буи Тхи Тхань Лоан, Хоанг Тхи Чиен, Зыонг Тхань Ни, Р.Б. Шакиров) .....	141
4.8. Особенности распределения редкоземельных элементов в поверхностных осадках залива Тонкин (Южно-Китайское море) (А.В. Сорочинская, А.А. Легкодимов, Р.Б. Шакиров, Ле Дык Ань, Нгуен Ну Чунг).....	152
4.9. Базальтовый вулканизм шельфа Вьетнама и минеральные включения в базальтах в связи с особенностями геодинамики Юго-Восточной Азии (Нгуен Хоан, Чан Тхи Хыонг, Р.Б. Шакиров, Ле Дык Лыонг, Ле Дык Ань, В.Т. Съедин, А.О. Холмогоров).....	159
4.10. Петрографические особенности вулканогенно-осадочной толщи острова Катба. Геолого-минералогические особенности Южного и Центрального Вьетнама (2019 г.) (Т.С. Якимов, А.О. Холмогоров) .....	179
4.11. Выводы.....	186
<b>ГЛАВА 5. ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ</b>	
(С.П. Плетнев, Е.Д. Иванова, А.В. Романова).....	189
5.1. Материал и методика исследований .....	190
5.2. Палеоэкологические исследования на основе анализа фораминифер.....	190
5.3. Выводы.....	197
<b>ГЛАВА 6. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ</b> .....	198
6.1. Методика газогеохимических исследований (Р.Б. Шакиров, А.А. Легкодимов, Г.И. Мишукова, М.А. Бовсун, Н.С. Сырбу, В.В. Калинин, А.Л. Веникова, Е.В. Лифанский) .....	198
6.2. Газогеохимические поля осадочных отложений (Р.Б. Шакиров, А.А. Легкодимов, А.И. Обжиров, Ле Дык Лен, Д.А. Швалов, Н.С. Сырбу) .....	205
6.3. Газогеохимические поля толщи вод (Ю.А. Телегин, А.И. Обжиров, Р.Б. Шакиров).....	228
6.4. Распределение концентраций парниковых газов в приводном слое атмосферы (М.А. Бовсун, О.В. Нестерова, А.В. Яцук, Р.Б. Шакиров, И.А. Лисина, Л.Н. Василевская) .....	232
6.5. Распределение и поток ртути в приводном слое атмосферы (В.В. Калинин, М.В. Иванов, Е.А. Лопатников).....	239
6.6. Потоки метана на границе раздела вода–атмосфера на акватории открытой части моря, привьетнамского континентального склона и шельфа в осенний сезон (Г.И. Мишукова, Р.Б. Шакиров, Д.А. Швалов, О.В. Мишукова, А.А. Легкодимов, А.А. Холмогоров) .....	243

6.7. Формирование аномальных газогеохимических полей в районе термальных и минеральных источников Северного Вьетнама (Н.С. Сырбу, А.О. Холмогоров, А.А. Легкодимов, Ле Дык Ань) .....	248
6.8. Распределение углеводородных газов, гелия и водорода на островах Тонкинского залива (Катба, Кото и Бать Лонг Ви) (Н.С. Сырбу, Р.Б. Шакиров, А.О. Холмогоров, Ле Дык Ань) .....	252
6.9. Геологические условия формирования газогеохимических полей гелия и водорода в донных отложениях осадочных бассейнов Намконсон, Фухань и Красной реки (Н.С. Сырбу) .....	260
6.10. Распределение углеводородных газов и нефтегазовый потенциал юго-западного суббассейна Южно-Китайского моря (Ле Дык Лен, А.И. Обжиров, Н.С. Сырбу, Р.Б. Шакиров, А.А. Легкодимов).....	265
6.11. Газогеохимические провинции привьетнамского шельфа (А.А. Легкодимов, Р.Б. Шакиров, Н.С. Сырбу) .....	273
6.12. Выводы.....	279
<b>ГЛАВА 7. ГЕОМИКРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ</b> (А.И. Еськова, А.Л. Пономарева, К.О. Балданова, В.Ю. Калгин, А.А. Легкодимов) .....	282
7.1. Методика микробиологических исследований .....	283
7.2. Выявление биоиндикаторных генов в образцах донных отложений исследуемых районов .....	285
7.3. Взаимосвязь распределения исследуемых групп микроорганизмов с аутигенной минерализацией .....	288
7.4. Выводы.....	289
<b>ГЛАВА 8. ГИДРООПТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ</b> (Н.А. Липинская, П.А. Салюк, А.В. Буланов, Ю.В. Шамбарова).....	291
8.1. Аппаратура и методика исследований .....	291
8.2. Распределение гидрооптических характеристик морской воды в Южно-Китайском море в осенний сезон 2019 г. ....	292
8.3. Выводы.....	304
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> (Р.Б. Шакиров, М.Г. Валитов, Н.С. Ли).....	305
<b>СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ</b> .....	312
<b>СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ</b> .....	317
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ</b> .....	318
<b>ПРИЛОЖЕНИЯ</b> .....	335
Приложение 1. Каталог станций геологического опробования LV88.....	336
Приложение 2. Таблицы к разделу 4.6.....	338
Приложение 3. Таблицы к разделу 5.2 .....	344
Приложение 4. Концентрации газов в осадочных бассейнах западной части Южно-Китайского моря .....	354
Приложение 5. Распределение газов в кернах осадка и описание литологического состава донных осадков в колонках на станциях геологического опробования LV88 .....	366
Приложение 6. Каталог гидрологических станций .....	389
Приложение 7. Гидрологические характеристики водной толщи.....	391
Приложение 8. Список участников 88 рейса НИС «Академик М.А.Лаврентьев» .....	412

---

---

# CONTENTS

---

<b>INTRODUCTION</b> ( <i>R.B. Shakirov, M.G. Valitov, N.S. Lee, Tran Tuan Anh, Do Huy Cuong, Phung Van Phach</i> ) .....	11
<b>CHAPTER 1. MAIN GEOLOGICAL FEATURES OF THE VIETNAM CONTINENTAL SHELF AND SLOPE</b> .....	19
1.1. Geological-geophysical research ( <i>R.B. Shakirov, M.G. Valitov, N.S. Lee, Z.N. Proshkina, G.N. Shkabarnya, N.S. Syrbu, Phung Van Phach, Le Duc Anh, Do Huy Cuong</i> ) .....	19
1.2. Brief characteristics of deep structure, magmatism and tectonics ( <i>Nguyen Hoang, M.G. Valitov, Le Duc Anh, R.B. Shakirov, Phung Van Phach</i> ) .....	30
1.3. Stratigraphy and sedimentary basins (outline) ( <i>Nguyen Trung Thanh, R.B. Shakirov</i> ) .....	33
1.4. Conclusions.....	42
<b>CHAPTER 2. HYDROACOUSTIC RESEARCH</b> ( <i>A.V. Storozhenko</i> ) .....	43
2.1. Equipment and research methods .....	43
2.2. The research of acoustic dispersion along trace in the Sea of Japan, East-China and South-China seas.....	45
<b>CHAPTER 3. GEOPHYSICAL RESEARCH</b> .....	49
3.1. Main principles of geological-geophysical data processing and interpretation ( <i>M.G. Valitov, N.S. Lee, Z.N. Proshkina, G.N. Shkabarnya</i> ) .....	50
3.2. Morphological features of the Indochina Peninsula eastern submarine margin ( <i>Yu.I. Melnichenko, M.G. Valitov, T.D. Leonova, N.S. Lee, O.V. Belous, A.V. Storozhenko</i> ) .....	55
3.3. Gravimetric research ( <i>M.G. Valitov, Z.N. Proshkina, T.N. Kolpashchikova</i> ).....	63
3.4. Magnetometric research ( <i>M.G. Valitov, N.S. Lee, N.M. Tsovbun</i> ) .....	66
3.5. Deep structure of the transition zone “Indochina Peninsula – South China Sea” according to geophysical data ( <i>Z.N. Proshkina, M.G. Valitov, T.N. Kolpashchikova</i> ) .....	69
3.6. Deep structure of North Vietnam tectonosphere according to magnetotelluric research ( <i>G.N. Shkabarnya, V.M. Nikiforov, I.M. Varentsov, A.Yu. Zhukovin, Do Huy Cuong</i> ).....	73
3.7. Identification of the faults system of the Vietnam's continental shelf and adjacent areas according to an improved methodology ( <i>Nguyen Kim Dung, Do Huy Cuong, Tran Tuan Dung, Nguyen Ba Dai</i> ).....	91
3.8. Conclusions.....	97
<b>CHAPTER 4. GEOLOGICAL-GEOCHEMICAL AND LITHOLOGICAL RESEARCH</b> .....	100
4.1. Equipment and research methods ( <i>V.Yu. Kalgin, V.T. Sedin, T.S. Yakimov, V.V. Sattarova, A.V. Sorochinskaya, Dang Hoai Nhon, A.K. Okulov, D.S. Makseev</i> ) .....	100

4.2. The results of lithological studies during the 88th cruise of the R/V “Akademik M.A. Lavrentiev” (S.P. Pletnev, Nguyen Trung Thanh, A.A. Legkodimov, V.Yu. Kalgin, Duong Quoc Hung).....	105
4.3. Heavy metals in the bottom sediments of the western part of the South China Sea (V.V. Sattarova, K.I. Aksenov, Le Duc Luong, R.B. Shakirov, M.V. Ivanov, A.A. Legkodimov).....	115
4.4. Peculiarities of the distribution and genesis of authigenic sulfide mineralization in bottom sediments of the near-Vietnamese shelf and the slope of the South China Sea (V.Yu. Kalgin, T.S. Yakimov, A.I. Eskova).....	121
4.5. Specifications of the bottom sediments of the South China Sea as peloids (Le Duc Luong, Nguyen Hoang, Ryuichi Shinjo, R.B. Shakirov, A.I. Obzhirov, A.O. Kholmogorov, M.V. Shakirova).....	127
4.6. Geochemical features of the sediments in the Southwestern sub-basin of the South China Sea (Le Duc Anh, Nguyen Nhu Trung, Nguyen Hoang, R.B. Shakirov, Ngo Bich Huong, Bui Van Nam, Mai Duc Dong).....	131
4.7. Mineralogical features of sediments in the Gulf of Tonkin, Vietnam (Dang Hoai Nhon, Nguyen Van Thao, Tran Duc Thanh, Nguyen Duc Ve, Bui Van Vuong, Lai Thi Bich Thuy, Bui Thi Thanh Loan, Hoang Thi Chien, Duong Thanh Nghi, R.B. Shakirov).....	141
4.8. Some features of the distribution of rare earth elements in the bottom sediments of the Gulf of Tonkin (A.V. Sorochinskaya, A.A. Legkodimov, R.B. Shakirov, Le Duc Anh, Nguyen Nhu Trung).....	152
4.9. Basalt volcanism of the Vietnamese shelf and mineral inclusions in basalts in connection with the geodynamics of Southeast Asia (Nguyen Hoang, Tran Thi Huong, R.B. Shakirov, Le Duc Luong, Le Duc Anh, V.T. Sedin, A.O. Kholmogorov).....	159
4.10. Petrographic features of the volcanic-sedimentary strata of the Katba Island. Geological and mineralogical features of South and Central Vietnam (2019) (T.S. Yakimov, A.O. Kholmogorov).....	179
4.11. Conclusions.....	186
<b>CHAPTER 5. PALEOECOLOGICAL RESEARCH</b> .....	
(S.P. Pletnev, E.D. Ivanova, A.V. Romanova).....	189
5.1. Material and research methods.....	190
5.2. Paleoecological studies based on the foraminifera analysis.....	190
5.3. Conclusions.....	197
<b>CHAPTER 6. GASGEOCHEMICAL RESEARCH</b> .....	198
6.1. Methods of gasgeochemical research (R.B. Shakirov, A.A. Legkodimov, G.I. Mishukova, M.A. Bovsun, N.S. Syrbu, V.V. Kalinchuk, A.L. Venikova, E.V. Lifansky).....	198
6.2. Gasgeochemical fields in sediments (R.B. Shakirov, A.A. Legkodimov, A.I. Obzhirov, Le Duc Luong, D.A. Shvalov, N.S. Syrbu).....	205
6.3. Gasgeochemical fields in the water column (Yu.A. Telegin, A.I. Obzhirov, R.B. Shakirov).....	228
6.4. Distribution of the greenhouse gases in the near-water layer of the atmosphere (M.A. Bovsun, O.V. Nesterova, A.V. Yatsuk, R.B. Shakirov, I.A. Lisina, L.N. Vasilevskaya).....	232
6.5. Mercury distribution and its flux in the sub-surface atmosphere layer (V.V. Kalinchuk, M.V. Ivanov, E.A. Lopatnikov).....	239
6.6. Methane fluxes at the water-atmosphere interface on the Vietnamese continental shelf and slope in the autumn season (G.I. Mishukova, R.B. Shakirov, D.A. Shvalov, O.V. Mishukova, A.A. Legkodimov, A.O. Kholmogorov).....	243

6.7. Formation of anomalous gasgeochemical fields in the area of thermal and mineral springs in the Northern Vietnam ( <i>N.S. Syrbu, A.O. Kholmogorov, A.A. Legkodimov, Le Duc Anh</i> ).....	248
6.8. Distribution of hydrocarbon gases, helium and hydrogen on the islands of the Gulf of Tonkin (Cat Ba, Co To and Bach Long Vi) ( <i>N.S. Syrbu, R.B. Shakirov, A.O. Kholmogorov, Le Duc Anh</i> ).....	252
6.9. Geological conditions for the formation of helium and hydrogen gasgeochemical fields in the bottom sediments of the Nam Con Son, Phu Khanh and Red River basins ( <i>N.S. Syrbu</i> ).....	260
6.10. Distribution of hydrocarbon gases and hydrocarbon potential of the Southwestern sub-basin of the South China Sea ( <i>Le Duc Luong, A.I. Obzhurov, N.S. Syrbu, R.B. Shakirov, A.A. Legkodimov</i> ).....	265
6.11. Gasgeochemical provinces of the Vietnam’s shelf ( <i>A.A. Legkodimov, R.B. Shakirov, N.S. Syrbu</i> ).....	273
6.12. Conclusions.....	279
<b>CHAPTER 7. GEOMICROBIOLOGICAL RESEARCH</b>	
( <i>A.I. Eskova, A.L. Ponomareva, K.O. Baldanova, V.Yu. Kalgin, A.A. Legkodimov</i> ).....	282
7.1. Methods of microbiological research.....	283
7.2. Identification of bioindicator’s genes in the samples from the study areas .....	285
7.3. The relationship between the distribution of the researched groups of microorganisms with authigenic mineralization .....	288
7.4. Conclusions.....	289
<b>CHAPTER 8. HYDROOPTICAL RESEARCH</b>	
( <i>N.A. Lipinskaya, P.A. Salyuk, A.V. Bulanov, Yu.V. Shambarova</i> ).....	291
8.1. Equipment and research methods .....	291
8.2. Distribution of the hydrooptical characteristics in the South China Sea in the autumn season of 2019 .....	292
8.3. Conclusions.....	304
<b>CONCLUSIONS</b> ( <i>R.B. Shakirov, M.G. Valitov, N.S. Lee</i> ) .....	305
<b>GLOSSARY OF TERMS</b> .....	312
<b>LIST OF ABBREVIATIONS</b> .....	317
<b>REFERENCES</b> .....	318
<b>ANNEX</b> .....	335
Annex 1. Catalogue of geological sampling stations, LV88.....	336
Annex 2. Tables in Section 4.6 .....	338
Annex 3. Tables in Section 5.2 .....	344
Annex 4. Concentrations of gases in the sedimentary basins of the western part of the South China Sea .....	354
Annex 5. Gases distribution and lithology description in the sediment cores, LV88 .....	366
Annex 6. Catalogue of hydrological stations.....	389
Annex 7. Hydrological characteristics of the water column.....	391
Annex 8. The list of the Cruise 88 “Akademic M.A. Lavrentev” participants.....	412

---

## ПРЕДИСЛОВИЕ

---

*Перекрестному году Российско-Вьетнамской дружбы,  
Году науки и технологий в России и началу Десятилетия наук об океане  
в интересах устойчивого развития  
посвящается*

Совместные российско-вьетнамские морские геолого-геофизические исследования пережили период активного становления во времена СССР, тогда были определены главные цели и поставлены основные научные задачи. С распадом Советского Союза совместное изучение Южно-Китайского моря было приостановлено, а вместе с ним ослабло сотрудничество между нашими странами в этой области. Новый этап Российско-Вьетнамских геолого-геофизических исследований начался в первую очередь благодаря энтузиазму молодых исследователей Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН и Института морской геологии и геофизики ВАНТ с участием Дальневосточного федерального университета, сотрудников Института геологических исследований ВАНТ, Института морских ресурсов и окружающей среды ВАНТ и других организаций-участников Вьетнама. В 2010 г. создана Совместная научная лаборатория по морским наукам и технологиям (ТОИ ДВО РАН и ИМГГ ВАНТ). В результате десятилетней работы этой лаборатории было выполнено 9 проектов, проведено множество геолого-геофизических и газогеохимических береговых и прибрежных работ. Но главной задачей было подготовить и провести междисциплинарную совместную морскую экспедицию на российском научно-исследовательском судне.

В 2019 г. наши страны объявили о проведении Года России во Вьетнаме и Года Вьетнама в России. Обширная программа сотрудничества включала выполнение серии морских научно-исследовательских экспедиций на судах Минобрнауки России. Важность усиления совместных морских исследо-

ваний была отмечена также на втором заседании Комиссии по научно-техническому сотрудничеству России и Вьетнама в июне 2019 г., поэтому экспедиция внесена в перечень межправительственных мероприятий, посвященных году дружбы.

В итоге в 88 рейсе на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» проведена первая крупная геолого-геофизическая экспедиция из «Дорожной карты морских исследований» ДВО РАН – ВАНТ. Результаты этой экспедиции, положившей начало новому циклу российско-вьетнамских геолого-геофизических исследований, легли в основу представляемой монографии.

Большинство участников экспедиционных исследований, как с российской, так и с вьетнамской стороны являются молодыми специалистами, в их числе есть кандидаты наук. Многие из них выполняли самостоятельные исследования. Уникальные результаты, полученные в морских и полевых работах, дают надежду на успешное продолжение совместных геолого-геофизических и океанографических исследований.

Российско-Вьетнамская геолого-геофизическая экспедиция в Южно-Китайском море – маленький шаг в начале большого пути по возвращению России к фундаментальным исследованиям Тихого океана за пределами исключительной экономической зоны России. Это существенный вклад в укрепление традиций сотрудничества с научными институтами Вьетнамской академии наук и технологий. Когда-то вьетнамские ученые говорили русским коллегам: «Спасибо за то, что вы нам помогаете». В наших исследованиях утвердился новый подход – мы работаем вместе на принципах равных

возможностей. Интенсивность исследований будет только нарастать, чему способствуют модернизация действующего научного флота и постройка новых многофункциональных научно-исследовательских судов, что особенно важно для успешного развития совместных морских научных исследований на высоком международном уровне.

07 октября 2021 г. официальным письмом (№ IOC/VR/21.379/JB/AC/cn) из Исполнительного секретариата Межправительственной океанографической комиссии (МОК) ЮНЕСКО был утвержден новый международный проект по инициативе и под руководством ТОИ ДВО РАН «Геосистемы

и минеральные ресурсы переходной зоны «континент–океан» и открытого океана» (ГЕОМИР) в рамках Десятилетия ООН, посвященного науке об океане в интересах устойчивого развития (2021–2030 гг.). Представленная монография является важным вкладом в выполнение этого проекта.

Коллектив авторов является активным участником научно-организационных мероприятий по развитию морских научных исследований в России и Вьетнаме. Пожелаем им, и особенно молодым специалистам, дальнейших успехов на этой, исключительно важной для обоих государств, научной стезе.

*Главный редактор,  
д.г.-м.н. Р.Б. Шакиров*

---

## **О НАУЧНОМ СОТРУДНИЧЕСТВЕ ИМГГ ВАНТ И ТОИ ДВО РАН**

---

Научное сотрудничество Вьетнамской академии наук и технологий (ВАНТ) и Российской академии наук в области морских исследований и изучения Южно-Китайского моря началось более 40 лет назад, в 1974 г., после окончания вьетнамской войны и образования единой Социалистической Республики Вьетнам (СРВ). При сотрудничестве с советскими учеными, Вьетнам впервые получил возможность организации и проведения крупной комплексной долгосрочной программы по исследованию окружающей среды и природных ресурсов своих морских акваторий с использованием современного оборудования. Тихоокеанскому океанологическому институту им. В.И. Ильичева принадлежит ведущая роль в проведении научных геолого-геофизических и океанологических исследований Южно-Китайского моря. ТОИ ДВО РАН является крупным научным учреждением со значительными компетенциями в области морских наук, институт использует современные исследовательские суда и оборудование; имеет в своем штате много ученых и специалистов с многолетним опытом, высокой квалификацией и навыками в области морских исследований.

Первый этап сотрудничества ВАНТ и ДВНЦ (позднее ДВО АН СССР; ДВО РАН) в области сов-

местных исследований Южно-Китайского моря был начат в 1974 г. и связан с именем директора Тихоокеанского океанологического института – академика В.И. Ильичева. Виктор Иванович был заинтересован в сотрудничестве и поддерживал его. Он прибыл с визитом во Вьетнам и обсудил с руководством ВАНТ разработку первой программы совместных исследований Южно-Китайского моря. В первых экспедициях в Южно-Китайском море ученые ТОИ совместно с вьетнамскими коллегами из Института океанографии ВАНТ провели исследования геологии, геоморфологии и отложений морского дна, а также получили геофизические данные для изучения глубинного (геологического) строения и тектоники континентального шельфа Вьетнама и Южно-Китайского моря. Было собрано и проанализировано много новых интересных данных для понимания природы и характеристик геологического строения и тектонической эволюции морского побережья Вьетнама и Южно-Китайского моря.

Новые интересные результаты этого этапа совместных исследований нашли отражение в научной монографии «Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии» (под редакцией д.г.-м.н. Р.Г. Кулинича), опубликованной

на русском языке в издательстве «Наука» в 1989 г. Вьетнамские ученые высоко оценивают результаты этой монографии, которая использовалась как основа для дальнейших исследований шельфа Вьетнама и Южно-Китайского моря.

На основе постоянного совершенствования достижений первого периода сотрудничества и в соответствии с соглашением о сотрудничестве между ДВО РАН и ВАНТ, в 1991–1992 гг. была проведена специализированная геофизическая исследовательская экспедиция на континентальном шельфе Вьетнама и в Южно-Китайском море на морском научно-исследовательском судне «Профессор Гагаринский» под руководством д.г.-м.н. Р.Г. Кулинича. Были проведены гравиметрические, магнитометрические, сейсмологические исследования и батиметрические измерения с использованием сети профилей не только в пределах континентального шельфа Вьетнама, но и за пределами исключительной экономической зоны СРВ в Южно-Китайском море. Ученые Института морской геологии и геофизики (ИМГГ) ВАНТ, участвовавшие в экспедиции, в сотрудничестве с учеными ТОИ принимали участие в работах и получили представительный фактический материал. В частности, бортовые гравиметрические и магнитометрические данные экспедиции имели высокую точность и соответствовали критериям для составления карт масштаба 1:250 000. После экспедиции в 1991–1992 гг. ученые ИМГГ и специалисты «ПетроВьетнам», используя гравитационные и магнитометрические данные в качестве основы, а также данные бортовых измерений «Вьетсовпетро» 1984 г., составили полные и унифицированные гравиметрические и магнитометрические карты всего континентального шельфа Вьетнама в масштабе 1:500 000. Уже к 2000 г. ученые ИМГГ усовершенствовали достижения экспедиции, построив карты гравитационного и магнитного полей Южно-Китайского моря в масштабе 1:1 000 000, при составлении которых данные бортовых измерений обрабатывались и связывались с другими доступными источниками, такими как спутниковые данные и данные проектов ССОП (Комитет по координации совместных исследований минеральных ресурсов на Азиатском шельфе).

Новые гравиметрические и магнитометрические карты постоянно используются для комплексного анализа и интерпретации данных метода отраженных волн при изучении глубинного строения и тектоники в рамках многих исследовательских и опытно-конструкторских проектов на континен-

тальном шельфе Вьетнама и в Южно-Китайском море. В этих проектах комплексная интерпретация геофизических данных позволила впервые определить максимальную глубину фундамента кайнозойских отложений нескольких бассейнов континентального шельфа, например, бассейна Красной реки (15 км), бассейна Фухань (8–10 км) и юга бассейна Намконсон (до 12 км), и дала возможность рассчитать и составить структурные схемы фундаментов этих бассейнов. Это имеет большое научное значение, т.к. метод отраженных волн здесь не давал однозначную глубину осадочного бассейна. Комплексный анализ и интерпретация полученных в совместных исследованиях гравиметрических и магнитометрических данных позволили выявить и определить структурные характеристики систем разломов вдоль береговой линии и континентального шельфа Вьетнама. Были подробно изучены основные системы разломов: разлом Красной реки, разлом меридиана 109° в.д., прибрежный разлом Нинь Туан, разлом Вунг Тау-Минь Хай и другие разломы континентального шельфа и Южно-Китайского моря. Эти системы разломов играют важную роль в формировании, эволюции и тектоническом развитии земной коры и структур осадочных бассейнов континентального шельфа Вьетнама и Южно-Китайского моря. С этими разломами тесно связаны залежи полезных ископаемых, нефти, газа и газогидратов. В пределах некоторых разломов происходят землетрясения, которые могут генерировать цунами. Разломы Красной реки и меридиана 109° в.д. являются самыми активными и сейсмогенными разломами морских районов Вьетнама. Результаты сотрудничества на этом этапе получили широкое развитие и эффективное применение в таких областях, как разведка полезных ископаемых, нефти и газа, а также предотвращение и смягчение последствий геологических бедствий в прибрежных районах Вьетнама. В настоящий момент исследования по этим направлениям продолжаются.

На следующем этапе сотрудничество ученых ИМГГ и ТОИ постоянно поддерживается и развивается в виде научного обмена и деятельности совместной лаборатории по морским наукам и технологиям. Ученые сотрудничают в проведении морских геологических и геофизических исследований, сборе, анализе и интерпретации полученных данных для более глубокого и четкого понимания структурных, тектонических и геодинамических характеристик, связанных с оценкой

минерального потенциала в районах континентального шельфа и прибрежных районов Вьетнама. Новые важные результаты были отражены в многочисленных совместных публикациях ИМГГ и ТОИ в международных журналах и на различных научных конференциях.

В целях постоянного повышения эффективности сотрудничества ученые ТОИ ДВО РАН планировали и подготовили совместную экспедицию для комплексного исследования континентального шельфа Вьетнама. Экспедиция на научно-исследовательском судне «Академик М.А. Лаврентьев», которую возглавил д.г.-м.н. Р.Б. Шакиров, была начата в октябре 2019 г. Ученые ТОИ ДВО РАН и ВАНТ успешно провели комплексные исследования: геологические, геофизические, геохимические и океанографические измерения и наблюдения, в соответствии с программой экспедиции. Новые данные наблюдений были собраны на 65 станциях, охватывающих большую часть континентального шельфа между 6°–18° с.ш. Всесторонний анализ и

интерпретация наблюдений позволили глубоко и детально изучить геологическое строение, геологическую среду, тектонические процессы и механизм формирования минеральных ресурсов, нефтегазовых потоков в крупных перспективных нефтегазовых бассейнах, таких как бассейн Красной реки (Шонхон) в Тонкинском заливе, бассейн Фухань на шельфе Центрального Вьетнама и в группе бассейнов шельфа юго-восточного Вьетнама. Ученые ТОИ ДВО РАН и ИМГГ ВАНТ, а также геологи Вьетнама, специализирующиеся в области исследования углеводородов Южно-Китайского моря, ждут продолжения совместных экспедиционных исследований для получения самых новых и интересных научных результатов в интересах устойчивого развития. В ближайшем будущем мы надеемся на поддержание и развитие взаимовыгодного научного сотрудничества ТОИ ДВО РАН и ИМГГ ВАНТ в исследовании и освоении природных ресурсов континентального шельфа и вьетнамской части Южно-Китайского моря.

*Профессор д-р Буи Конг Куэ  
Вьетнамская Академия наук и технологий  
(Professor Dr. Bui Cong Que  
Vietnam Academy of Science and Technology)*



▲ Визит делегации ДВО РАН в ИМГГ ВАНТ, Ханой, 2018 г.

---

---

## ВВЕДЕНИЕ

*(Р.Б. Шакиров, М.Г. Валитов, Н.С. Ли, Чан Туан Ань,  
До Хьи Кыонг, Фун Ван Фать)*

---

Научные проблемы, связанные с Южно-Китайским морем, представляют большой интерес как в контексте прикладных задач развития морской деятельности в стратегически важных для России районах океана, так и в общенаучном отношении, с учётом того, что, как видно из изложенного ниже, Южно-Китайское море является естественным природным «полигоном» для исследования ряда фундаментальных вопросов геологии, океанологии и климатологии. Кроме того, в свете Десятилетия ООН науки об океане в интересах устойчивого развития, является исключительно важным представлением вклада современных российских исследований в изучение различных акваторий Мирового океана.

Южно-Китайское море является одним из ключевых в понимании геологических, океанографических, климатических и ресурсных процессов и явлений, происходящих в юго-западной части Тихого океана. Его изучению были посвящены работы российских, вьетнамских, немецких, французских, японских и других международных научных и производственных организаций. В результате, современная геологическая структура, условия и история формирования этого бассейна, перспективы нефтегазоносности, особенности океанографии в общих чертах уже известны. В то же время ряд важнейших аспектов недостаточно изучен: существуют объекты, тесно связанные с природными ресурсами акватории Вьетнама, но исследованные в гораздо меньшей степени, чем мелководный шельф. Это район осадочного бассейна Красной реки, включающий шельф и континентальный склон, район центрального привьетнамского шельфа и склона – бассейн Фухань (Phu Khanh), где были зафиксированы признаки газопроявлений и юго-западная часть Южно-Китайского моря в

районе бассейна Намконсон (Nam Con Son). Эти районы характеризуются положительными признаками обнаружения углеводородных и других полезных ископаемых, их комплексное изучение даст возможность сопоставить современное состояние морского дна и толщи вод по сравнению с комплексными данными, полученными ранее и дальневосточными морями РФ.

До настоящего времени здесь были выполнены преимущественно специализированные геофизические работы на поиск нефтяных залежей, непредназначенные решать современные фундаментальные задачи, проливающие свет на историю геологического развития региона, динамику морского дна в свете новейших сейсмотектонических активизаций, прогноз его газово-флюидной и геологической активности и наличия ресурсов полезных ископаемых. Эти районы, находящиеся под юрисдикцией СРВ, имеют огромное значение, как объекты, для которых климатический, углеводородный и минерально-сырьевой потенциалы еще не изучены в должной степени. Эти объекты также в значительной мере определяют (и отражают) климатические и биоресурсные условия западной части Южно-Китайского моря. Вдоль побережья акватории Вьетнама располагается множество населенных пунктов и портов, для которых изучение прилегающих акваторий является жизненно важным. Социально-экономическое развитие Вьетнама во многом зависит от эффективного исследования и последующего плодотворного использования потенциала перспективных осадочных бассейнов Южно-Китайского моря.

Одним из направлений таких исследований являются комплексные океанологические исследования, куда входят изучение водной среды, донных

отложений и геологических структур, позволяющие определять не только структуру и современное отражение тектоно-динамических процессов в геосферах районов исследований. Такие исследования дают новую информацию о потенциале указанных районов на полезные ископаемые. В частности, по результатам работ ТОИ ДВО РАН в 2013–2018 гг. отмечено, что определенные типы глинисто-карбонатных осадочных отложений дна могут быть полезным ископаемым сами по себе – они несут в себе признаки косметических и лечебных грязей. В результате комплексных исследований необходимо дать оценку распространения газо-флюидных эманаций, современной тектонической активности и минеральных индикаторов горючих и др. полезных ископаемых целевых районов, что важно для практических целей. Всё это определяет актуальность подобных исследований, особенно в условиях усиления сотрудничества Вьетнама и России. Для участия в решении перечисленных проблем ТОИ ДВО РАН совместно с Институтом морской геологии и геофизики и Институтом геологических исследований Вьетнамской академии наук и технологий организовали комплексную геолого-геофизическую экспедицию.

Основной целью экспедиции было выполнение комплексных геолого-геофизических, геохимических и океанографических исследований на привьетнамской акватории Южно-Китайского моря для решения проблемы условий формирования трех важных осадочных бассейнов и изучения корреляции распространения и концентрирования полезных ископаемых с сетью тектонических разломов и вулканических структур. Для реализации поставленных задач были выполнены работы в трех районах, один из которых располагается в районе юго-восточного шельфа и склона Вьетнама (бассейн Намконсон), второй – в районе центрального привьетнамского шельфа (бассейн Фухань), а третий в зоне перехода шельф-континентальный склон Тонкинского залива (бассейн Красной реки или Шонхон). Районы работ и станции исследований были предложены вьетнамской стороной и согласованы в установленном порядке.

В целом, актуальность представленных в монографии исследований обусловлена государственными задачами обоих государств в оценке перспектив поисков полезных ископаемых, современной активности геологических процессов (фоновое и аномальное состояние геосфер), формирования залежей традиционных и альтернативных (газогидраты) видов горючих полезных ископаемых,

обоснования геологического строения зон сочленения разных типов земной коры для прогноза полезных ископаемых и аномальных океанографических явлений на основе комплекса современных геолого-геофизических и океанографических методов. Результаты проведенных работ вносят существенный вклад в решение фундаментальной проблемы формирования, современного строения, ресурсного потенциала и палеогеографии Вьетнамского континентального шельфа. В районах работ обнаружены уникальные газогеохимические аномалии и группы микроорганизмов, которые являются индикаторными на углеводородные скопления.

Экспедиция внесена в перечень межправительственных мероприятий перекрестного года дружбы России и Вьетнама, внесена в Протокол Второго заседания Комиссии по Научно-техническому сотрудничеству РФ и СРВ (май 2019 г.), обеспечивает достижение целевых показателей национального проекта «Наука и Университеты» и является первой, после тридцатилетнего перерыва, комплексной совместной геолого-геофизической и океанографической экспедицией на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в водах Вьетнама.

Для цельного представления о комплексных морских и сопровождающих наземных исследованиях приведены избранные научные результаты, полученные в рамках Совместной Российско-Вьетнамской лаборатории по морским наукам и технологиям в период 2010–2020 гг. (ТОИ ДВО РАН – Институт морской геологии и геофизики). Приведены результаты по совместным геолого-геофизическим проектам, поддержанным ДВО РАН (Программа «Дальний Восток»), РФФИ, ФЦП Минобрнауки РФ, Вьетнамской академией наук и технологий, Министерством наук и технологий СРВ, МПР СРВ и другими организациями. В совместную работу вовлечены университеты – ДВФУ, Ханойский университет природных ресурсов и окружающей среды, Ханойский горный университет, Ханойский национальный университет и другие. За время действия совместной лаборатории во Вьетнаме проведено более 20 совещаний, опубликованы сборники с результатами совместных исследований. Получены важнейшие результаты в области глубинного строения литосферы в тектонической зоне р. Красной, а газогеохимия становится новым перспективным методом в морских и сухопутных исследованиях во Вьетнаме. Специалисты совместной лаборатории приняли участие в национальных проектах Министерства природных

ресурсов и окружающей среды СРВ (Центр морской геологии и природных ресурсов Вьетнамской администрации островов и морей) по оценке потенциала ресурсов углеводородов и твердых полезных ископаемых и серии локальных проектов по линии ДВО РАН – ВАНТ. Проведены более десяти морских экспедиций в Тонкинском заливе, на акваториях вблизи портов Нячанг и Вунгтау, глубоководные исследования в Южно-Китайском море (юго-западный суббассейн). В результате этих исследований в донных отложениях многих районов были впервые выявлены аномалии углеводородных газов, гелия, водорода и сероводорода, о которых рассказывается в монографии. Основным направлением наземных и прибрежных геофизических исследований с 2011 г. было изучение глубинного геоэлектрического строения тектоносферы и его связи с нефтидными месторождениями Северного Вьетнама методами магнитотеллурического и магнитовариационного зондирования. Этими работами выделены сверхглубинные разломные системы, пронизывающие всю литосферу, выявлена устойчивая корреляция их расположения с углеводородными месторождениями.

Существенные результаты достигнуты в области комплексных исследований осадочных бассейнов вьетнамского шельфа и его островов (архипелаг Катба, острова Бать Лонг Ви, Ко То, Нгоквын, Фукуи и др.). Уникальные результаты получены по геохимии термальных источников вдоль долины Красной реки на всем ее вьетнамском протяжении. На острове Катба – крупнейшем острове одноименного архипелага в Тонкинском заливе обнаружены прямые признаки риолитов, выявлена зона метаморфизма в которой происходит восходящая миграция изотопно «тяжелых» по углероду углекислого газа и метана. В ходе прибрежных исследований выявлены индикаторы минеральных ресурсов.

В период работы совместной лаборатории в Тонкинском заливе были получены изотопно-газогеохимические данные, на основе которых были сделаны выводы о наличии газа и конденсата в недрах бассейна Красной реки вплоть до континентального склона. Эти выводы были подтверждены: в июле 2020 г. вьетнамские СМИ опубликовали информацию об открытии в данном районе крупного газового месторождения.

В настоящее время совместная Российско-Вьетнамская лаборатория по морским наукам и технологиям является динамично развивающейся творческой формой сотрудничества. Выросло новое

поколение геологов и геофизиков, которые успешно развивают двусторонние проекты. Исследования лаборатории расширяются за счет интеграции с научными организациями других стран (Япония, Индия).

Успешные исследования в рамках совместной лаборатории ТОИ ДВО РАН – ИМГТ ВАНТ вызвали значительный рост количества и уровня публикаций в таких журналах, как «Marine Chemistry», «Geotectonics», «Water Resources», «Георесурсы», «Доклады академии наук», «Тихоокеанская геология», «RJES», «Литология и полезные ископаемые», «Vietnam Journal of Earth Sciences», «Vietnam Journal of Marine Science and Technology» и других. Молодые вьетнамские специалисты проходят стажировку в ТОИ ДВО РАН, а российские ученые официально руководят аспирантами ВАНТ.

Результаты исследований стали одним из важных оснований для успешного создания рабочей группы по газогидратам и климатическим изменениям (COSGAS) впервые под лидерством России в рамках подкомиссии МОК ЮНЕСКО по западной части Тихого океана (WESTPAC).

Монография является существенным вкладом России и Вьетнама в первую фазу Десятилетия ООН, посвященного науке об океане в интересах устойчивого развития (2021–2030 гг.).

Авторы благодарят капитана дальнего плавания С.С. Склярова и экипаж НИС «Академик М.А. Лаврентьев», а также вьетнамских коллег – сотрудников институтов Вьетнамской академии наук и технологий за оказанную помощь, содействие и совместную работу при проведении морских и береговых исследований, благодаря которым был получен фактический материал, являющийся фундаментом монографии. Отдельная благодарность Минобрнауки РФ и УНИФ ДВО РАН за обеспечение рейса и содействие в решении вопросов организации экспедиции, МИД РФ, руководству ВАНТ и ДВО РАН, Министерством и Ведомствам Социалистической Республики Вьетнам за оперативную работу по оформлению документов и процедур, необходимых для проведения экспедиций. Особая благодарность президенту Вьетнамской академии наук и технологий профессору, академику Чау Ван Минь за всестороннюю поддержку экспедиции и Совместной лаборатории.

Авторы признательны нашему редактору к.г.-м.н. Т.А. Садчиковой за внимательную работу с авторами, проявленное понимание и терпение, Н.К. Вагиной за помощь в подготовке монографии, О.В. Мишуковой за переводы на русский язык

глав вьетнамских коллег и П.Е. Жердеву за помощь в оформлении графического материала.

Выражаем искреннюю благодарность нашим рецензентам д.г.-м.н. А.В. Можеровскому, к.г.н. К.С. Ганзею, а также экспертам-рецензентам РФФИ за конструктивные комментарии.

Работа выполнена по программам Фундаментальных научных исследований ТОИ ДВО РАН: рег. №№ 121021500055-0, 121021500053-6, АААА-А19-119122090009-2, АААА-А20-120021990003-3, АААА-А20-120011090005-7, 121021700342-9, 121021500054-3. Частично поддержана грантами РФФИ (18-05-00153, 20-35-90105, 20-35-70014, 20-55-12010, 21-55-53041\_ГФЕН), РФ (№№ 19-77-10011, 18-77-10017), а также программой «Дальний Восток» (20-ВАНТ-010 (VAST QTRU 02.02/20-21); 19-021 (QTRU 02.01/19-20); 19-019 (QTRU02.03/19-

20)) и (18-1-008), 21-ВАНТ-014 (QTRU02.01/21-22), 21-ВАНТ-017 (QTRU02.02/21-22) и поддержке гранта Президента МК-357.2021.1.5. Ряд данных получен в рамках вьетнамских национальных проектов КС.09.31/16-20, КС.09.16/16-20, QTRU.02.01/19-20, QTRU.02.01/20-21, VAST.06.01/20-21, VAST.04/20-21, VAST.05.03/20-21, BSTMV.25/15-18. Экспедиция в 88 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьева» поддержана совместным проектом ИМГГ ВАНТ – ТОИ ДВО РАН QTRU.02.05/19-20 «Первая совместная геофизическая, геологическая и океанографическая экспедиция ВАНТ и ДВО РАН на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в Южно-Китайское море».

Издание поддержано грантом РФФИ № 21-15-00039.

## ГЛАВА 1

# ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ШЕЛЬФА И СКЛОНА ВЬЕТНАМА

### 1.1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

*(Р.Б. Шакиров, М.Г. Валитов, Н.С. Ли, З.Н. Прошкина, Г.Н. Шкабарня,  
Н.С. Сырбу, Фун Ван Фать, Ле Дык Ань, До Хуи Кыонг)*

Первые геолого-геофизические работы в Южно-Китайском море проводились с середины прошлого столетия. Основной вклад в исследования того времени внесли организации США и Японии: Вудс-Холловский океанографический институт, Геологическая обсерватория Ламонт-Дагерти, Национальная океанографическая служба США, Департамент геофизики Японии. Эти организации на судах «Х.М.С. Кук», «Конрад», «Вима», «Тоши-Мару» и других провели комплекс геофизических исследований, включающий батиметрические, магнитометрические, гравиметрические и сейсмические наблюдения, а также геологическое опробование дна. Помимо этого, геолого-геофизические работы выполнялись Обществом гидрографических исследований Англии, Тайваньским университетом, Федеральным институтом геологических наук и минеральных ресурсов ФРГ. В последнем десятилетии прошлого столетия к исследованиям

подключились Малайзия, Филиппины, Индонезия, КНР и Вьетнам [Кулинич и др., 1989].

Первые сведения о глубинной структуре земной коры региона были опубликованы в работе В. Людвига, где излагались результаты сейсмических исследований на станциях с радиобуями [Ludwig, 1970; Ludwig et al., 1979]. Значительный вклад в сейсмические исследования Южно-Китайского моря также внесли работы Д. Хейса и Б. Тейлора [A geophysical Atlas..., 1976; Taylor, Hayes, 1980, 1983].

С конца 70-х годов существенное значение приобрели работы китайских ученых [Jin-Min Wu, 1985; Li Zhen-wu, 1984; Yao Bochu, Wang Guangyn, 1983; Yao Bochu, He Liansheng, 1985]. В частности, совместно с Ламонтской обсерваторией и Главным управлением морских геологических исследований Министерства геологии и минеральных ресурсов КНР были проведены работы с радиобуями

на периферии северо-западной части глубоководной котловины [Yao Bochu, Wang Guangyun, 1983].

В 1982–1983 гг. Федеральный институт наук о Земле и природных ресурсов ФРГ выполнил комплекс геофизических работ в районе гор Наньша, в результате чего была построена плотностная модель земной коры в районе трога Палаван [Hinz, Schlüter, 1985].

С 1982 г. активные геолого-геофизические исследования в Южно-Китайском море выполнялись институтами ДВО АН СССР, в частности Тихоокеанским океанологическим институтом (ТОИ), Институтом вулканологии (ИВиС), Институтом морской геологии и геофизики (ИМГиГ). Организаторами первых геолого-геофизических исследований стали в то время к.г.-м.н. Р.Г. Кулинич (научный руководитель геолого-геофизических работ в рамках указанного проекта, 1982 г.) и к.г.-м.н. А.И. Обжиров (газогидрохимия, 1982 г.).

Экспедиционные работы выполнялись на судах ДВНЦ АН СССР (затем ДВО РАН): «Каллисто», «Академик А. Несмеянов», «Академик М.А. Лаврентьев», «Профессор Богоров», «Профессор Гагаринский», «Морской геофизик». Эти экспедиции в разное время возглавляли Р.Г. Кулинич, А.И. Обжиров, Ф.Р. Лихт, С.М. Николаев. Большой вклад в получение первичных данных и их анализа внесли геологи А.Н. Деркачев, А.С. Астахов, Ю.Д. Марков, О.В. Дударев, Н.А. Николаева, А.И. Боцул, И.К. Пушин и др., а также геофизики В.В. Здорвенин, В.Г. Прокудин, С.В. Азьмук, Т.Н. Колпацникова, В.А. Шукин и др. Этот плодотворный период закончился в 1993 г.

В результате на шельфе Вьетнама и в прилегающих районах были изучены литологический состав, литохимические свойства, стратиграфия и условия формирования верхнечетвертичных осадочных отложений (А.С. Астахов, Н.В. Астахова и др.); выделены минералогические провинции, составлена схема соответствующего районирования (А.Н. Деркачев, Н.А. Николаева и др.). В районе дельты р. Меконг изучены литобиохимические маркеры осадочного материала в зоне смешения речных и морских вод (О.В. Дударев и др.). На границе шельфа и континентального склона юго-восточного Вьетнама в придонной воде обнаружены аномальные концентрации метана, водорода и углекислого газа, что послужило первым признаком нефтегазоносности подводных структур, окружающих южный Вьетнам (А.И. Обжиров и др.). На всей акватории Вьетнама выполнены площадные геофизические работы (Р.Г. Кулинич, С.М. Нико-

лаев и др.). В результате получена карта аномального гравитационного поля, на основании которой, в совокупности с другими геолого-геофизическими и газогеохимическими данными, выявлена тектономагматическая зона на границе Вьетнамского шельфа и глубоководной котловины с признаками кайнозойской и современной геодинамической активности (Р.Г. Кулинич, А.И. Обжиров и др.). Помимо этого, рассчитана первая геофизическая модель земной коры всего Южно-Китайского моря, на основе которой (Р.Г. Кулинич и др.) определены основные черты глубинного строения Южно-Китайского моря [Кулинич и др., 1989; Российско-вьетнамские..., 2020].

Кроме того, в те же годы в рамках программы ЭСКАТО в Южно-Китайском море был выполнен значительный объем геофизических работ, включающих сейсмические работы методом МОВ ОГТ. Эти работы осуществлялись трестом «Дальморнефтегазгеофизразведка» ВМНПО «Союзморгео» Министерства газовой промышленности СССР. Все работы были выполнены на НИС «Дмитрий Лаптев».

Континентальное обрамление также изучалось глубинными методами. В середине 90-х гг. прошлого века вьетнамскими и французскими исследователями были выполнены глубинные магнитотеллурические зондирования (МТЗ) по профилю, пересекающему разломную зону реки Красной в центральной части Ханойской впадины [Doan et al., 2001] с целью поиска глубинных структур, потенциально перспективных на углеводороды. Позднее вьетнамскими учеными были проведены работы МТЗ с применением высокочастотной аппаратуры [Minh et al., 2011]. Анализ данных этих работ показал, что в высокочастотном диапазоне ( $10^3$ –1 Гц, реже до 0.1 Гц) характер откликов электромагнитного поля устойчиво сохраняется или закономерно меняется по площади исследования, а данные интерпретации в целом хорошо отражают геоэлектрическую структуру верхней части изучаемого разреза. В низкочастотном диапазоне ( $T > 10$  с) устойчивость характера электромагнитных откликов теряется полностью. Интерпретация этих данных, к сожалению, привела к противоречивым, заведомо недостоверным результатам, не позволившим сформировать закономерно меняющуюся глубинную тектоническую структуру в районе исследований.

Новый этап исследований в Южно-Китайском море связан с исследованиями шельфа и континентального склона Вьетнама с целью изучения

потенциальных источников углеводородов (УВ). В 2000-х гг. вьетнамские ученые активно включились в работу по изучению шельфа, используя геофизические методы.

После длительного перерыва по инициативе ВАНТ в 2006 г. в Институт морской геологии и геофизики ВАНТ (ИМГГ ВАНТ) были приглашены зам. директора ТОИ ДВО РАН Р.Г. Кулинич и зав. лабораторией электрических и магнитных полей океана В.М. Никифоров для выбора направлений совместных геолого-геофизических исследований. В 2007 г. переговоры были проведены на уровне директоров – директора ТОИ ДВО РАН академика В.А. Акуличева и директора ИМГГ ВАНТ д-ра Нгуен Те Тиеп (Dr. Nguyen The Tiep). В результате был сформирован первый совместный проект новой фазы сотрудничества, который выполнялся в 2007–2008 гг. в рамках гранта РФФИ–ВАНТ (руководители д.г.-м.н. Р.Г. Кулинич и д-р Хоанг Ван Вьонг (Dr. Hoang Van Vuong)).

В одной из первых береговых экспедиций на новом этапе сотрудничества выполнялось исследование осолонения верхней части дельтовых отложений за счет проникновения в прибрежный разрез морских вод. Работы выполнялись методом электрической томографии в районе дельты р. Красной (рис. 1.1). В результате этих работ был построен обобщенный геоэлектрический разрез западной части дельты р. Красной на глубину до 50–80 м. Геофизические исследования показали, что структура р. Красной представляет собой грабен, кото-

рый является проводником газофлюидного потока из недр к поверхности. Этот вывод подтверждается аномальной концентрацией метана в придонном слое воды в районе структуры р. Красной, обнаруженной в Российско-Вьетнамских экспедициях, что характеризует наличие в этом регионе залежей углеводородов. Выполненными работами был установлен важный для сельского хозяйства Вьетнама фактор: зоны осолонения голоценовых песков и илистых глин, распространяются фронтом от береговой черты вглубь континента на расстояние до пяти км, а по сети ирригационных каналов – на протяжении более 40 км. Этот проект стал началом регулярных исследований геоэлектрического строения литосферы Северного Вьетнама методами электроразведки.

Для дальнейшего развития российско-вьетнамских исследований и усиления комплексных геолого-геофизических и газогеохимических работ на суше и шельфе Северного Вьетнама было решено создать совместную лабораторию ТОИ ДВО РАН и ИМГГ ВАНТ. В 2010 г. по поручению академика В.А. Акуличева и под руководством к.г.-м.н. Р.Б. Шакирова было подписано Соглашение о совместных исследованиях, разработано и утверждено Положение о совместной лаборатории (рис. 1.2). В качестве совместных мероприятий были проведены несколько семинаров и конференций, выбраны актуальные предложения для организации проектов и подачи заявок в научные фонды, опубликовано несколько статей.

► **Рис. 1.1.** К.г.-м.н. Максим Валитов, к.т.н. Иван Дмитриев и к.т.н. Григорий Шкабарня проводят исследования методом электротомографии в провинции Намдинь, 2008 г.





▲ **Рис. 1.2.** Визит делегации ИМГГ ВАНТ в 2010 г. во главе с директором Др. Нгуен Те Тиеп во Владивосток, Россия. Слева направо: А-р До Чиен Тан (Do Chien Tang), к.г.-м.н. Шакиров Ренат (со-руководитель совместной лаборатории), А-р Нгуен Те Тиеп (Nguyen The Tier), к.г.-м.н. Валериан Никифоров, А-р До Хуи Кыюнг (Do Huy Suong), А-р Нгуен Хонг Лан (Nguyen Hong Lan)

Активное развитие созданной лаборатории началось с 2011 г., когда директором ИМГГ ВАНТ стал давний друг и коллега ТОИ ДВО РАН, широко известный специалист в области тектоники, д-р Фун Ван Фать (Phung Van Phach). Благодаря ему на базе ИМГГ ВАНТ создан стационар – лабораторное помещение и помещение для проживания российских ученых и начаты системные полевые исследования (рис. 1.3).

С этого момента и до настоящего времени непрерывно выполняются совместные геолого-геофизические проекты, поддержанные ДВО РАН (Программа «Дальний Восток»), РФФИ, ФЦП Минобрнауки РФ, Вьетнамской академией наук и технологий, Министерством наук и технологий СРВ, МПР СРВ и другие. В совместную работу вовлечены университеты – ДВФУ, Ханойский университет природных ресурсов и окружающей среды, Ханойский горный университет, Ханойский национальный университет и другие научные учреждения. В результате активной работы директора ИМГГ ВАНТ д-ра Фун Ван Фать в период 2011–2015 гг. во Вьетнаме проведено более 10 совеща-

ний, опубликованы сборники с результатами совместных исследований. В этот период получены существенные результаты в области глубинного строения литосферы в тектонической зоне р. Красной, а газогеохимия становится новым перспективным методом в морских и сухопутных исследованиях во Вьетнаме.

Следующий, качественно новый период, связан с участием специалистов лаборатории в национальных проектах Министерства природных ресурсов и окружающей среды СРВ (Центр морской геологии и природных ресурсов Вьетнамской администрации островов и морей) по оценке потенциала ресурсов углеводородов и твердых полезных ископаемых и серии новых локальных проектов по линии ДВО РАН – ВАНТ (проекты по программе «Дальний Восток»). Эти исследования поддерживаются директором ТОИ ДВО РАН к.г.н. В.Б. Лобановым и директором ИМГГ ВАНТ д-ром Д.Х. Кыонг, которые сами участвуют и руководят рядом совместных исследований. В это время были проведены несколько морских экспедиций в Тонкинском заливе, на акваториях вблизи портов Нячанг



▲ Рис. 1.3. Перед входом в ИМГГ ВАНТ, 2013 г.

и Вунгтау (рис. 1.4), глубоководные исследования в Южно-Китайском море. Экспедиции проводились на переоборудованных морских буксирах,

туристических судах, кораблях ВМФ, судах вспомогательного флота нефтегазовых предприятий и прибрежные работы на катерах (рис. 1.5). В ре-



▲ **Рис. 1.4.** Совместные работы по отбору донных отложений в Тонкинском заливе, 2013 г.



▲ **Рис. 1.5.** Экспедиция ТОИ ДВО РАН и ИМГГ ВАНТ на туристическом судне в бухте Халонг, 2014 г.

зультате этих исследований в донных отложениях многих районов были впервые выявлены аномалии углеводородных газов, гелия, водорода и сероводорода, которые имеют поисковое значение [Шакиров, 2018].

Основным направлением геофизических исследований с 2011 г. стало изучение глубинного геоэлектрического строения тектоносферы и его связи с нефтидными месторождениями Северного Вьетнама методами магнитотеллурического и магнитовариационного зондирования. Этими работами выделены сверхглубинные разломные системы, пронизывающие всю литосферу, выявлена устойчивая корреляция их расположения с углеводородными месторождениями и концентрацией коровых землетрясений [Никифоров и др., 2016, 2018].

Существенные результаты достигнуты в области газогеохимических исследований на побережье, в осадочных бассейнах привьетнамского шельфа и его островов (архипелаг Катба, остров Бать Лонг Ви, Фукуи и др.) (рис. 1.6). Уникальные результаты получены по газогеохимии и геохимии термальных источников вдоль долины Красной реки на всем ее вьетнамском протяжении [Syrbu et al., 2020]. На острове Катба – крупнейшем острове архипелага Катба в Тонкинском заливе в 2019 г. в ходе полевых работ впервые обнаружены прямые признаки наличия вулcano-магматического очага, выявлена зона метаморфизма и окварцевания. В ходе прибрежных исследований выявлены индикаторы проявлений турмалинов и других минералов.

В 2019 г. была проведена первая за последние 30 лет крупная комплексная геолого-геофизическая и океанографическая экспедиция на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в исключительной экономической зоне СРВ [Шакиров и др., 2020а, 2021]. Инициаторами и ядром экспедиции стали ученые ТОИ ДВО РАН и ИМГГ ВАНТ, которые входят в состав Совместной лаборатории. В экспедиции были получены новые данные в области газогеохимии, геофизики, геологии, геомикробиологии, литологии, палеогеографии, гидрооптики, гидрологии, минералогии и по другим направлениям на привьетнамском континентальном шельфе. В частности, на станциях в пределах шельфа северного Вьетнама в осадочных отложениях были обнаружены газогеохимические аномалии и группы микроорганизмов, которые являются индикаторными на углеводородные скопления. Надо отметить, что наличие углеводородных ресурсов на шельфе Вьетнама прогнозировалось учеными ТОИ ДВО РАН еще в конце 80-х годов [Кулинич, Обжиров, 1985; Обжиров, 1993].

Кроме этого, в период работы совместной лаборатории в Тонкинском заливе были получены изотопно-газогеохимические данные, на основе которых сделаны выводы о наличии газа и конденсата в недрах бассейна Красной реки [Hung et al., 2019; Le Duc Anh et al., 2014; Shakirov et al., 2014; 2019]. В июле 2020 г. на сайте вьетнамского энергетического журнала опубликована информация об открытии в данном районе крупного

► **Рис. 1.6.** Отбор почвенных газов на побережье залива Халонг, 2014 г. Ведущий инженер Югай Иосиф и ведущий сотрудник Ле Дык Ань



◀ **Рис. 1.7.** Научный состав экспедиции Северного центра планирования и исследований морских ресурсов и окружающей среды, Вьетнамская администрация островов и морей, Министерство природных ресурсов и окружающей среды Вьетнама. Научно-исследовательское судно Dao Khi 105, 2018 г. В центре А.Г.-М.Н. Шакиров Р.Б.



газового месторождения Кен Бай (<https://vnexpress.net/doanh-nghiep-dau-khi-nao-huong-loi-tu-mo-ken-bau-4139660.html>).

В настоящее время совместная Российско-Вьетнамская лаборатория по морским наукам и технологиям является динамично развивающейся творческой формой сотрудничества. Появились молодые лидеры, которые развивают двусторонние проекты в области газгеохимии, геофизики, гидрогеологии, тяжелых металлов, седиментологии, минералогии и др.

Исследования лаборатории расширяются за счет интеграции с научными организациями России, Вьетнама, Японии и Индии, а так же других стран, участвующих в деятельности подкомиссии Межправительственной океанографической комиссии ЮНЕСКО по западной части Тихого океана (WESTPAC). В настоящее время морские геолого-геофизические исследования во Вьетнаме получили существенное развитие за счет выполнения национальных проектов под эгидой Министерства природных ресурсов и окружающей среды (рис. 1.7) и Министерства наук и технологий СРВ. Следует отметить высокий уровень организации экспедиций при МПР Вьетнама: научный состав хорошо оснащен оборудованием и снаряжением, в ходе рейса сотрудники тщательно документируют получаемый полевой материал, перед окончанием экспедиции все работают над составлением отчетов по отрядам. По приходу на берег прямо на борту выполняется промежуточная защита выполненных работ, документация сдается приемной комиссии министерства. По итогам защиты принимается решение о продолжении экспедиционных исследований по проекту. Исследования выполняются планомерно, в настоящее время преимущественно в режиме комплексной геолого-геофизической съемки средних масштабов.

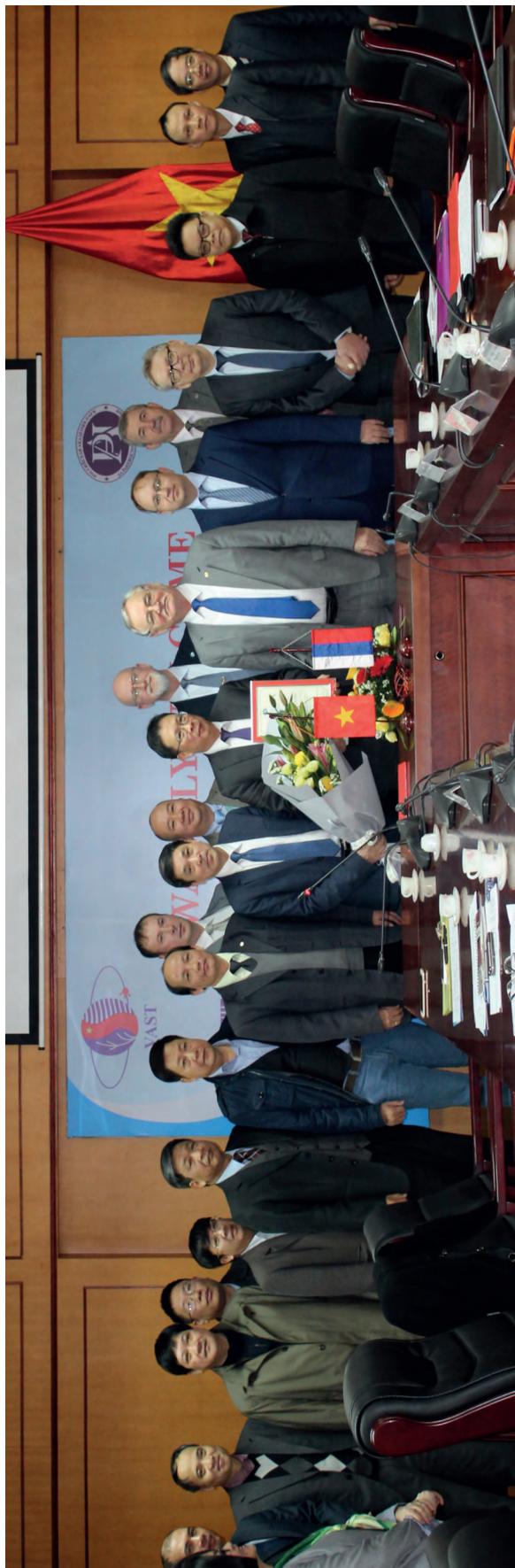
Очень важным научно-организационным мероприятием является разработка и подписание Дорожной карты о сотрудничестве в области совместных морских исследований между ДВО РАН и ВАНТ до 2025 г., в соответствии с которой выполняются совместные экспедиции на научно-исследовательских судах ДВО РАН в Южно-Китайском море. В целом руководство Дальневосточного отделения РАН и Вьетнамской академии наук и технологий уделяют значительное внимание развитию совместных морских научных исследований (рис. 1.8).

В этих экспедициях самое активное участие принимают совместные лаборатории разных институ-

тов ДВО РАН – ВАНТ в области морской геологии и геофизики, морской биологии, океанографии и в других направлениях. Необходимо отметить особую важность исследований совместных лабораторий в рамках грантов по Программе «Дальний Восток» (гранты ДВО РАН). Эти проекты, несмотря на незначительный уровень финансирования, стали мощным научно-организационным мероприятием при содействии российско-вьетнамского Координационного центра ДВО РАН – ВАНТ. Они позволили достичь серьезных научных успехов с участием ТОИ ДВО РАН, ТИБОУ ДВО РАН, НИЦМБ ДВО РАН, ДВГИ ДВО РАН, ТИГ ДВО РАН, Ботанического сада-института ДВО РАН и др. Со стороны Вьетнамской академии наук и технологий в эти проекты вовлечены более 12 профильных научных учреждений, а также организации других ведомств. Для вьетнамских и российских коллективов эти проекты были очень важной составляющей их научной жизни. Хотелось бы выразить надежду, что финансирование этих инициатив будет возобновлено. Так как начиная с 2019 г. с их поддержкой существуют определенные трудности.

Результаты исследований, выполненных в рамках созданной лаборатории ТОИ ДВО РАН – ИМГГ ВАНТ, вызвали значительный рост количества и уровня совместных публикаций совместного коллектива в таких журналах, как «Marine Chemistry», «Geotectonics», «Геология и геофизика», «Russian Journal of Earth Sciences», «Georesources», «Water Resources», «Доклады академии наук», «Вестник ДВО РАН», «Тихоокеанская геология», «Литология и полезные ископаемые», «Vietnam Journal of Earth Sciences», «Vietnam Journal of Marine Science and Technology» и других. На сегодняшний день совместная лаборатория ежегодно публикует не менее 3-х совместных статей в базе WoS и не менее 3-х статей в журналах ВАНТ и российских из базы РИНЦ и Scopus. Молодые вьетнамские специалисты проходят стажировку в ТОИ ДВО РАН, а российские ученые руководят аспирантами ВАНТ.

За период деятельности совместной лаборатории с российской стороны основной вклад в геолого-геофизические исследования на территории и акватории Вьетнама внесли сотрудники ТОИ ДВО РАН: Кулинич Р.Г., Шакиров Р.Б., Никифоров В.М., Шкабарня Г.Н., Сырбу Н.С., Валитов М.Г., Дмитриев И.В., Телегин Ю.А., Мальцева Е.В., Обжиров А.И., Югай И.Г., Еськова А.И., Легкодимов А.А. В последние два года активно работают молодые специалисты ДВО РАН и ДВФУ –



▲ Рис. 1.8. Делегация ДВО РАН на подписании Соглашения о совместных исследованиях в Президиуме Вьетнамской академии наук и технологий, Ханой, 2018 г.



◀ **Рис. 1.9.** К.г.-м.н. Сырбу Н.С. и научный сотрудник Ле Дык Ань разрабатывают в ТОИ ДВО РАН план исследований термальных источников в бассейне реки Красная (2019 г.)

аспиранты Холмогоров А.О., Якимов Т.С., Калгин В.Ю., Бовсун М.А. и др., которые выполняют диссертационные исследования с использованием фактического материала из региона Вьетнама и его акваторий.

В составе лаборатории с вьетнамской стороны активно участвуют сотрудники ИМГТ ВАНТ: Проф. Буи Кон Куэ, Др. Фун Ван Фать, Др. До Хуи Кыонг, Др. Зыонг Куок Хынг, Др. Нгуен Ну Чунг, Др. Нгуен Чунг Тхань, Др. Ле Дык Ань, Др. Буи Ван Нам, Май Дук Донг, Нгуен Ван Диеп, Др. Чин Хоаи Ту и другие.

В 2020 г. с российской стороны совместную лабораторию возглавила к.г.-м.н. Сырбу Н.С., которая вносит значительный вклад в ее развитие и руководит проектами ТОИ ДВО РАН – ИМГТ ВАНТ (рис. 1.9).

В 2018 г. была создана еще одна совместная лаборатория геологического профиля на базе ДВГИ ДВО РАН (директор к.г.-м.н. Александров И.А.), Института геологических исследований (ИГИ) ВАНТ (директор проф. Чан Туан Ань (Tran Tuan Anh) и ТОИ ДВО РАН. В рамках этой лаборатории развернуты полевые исследования, направленные на изучение ресурсов полезных ископаемых в азиатско-тихоокеанской зоне перехода «континент–океан». Научными руководителями лаборатории являются к.г.-м.н. Касаткин С.А. (ДВГИ ДВО РАН), д-р Нгуен Хоан (ИГИ ВАНТ) и д.г.-м.н. Шакиров Р.Б. (ТОИ ДВО РАН). Сотрудники этой лаборатории принимали активное участие в 88-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» и в научных мероприятиях, посвященных вопросам геодинамики, магматизма и полезных ископаемых Вьетнама и России (рис. 1.10), а также являются соавторами данной монографии.

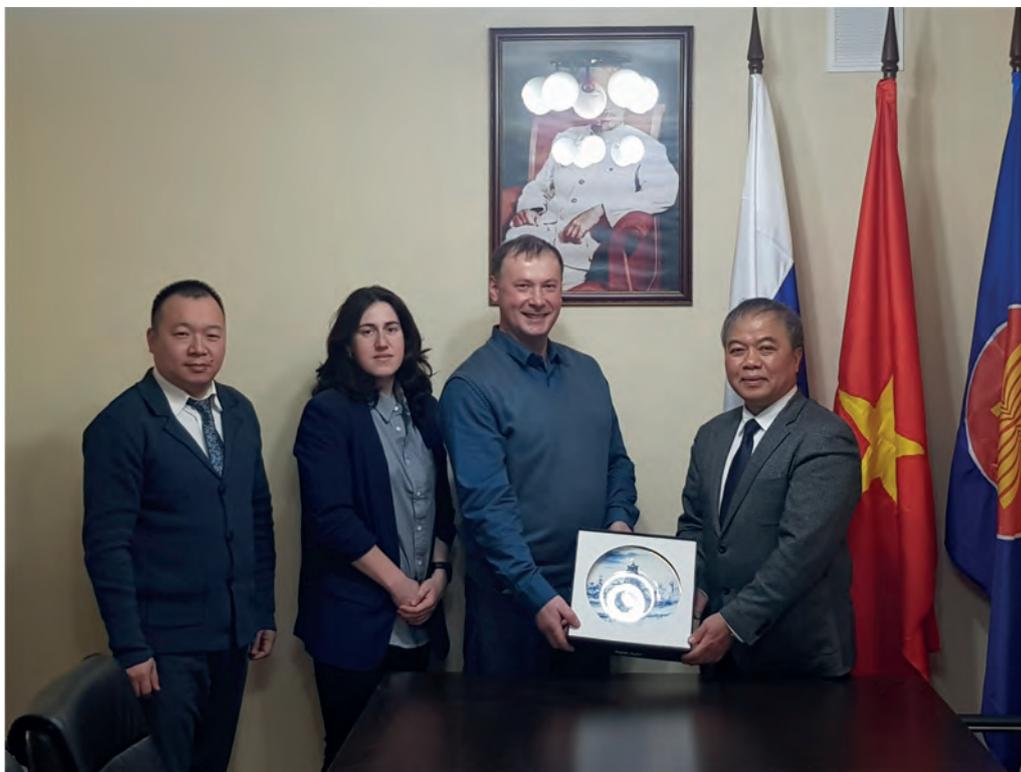
В настоящее время получили развитие перспективные направления океанографических, геоэкологических и географических исследований Тихоокеанского института географии ДВО РАН, Института морских ресурсов и окружающей среды ВАНТ (г. Хайфон), Ханойского университета природных ресурсов и окружающей среды и других организаций, которые проводятся с участием сотрудников совместной лаборатории ТОИ ДВО РАН – ИМГТ ВАНТ.

Координация совместных российско-вьетнамских морских научных исследований осуществляется на высоком уровне. В июне 2019 г. основные приоритеты в этих исследованиях были обсуждены в ходе Второго Заседания Российско-Вьетнамской комиссии по сотрудничеству в области образования, науки и технологий (г. Ханой). Делегацию Минобрнауки РФ возглавлял заместитель министра А.М. Медведев, с вьетнамской стороны мероприятием руководил заместитель министра науки и технологий СРВ Фам Конг Так. В ходе заседания, в том числе, была отмечена необходимость усиления совместных полевых и морских геолого-геофизических исследований.

Очень важную поддержку совместным исследованиям оказывают Минобрнауки РФ, МПР СРВ, МНТ СРВ, МИД РФ и МИД СРВ (рис. 1.11). В результате хорошо скоординированных действий всех участников в итоге удалось провести уникальную комплексную геолого-геофизическую и океанографическую экспедицию в 88-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (руководитель экспедиции д.г.-м.н. Шакиров Р.Б., руководитель вьетнамской группы др. Нгуен Чун Тхань (Nguyen Trung Thanh)). Основные первичные результаты этой экспедиции представлены в данной монографии.



▲ **Рис. 1.10.** Участники симпозиума, посвященного 35-летию сотрудничества Института геологических исследований ВАНТ и Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 2019 г.



▲ **Рис.1.11.** Со-руководитель совместной лаборатории к.г.-м.н. Сырбу Н.С. и заместитель директора ТОИ ДВО РАН д.г.-м.н. Шакиров Р.Б. на приеме у Генерального консула СРВ Нгуен Хоанг Вьета во Владивостоке, 2021 г.

---

## **1.2. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ, МАГМАТИЗМА И ТЕКТониКИ**

*(Нгуен Хоан, М.Г. Валитов, Ле Дык Ань, Р.Б. Шакиров, Фун Ван Фать)*

---

Южно-Китайское море (ЮКМ, называемое во Вьетнаме Биен Донг или Восточное море) расположено на стыке Евразийской, Тихоокеанской и Индо-австралийской плит и является крупнейшим окраинным морем в западной части Тихого океана [Li et al., 2015]. Образование Южно-Китайского моря связано со сложными процессами деструкции земной коры континента и спрединга морского дна, начавшимися около 32 млн лет назад и закончившимся около 15.5 или 16 млн лет назад [Briais et al., 1993; Li et al., 2015; Taylor, Hayes, 1980, 1983]. Мощность земной коры континентального шельфа Южно-Китайского моря составляет от 20 до 25 км. В его стро-

ении принимают участие палеозойские породы, прорванные гранитными интрузиями. Мощность осадочных пород меняется от 3–4 до 8–11 км во впадинах, широко распространенных на шельфе. Скорости сейсмических волн в осадочных отложениях составляют 1.8–4.8 км/с. В фундаменте шельфа скорости увеличиваются с глубиной от 5.0–6.3 до 6.5–7.6 км/с [Родников, 2011; Vochu, Hayes, 2003; Hayes, Taylor, 1978]. Формирование ЮКМ связано с рифтогенезом в кайнозойской эре [Родников и др., 2011; Fyhn et al., 2009], также рассматривается сценарий спрединга, продолжавшегося от позднего олигоцена до среднего миоцена [Pin Yan et al., 2008].

Южно-Китайское море является основным элементом в системе перехода от п-ова Индостан к западной Тихоокеанской окраине. В тектоническом плане оно находится на сочленении Евразийской, Тихоокеанской и Индоавстралийской тектонических плит, а также на стыке двух подвижных поясов – Альпийско-Гималайского и Западно-Тихоокеанского. Это определило основную сложность строения и эволюции Южно-Китайского моря. Рельеф дна отличается резкими перепадами глубин и наличием большого числа подводных гор, плато, каньонов. Основными элементами рельефа дна Южно-Китайского моря являются континентальный шельф, континентальный склон, подводные краевые плато и глубоководная котловина с отдельными горами и горными системами [Родников и др., 2011].

Южно-Китайское море, по мнению многих исследователей, возникло в олигоцене–миоцене (32–17 млн лет назад) и относится к окраинным морям западной части Тихого океана, где расположены три четверти окраинных морей Земли [Tamaki, Honza, 1991]. Южно-Китайское море и прилегающие к нему районы сочетают три типа коры: континентальную, переходную и океаническую. Стратиграфию Южно-Китайского моря можно в целом разделить на два этапа: образование докайнозойского фундамента и кайнозойские образования.

Процесс формирования Южно-Китайского моря привел к погружению и конвергенции значительных участков континентальной окраины Азии, таких как архипелаги Спратли и Парасельский. С другой стороны, этот процесс вызвал разделение фрагментов континентальной коры и их миграцию к юго-востоку; также он был связан с образованием цепи островов, отделяющих Южно-Китайское море от Тихого океана. Переходная зона между Южно-Китайским морем и континентальными блоками Борнео и Палаван содержит осадочные комплексы, а также интрузивные и изверженные

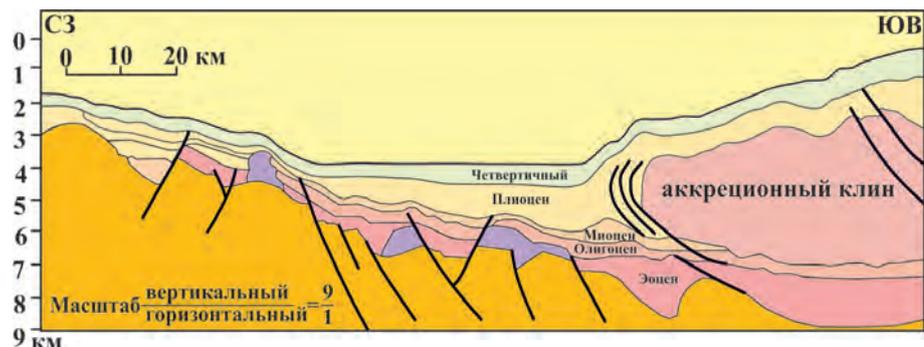
формации пород, являющихся следствием глубинных процессов Борнео-Палаванской зоны субдукции (рис. 1.12).

Блоковая природа большинства структур ЮКМ связана с активным дроблением континентальной коры в сопровождении вулканизма в результате деструкции пассивной окраины Юго-Восточной Азии [Кулинич и др., 1989]. Начальный этап рифтогенеза, происходившего в несколько этапов, относится к позднему мелу – раннему палеогену. Помимо этого, выделено еще четыре этапа рифтогенеза: верхний эоцен – нижний олигоцен, верхний олигоцен – нижний миоцен, средний-верхний миоцен и позднеэоцен – четвертичный. В целом рифтогенез мигрировал от континента в сторону современной глубоководной котловины [Кулинич и др., 1989].

Кульминационным событием процесса рифтогенеза стал спрединг на площади современной глубоководной впадины, центральная часть которой представлена спрединговым рифтом [Родников и др., 2011]. В процессе развития моря происходили неоднократные изменения направления спрединга, связанного с общими тектоническими подвижками блоков Юго-Восточной Азии. Предполагается, что начальный этап спрединга относится к верхнему олигоцену – нижнему миоцену. Второй этап спрединга связан с нижне-верхним миоценом. Между двумя этапами шла общая структурная перестройка тектономагматических событий от субширотного к северо-восточному направлению [Кулинич и др., 1989]. В результате спрединга ослабленные тектонические зоны насыщались мантийным веществом, что привело к формированию высокоскоростного слоя в низах земной коры [Родников и др., 2011].

Спрединг Южно-Китайского моря привел к возникновению син-спредингового (33–16 млн лет) и пост-спредингового (<16 млн лет – настоящее время) базальтового вулканизма. Син-спрединговые магматические породы, часто представлены толеитовыми базальтами с геохимическим составом,

► **Рис. 1.12.** Схематичный разрез океанической коры Южно-Китайского моря в районе желоба Борнео [Schlüter et al., 1996]



близким к тугоплавким и обедненным базальтам срединно-океанических хребтов (БСОХ) наиболее распространены в ЮКМ. Магматические породы, образовавшиеся после раскрытия морского бассейна, широко распространены в его внутренних частях и простираются на юг и юго-восток Китая, остров Хайнань, Южный Лаос (Болавен), плато Корат (Таиланд) и Вьетнам. Эти породы характеризуются типичным геохимическим составом для внутриплитных формаций. В наше время для выяснения возраста вулcano-магматических событий изучаются образцы базальтов и минералов магматического генезиса (например, щелочной шпинели – лерцолита) во многих районах Вьетнама. В последние годы активно применяются методы петрографического и геохимического анализов в комплексе с определениями изотопного состава по Sr–Nd–Pb. Данные литературных источников и результаты этих исследований используются для выявления свойств мантийных источников в зависимости от их местоположения и геохимии субконтинентальной литосферной мантии региона. Данные по радиогенным изотопам показывают, что базальты из разных районов локализованы независимо от возраста извержений; это указывает на то, что мантийный источник в первую очередь зависит от геодинамической обстановки и конкретной геоструктурной позиции. Ультрамафические ксенолиты характеризуются обедненным геохимическим составом и наличием изотопов Sr–Nd–Pb, образующихся в процессе плавления. Они обладают неоднородностью геохимического состава. Сильно выраженная неоднородность субконтинентальной литосферной мантии может быть обусловлена процессами, связанными с метасоматозом или магматическими расплавами, проникающими из астеносферы. Авторами этой монографии (др. Нгуен Хоан) данные по ксенолитам клинопироксена (Срх) сравнивались с мантийными ксенолитами Срх Восточного Китая и БСОХ Южно-Китайского моря, чтобы определить геохимические и изотопные характеристики субконтинентальной литосферной мантии под соответствующими регионами и исследовать источник плавления, образующий БСОХ Южно-Китайского моря. На основе полученных результатов предлагаются геодинамические модели (см. гл. 4), объясняющие взаимосвязь между раскрытием ЮКМ и вулканической активностью, сопровождающей коллизионную тектонику Индийской и Евразийской тектонических плит, начиная с эоцена.

Особенное значение в последние годы авторами настоящей монографии уделялось исследова-

ниям вдоль системы разломов бассейна Красной реки. Отмечается, что в этом районе примерно 35–15 млн лет назад произошла сильная активизация тектонических процессов, в результате произошли огромные смещения по главным разломам на расстояние до нескольких сотен километров (около 700 км) [Leloup et al., 2001; Tapponnier et al., 1982, 1986]. Тейлор и Хейс [Taylor, Hayes, 1983], а затем Бриайс и др. [Briaies et al., 1993] полагают, что Южно-Китайское море образовалось в результате растяжения земной коры в период между 32 и 16 млн лет назад (олигоцен – миоцен). Баркгаузен и др. [Barckhausen et al., 2014] предположили, что раскрытие ЮКМ завершилось примерно на 4 млн лет раньше, 20.5 млн лет назад, из-за более высоких скоростей расширения океанической коры. В свою очередь, другие исследователи тектогенеза ЮКМ, такие как Рангин и др. (Rangin et al., 1995b) и Клифт и др. [Clift et al., 2008] считают маловероятным, что сдвиговая активность Красной реки могла вызвать спрединг ЮКМ. Другие исследователи [Shi, Li, 2012; Taylor, Hayes, 1983] утверждали, что процессы тектонического растяжения в Восточной и Юго-Восточной Азии возникли в мезозое из-за субдукции прототихоокеанской плиты еще до гипотетической индо-евразийской коллизии.

Так или иначе, раскрытие бассейна ЮКМ привело к активизации магматических процессов, в результате чего произошли излияния толеитовых базальтов, оливинсодержащих субщелочных и щелочных базальтов, широко распространенных в Южном материковом Китае, на острове Хайнань, в Индокитае и Таиланде, особенно в период после завершения основной фазы спрединга ЮКМ (<16 млн лет). Пост-спрединговые щелочные ультрамафические ксенолиты мантийного происхождения были обнаружены во многих районах Индокитая, особенно во Вьетнаме. Ксенолиты являются компонентами литосферной мантии. Обычно фрагменты ультрамафических пород характеризуются большим диапазоном состава основных и следовых элементов, которые отражают процессы плавления, взаимодействия расплава и породы и неоднородность источника; поэтому интерпретация породообразующих процессов вызывает сложности [Warren, 2016, и ссылки в нем]. Тем не менее, путем изучения изотопных систем и геохимических свойств фрагментов ультрамафических пород можно пролить свет на процесс их формирования и проследить эволюцию литосферной мантии в целом [De Paolo, 1981; Menzies et al., 1993; Warren, 2016]. Процессы истощения исходного вещества можно

легко обнаружить по геохимическому и изотопному составу; процессы обогащения более сложны для понимания, т.к. последующий метасоматоз может скрыть признаки предыдущей активности [Ionov et al., 2005]. Во многих работах показано, что щелочные базальтовые и ультрамафические включения часто не имеют общих генезисных характеристик [Choi et al., 2008; Ionov et al., 2005; Tatsumoto et al., 1992; Warren, 2016]. Они выносятся базальтовыми расплавами из мантии на поверхность под высоким эруптивным давлением. Следовательно, исследования ультрамафических включений также косвенно помогают понять процесс формирования вмещающих их базальтов [Hoang, 2005]. Ультрамафические ксенолиты в основном представлены шпинель-лерцолитом, широко распространенным в районах Нгиа Дан, Плейку, Лам Донг, Суан Лок (Донг Най), Дат До (Ба Риа-Вунг Тау: БР-ВТ), на континентальном шельфе острова Фукуи и группы подводных гор Хон-Чо (Иль-де-Сандр) [Hoang et al., 2019a; Koloskov et al., 1986].

Для результативной главы монографии (гл. 4) были использованы образцы базальтов, представляющих самые древние и самые молодые из известных извержений во Вьетнаме для радиометрического датирования, определения основного и следового элементного состава, а также изотопных отношений Sr–Nd–Pb. Для исследования лито-

сферной мантии под Вьетнамом соавторы данной монографии (Нгуен Хоан, Ле Дык Ань и др.) собрали множество ультрамафических включений щелочных базальтов в Плейку, Дук Чонге, Суан Локе (Донг Най), Дат До (БР-ВТ) и Хон Чо. Применялись методы изучения петрографического, элементного и изотопного состава клинопироксенов (Срх), отделенных от ультрамафических ксенолитов.

Полученные данные были сопоставлены с постспрединговыми базальтами с острова Хайнань и из других районов Юго-Восточной Азии, чтобы определить сходство и различие мантийных источников, механизма плавления и условий образования. Данные по клинопироксену мантийных ксенолитов используются для изучения геохимических особенностей обогащения–истощения субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) и сравнения их геохимических характеристик с восточно-китайскими мантийными и синспрединговыми БСОХ в Южно-Китайском море, для исследования геохимической природы субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) Восточной и Юго-Восточной Азии. В результате под руководством д-ра Нгуен Хоана, Ле Дык Анем предложена геодинамическая модель, объясняющая взаимосвязь вулканизма и геодинамических процессов раскрытия ЮКМ, возможно, связанных с коллизионной Индо-Евразийской тектоникой (см. гл. 4).

---

### 1.3. СТРАТИГРАФИЯ И ОСАДОЧНЫЕ БАСЕЙНЫ (КРАТКИЙ ОЧЕРК)

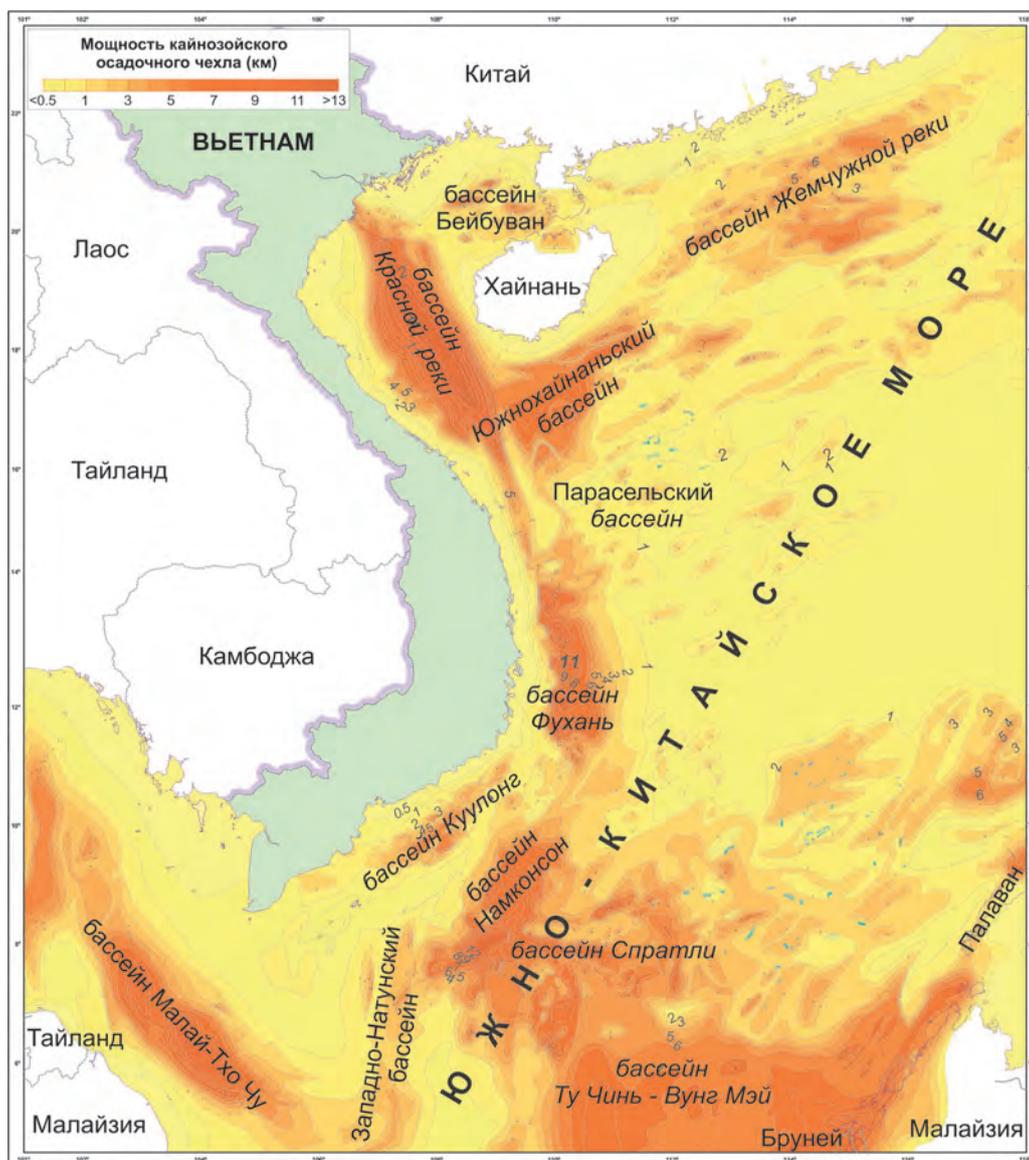
(Нгуен Чун Тхань, Р.Б Шакиров)

---

В этом разделе представлены особенности эволюции и строения основных кайнозойских бассейнов континентального шельфа Вьетнама с попыткой подчеркнуть взаимосвязь между типами бассейнов, структурными особенностями и геодинамическими факторами, влияющими на их развитие. Кайнозойские осадочные бассейны широко распространены во Вьетнаме. Они сложены как из осадочных, так и вулканических пород, сформированы на различных фундаментах Вьетнамо-Китай-

ского и Индокитайского регионов, образовавшихся в палеозое и мезозое. Кайнозойские осадочные бассейны широко распространены на шельфе, склоне и в глубоководных котловинах Южно-Китайского моря и имеют максимальную мощность до 15 км (рис. 1.13).

Кайнозойские осадочные бассейны образуют цепь, простирающуюся с севера на юг и занимающую почти весь континентальный шельф Вьетнама, представлены в глубоководных районах Южно-



▲ Рис. 1.13. Мощность кайнозойских осадочных отложений в Южно-Китайском море. Предоставлено ИМГГ ВАНТ (Pham Huy Tien, Phung Van Phach и Phi Truong Thanh, 2009 г.)

Китайского моря, а также Тонкинском и Сиамском заливах. Кроме того, имеющиеся данные показывают, что десятки береговых впадин, включая впадины, расположенные в дельтах или прибрежных районах, связаны с речными бассейнами (Ханойская впадина в дельте Красной реки или впадина Куулонг в дельте реки Меконг). Наземные кайнозойские впадины можно разделить территориально: принадлежащие восточной части Северного Вьетнама, центральной части Красной реки, западной части Северного Вьетнама, северной части Центрального Вьетнама, центрально-южной части Центрального Вьетнама и Южному Вьетнаму.

Границы кайнозойских бассейнов определяются на основе геофизических исследований, анализа распределения осадочных и вулканических пород, находящихся на поверхности и изученных бурением. Критерии бассейнового анализа, обсуждения и интерпретации тектонических условий эволюции бассейнов основаны на теории тектонических плит [Ingersoll, Busby, 1995]. Большинство прибрежных кайнозойских бассейнов во Вьетнаме являются внутрикратонными, расположенными на кратонах или в орогенных областях; морские бассейны, помимо кратонов, развиваются на пассивной окраине за счет сдвигового механизма, об-

разующего грабены, растяжения и бассейны при-сдвигового растяжения.

Образование большинства кайнозойских осадочных бассейнов Южно-Китайского моря (ЮКМ) было напрямую связано с тремя основными этапами его эволюции: рифтогенезом, спредингом морского дна и постспрединговыми деформациями [The South..., 2009]. Лито-, био- и секвенциально-стратиграфический анализы показывают значительные различия во времени и механизмах формирования бассейнов, отложений и свит между северной и южной частями ЮКМ, а также между отдельными осадочно-породными бассейнами. На севере рифтогенез произошел раньше, в палеоцене и эоцене, до того, как в олигоцене произошло растяжение морского дна. На юге рифтогенез продолжался до раннего миоцена. Синрифтовые толщи во многих северных и южных бассейнах ЮКМ сложены речными, озерными и дельтовыми отложениями, хотя мелководные морские фации широко распространены вдоль современной юго-восточной окраины [Li et al., 2015], принадлежащей прото-бассейну Южно-Китайского моря. Контакт между синрифтовыми и пост-рифтовыми толщами часто совпадает с несогласиями во всем бассейне, отмечая значительные изменения в обстановке осадконакопления во время перехода от рифтогенеза к спредингу. Согласно принятому большинством исследователей сценарию, в начальной фазе процессы спрединга развивались на северо-востоке центрального глубоководного бассейна, что вызвало опускание морского дна как в ранее существовавших бассейнах, так и в областях современного внешнего шельфа и склона. К началу позднего олигоцена скорость опускания дна замедлилась, а ось спрединга сместилась на юго-восток. В районе скважины глубоководного бурения ODP 1148, у подножья континентального северного склона это событие на сейсмическом профиле регистрируется двойной отражающей границей и другими особенностями, обнаруженными в кернах. Несколько несогласий были связаны с понижением уровня моря. В раннем миоцене, во время повышения уровня моря, количество терригенных компонентов уменьшилось, в то время как содержание карбонатов в отложениях во многих частях ЮКМ увеличилось.

По одному из сценариев, карбонатные рифы, которые в основном формировались на о. Палаван и его шельфе, распространились на более обширные регионы, в том числе на северной окраине континента. Дальнейшее погружение и накопление глубоководных морских отложений продолжалось во

многих северных бассейнах даже после прекращения активных спрединговых процессов на границе раннего и среднего миоцена. Начиная с этого времени, формирование осадочных бассейнов на юге моря вступило в пострифтовую стадию. Обломочные и мелководно-морские отложения оставались обычным явлением, за исключением преимущественно морских отложений вдоль юго-восточной окраины континента, где проседание преобладало из-за активных тектонических процессов. Дальнейшие процессы тектогенеза в течении позднего миоцена и плиоцена вызвали инверсию бассейна, деформацию отложений и формирование турбидитов на юге и востоке ЮКМ.

Планктонные фораминиферы и наннофоссилии играют ключевую роль в датировании возраста и корреляции осадочных отложений в открытой морской среде. Стратиграфическая корреляция толщ зависит от ассоциаций спор и пыльцы, динофлагеллят, остракод и других фоссилий. Вместе с литостратиграфией, фаунистические и флористические сообщества указывают на непрерывное повышение уровня моря от олигоцена до плиоцена в основном в результате тектонического опускания из-за расширения морского дна. Для Южно-Китайского моря стратиграфическая корреляция также выполнялась с проведением изотопных анализов по кернам скважины глубоководного бурения ODP 1143, изотопных и палеомагнитных исследований кернов скважины ODP 1148, которые не только обеспечивают более точный стандарт для уточнения глубоководной стратиграфии, но также предоставляют информацию, полезную для реконструкции истории ЮКМ.

На западе Южно-Китайского моря континентальная окраина узкая и имеет сложное строение с наличием крупных сдвиговых зон разломов Красной реки и вдоль континентального склона. На заключительной стадии формирования Южно-Китайского моря разломы континентального склона играли важную роль в формировании тектонического режима образования осадочных бассейнов в западной части Южно-Китайского моря. Западная континентальная окраина Южно-Китайского моря представляет регион, существенно контролируемый сдвиговой тектоникой, и характеризуется областями сильного проседания. В результате был сформирован узкий континентальный шельф и весьма сложный по геологическому строению континентальный склон. В литературе отмечается, что сдвиговые процессы даже привели к сильному поднятию границы Мохо [Savva et al., 2013],

но растяжения дна при этом не произошло. Согласно этой работе, в бассейне Фухань осадочные отложения залегают непосредственно над поверхностью Мохо.

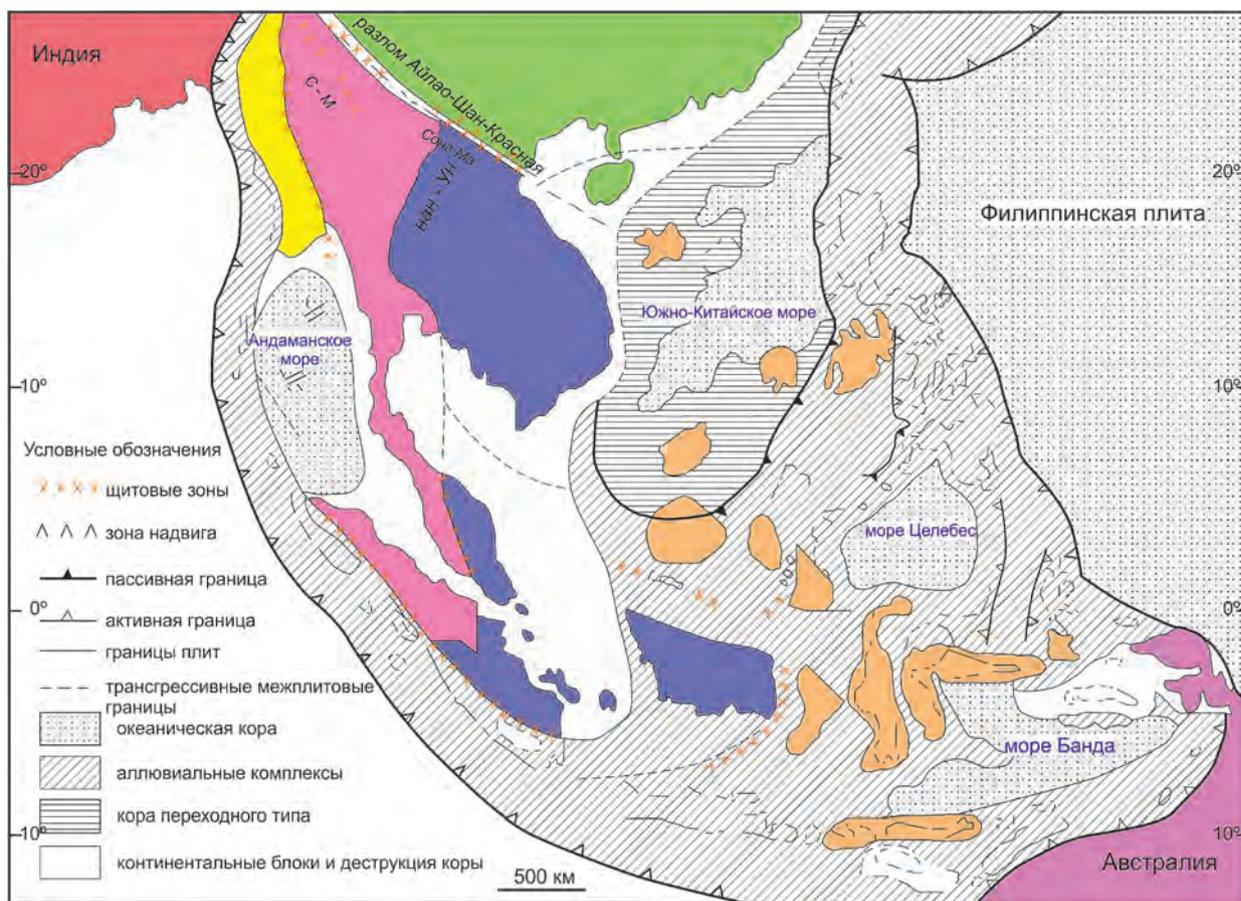
Тектонические особенности северной, южной, западной и восточной окраин Южно-Китайского моря очень разнообразны и отличаются в пассивной северной окраине, активной восточной конвергентной окраине, западной окраине с развитием сдвиговых дислокаций и обширным южным регионом, включающим архипелаг Спратли и бассейн Ту Чинь – Вунг Мэй, а также Борнео-Палаванскую зону палео-субдукции (рис. 1.14). В районе Ту Чинь – Вунг Мэй в настоящее время сосредоточены системные геолого-геофизические исследования МПР СРВ по поискам полезных ископаемых.

Фундамент обширного Южно-Китайского моря разнообразен по составу и структуре. Помимо интрузивных и эруптивных магматических образований, существуют также различные формации осадочных и метаморфических пород. Эти породы (магматические, осадочные и метаморфические)

в докайнозойском фундаменте составляют 55%, 25% и <20%, соответственно [The South..., 2009].

Магматические и вулканические образования Южно-Китайского моря и прилегающего континентального шельфа составляют предмет острых дискуссий с точки зрения эволюции морского бассейна. Юрско-меловые (от 150 до 40 млн лет) породы, составляющие комплексы Динь-Куан и Анкрот и широко распространенные в зоне Далат, образуют протяженные интрузивные тела северо-западного простирания. Нижняя часть образований, датированная 150–131 млн лет, представлена диоритовыми, гранодиоритовыми и гранитными породами, содержащими биотит и амфибол. Верхняя часть этих образований представлена комплексами Де-оса и Фанранг и имеет возраст 100–40 млн лет, соответствующий позднему мелу – палеогену. Они образуют полосу магматических пород вдоль южного побережья центрального Вьетнама и сосредоточены по массивам блока Контум.

Фундамент шельфа Южного Вьетнама состоит в основном из неглубоко залегающих интрузивных



▲ Рис. 1.14. Типы литосферы в регионе Юго-Восточной Азии

комплексов и вулканических пород среднего, кислого и щелочного составов. Мезозойские интрузивные породы также были обнаружены на шельфе при бурении нефтегазовых скважин, а также на островах Кон Дао, Хон Хоаи и т.д. Керны из скважин в осадочном бассейне Куулонг показывают, что его фундамент в основном состоит из гранитов, гранодиоритов, метаморфических пород и вулканических образований. Интрузивные породы имеют возраст, близкий к комплексам Хон Хоаи (195–250 млн лет), Динь Куан (130–155 млн лет) и Ка На (90–100 млн лет). Эти комплексы широко распространены в бассейне Намконсон и были обнаружены в ряде скважин: ДН-1Х, 04-А-1Х, 04-2-ВС-1Х, 04-3-ДВ-1Х, 10-РМ-1Х, НОНГ-1Х, 12-Сосоунт, 12-С-1Х, 20-РН-1Х, 28-А-1Х и 29-А-1Х.

На севере Южно-Китайского моря магматические образования, как правило, молодеют от континента в направлении к морю и соотносятся с этапами орогенеза: син-орогенеза (280–210 млн лет ( $P_2-T_3$ )) и пост-орогенеза (280–210 млн лет ( $P_2-T_3$ ) и 195–80 млн лет ( $J_1-K_2$ )). Магматические породы распространены вдоль прибрежной зоны китайских провинций Чжэцзян, Фуцзянь и Гуандун. В скважинах на северном шельфе Южно-Китайского моря также обнаружены граниты мелового периода. Например, в скважине LF35-1 у острова Донгша на глубине ниже 1423 м найдены граниты с возрастом 102 млн лет. Докайнозойский фундамент отложений Чау-Зианг (кайнозойские отложения Жемчужной реки) расположен на глубинах 3000–4000 м и в основном сложен гранитами на востоке и песчаниками, глинистыми сланцами и кварцитами на западе. К востоку фундамент Таксинианской впадины в основном состоит из сланцев раннеюрско-мелового возраста.

В северной части архипелага Спратли отобранные гранитные породы имеют возраст 158–127 млн лет [Liu Hailing et al., 2004], как и серия посторогенных магм на суше Китая, состоящих в основном из гранита и диорита, наряду с вулканическими породами и морскими отложениями. В скважине в бассейне Ту Чинь – Вунг Мэй на глубине 2820–3330 м наблюдались кислые изверженные породы, состоящие в основном из риолитов и маломощных слоев андезитов.

Осадочные породы в прибрежной зоне Южно-го Вьетнама включают в основном мезозойские образования, сформированные в желобах и контролируемые тектоническими разломами. Формации раннего триаса сложены в основном мелкозернистыми песчаниками и алевролитами мощностью

до 700 м (формация реки Сайгон). Образования среднего триаса (формация  $T_2$  – Манг Зианг) в основном включают риолитовые туфы, крупнозернистые или мелкозернистые песчаники, аргиллиты и алевролиты, сопровождаемые породами, близкими по составу к гранитам ( $P_2-T_2$ ). Позднетриасовые образования (формация  $T_3$  – Нонг Сон) представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами с включением угольных пластов, обнаруженных на севере блока Контум.

Позднеюрско-меловые образования сформировались из отложений и эруптивных пород, широко распространенных в зоне Далат. В нижней части они состоят из болотных и озерных отложений, а в верхней – морских. Эруптивные породы включают андезит, риолит, игнимбрит, переслаивающиеся с красноцветными континентальными отложениями, сопровождаемыми туфами (формация Тхолам, формация Драйлинь, формация Ла Нга).

Терригенные осадочные породы бассейна Спратли и бассейна Ту Чинь – Вунг Мэй имеют возраст  $T_2-J_1$ . В скважине Сампагита-1 (банка Рид) на глубине более 3500 м наблюдались раннемеловые породы, состоящие из неглубоких прибрежных морских отложений: аргиллитов и серых сланцев с прослоями угля, песчаника, конгломерата, диоритового кварцита, туфов, кремнистых сланцев и других метаморфических пород. В керне обнаружены также изверженные породы среднего состава. По оценкам, мощность юрско-меловых образований на юго-востоке банки Рид составляет более 5000 м [Holloway, 1982; Taylor, Hayes, 1980]. В пределах бассейнов Спратли и Ту Чинь – Вунг Мэй мезозойские отложения прогнозированы на сейсмических разрезах, где участвуют в формировании, по всей видимости, наклонных стратифицированных структур возрастом  $T_2-J$  (районы Ко Май и Суои Нгок) [Schlüter et al., 1996].

В северной части Южно-Китайского моря в районе континентального шельфа на сегодняшний день обнаружены самые древние осадочные породы возраста девон – карбон [The South..., 2009].

Метаморфические породы, образовавшиеся из глубоководных отложений, были обнаружены на островах заливов Халонг и Бай Ту Лонг, например, формация Тан Май и формация Сонг Ка на шельфе Нге Тинь. Возможно, Парасельский архипелаг и о-ва Макклесфилд характерны для зрелых островных дуг [Hutchison, 2007].

Хатчисон [Hutchison, 2007] и др. предположили, что Парасельские и Макклесфилдские острова были частью Южного Китая. В других работах

этот вывод поставлен под сомнение. Например, данные нефтепоисковых скважин указывают, что фундамент в районе этих островов в основном сложен докембрийскими и палеозойскими породами. Абсолютный возраст коренных пород, определенный в скважине в районе Парасельского архипелага, составляет около 627 млн лет [Petroleum..., 2005]. Данные бурения показывают, что фундаментом служат протерозойские, палеозойские и мезозойские метаморфические, интрузивные и эруптивные породы. Были обнаружены и докембрийские метаморфические породы (гнейсы и мигматиты) [Petroleum..., 2005]. Результаты, приведенные в этой работе, показывают, что Парасельский архипелаг, вероятно, имеет тесную связь с северной частью Индокитая [Petroleum..., 2005].

На архипелаге Спратли в скважине Сампагита-1 в районе подводного возвышения банки Рид на глубине около 4000 м были обнаружены метаморфизованные осадочные породы мелового периода. В бассейне Намконсон метаморфизованные осадочные породы также были обнаружены на разных глубинах в нескольких местах, например, в скважине Cipta-1X LK.

Обсуждается, что в течение позднего юрского и мелового периодов влияние активной окраины Южно-Китайского моря на территорию Индокитая привело к субдукции Мезо-Неотетиса под юго-западную окраину Индокитая-Сундаленда [Hutchison, 2004] и образованию вулканогенной структуры, занимающей почти всю территорию Южного Вьетнама, северо-запад Северного Вьетнама, Тонкинский залив и юго-восток Китая [Gatinski et al., 1984].

В раннем палеогене региональный тектонический режим стал более устойчивым. Процессы эрозии, разделения и выравнивания преобладали на большей части территории Индокитая. Вслед за ними, вероятно, последовали коллизия Индийской и Азиатской плит около 50 млн лет назад (вызванная экстрезию и левосторонние сдвиговые смещения в регионе) [Tarronnier et al., 1986], спрединг Южно-Китайского моря [Briais et al., 1993] и субдукция Австралийской плиты под Азиатскую плиту [Hall, Spakman, 2002], что оказало решающее влияние на формирование и развитие кайнозойского осадочного чехла в этом регионе.

В целом кайнозойские отложения можно разделить на следующие основные группы: палеоцен-эоцен-олигоценые, миоценовые и плиоцен-четвертичные. Эти группы разделены региональными границами несогласий. Границы несогласий пред-

ставлены поверхностью, перекрывающей эоценовые отложения на севере ЮКМ; поверхностью, перекрывающей олигоценые отложения на юге ЮКМ; поверхностью, перекрывающей отложения среднего миоцена; поверхностью, перекрывающей отложения миоцена. На континентальном шельфе и склоне кайнозойские отложения в основном заполняют грабены и полуграбены.

Активный тектонический режим во многих прилегающих районах (Тибет, Юньнань, Индокитай, Южный Китай, Тайвань, Таиланд, Малайзия) в сочетании с жарким и влажным муссонным климатом являются идеальными условиями для переноса большого объема терригенных отложений в сторону моря и, как следствие, причиной накопления мощных толщ в кайнозое. К одним из самых крупных и глубоких осадочных бассейнов Южно-Китайского моря относятся бассейны: Красной реки, Фухань, Ту Чинь – Вунг Мэй, Намконсон, Куулонг, Малай-Тхо Чу, Жемчужной реки и т.д. Давление мощных осадочных толщ стало дополнительным фактором проседания фундамента этих обширных бассейнов.

Отложения Южно-Китайского моря можно разделить на синрифтовые и вышележащие пострифтовые. Синрифтовые отложения сформировались в эоцене – олигоцене. Геодинамическая обстановка в раннем кайнозое (палеоцен или эоцен) способствовала формированию грабенов и полуграбенов с нормальными и листрическими разломами на привьетнамском континентальном шельфе и склоне. Эти образования сформировались в основном в эоцене – палеоцене в северной части Южно-Китайского моря. Синрифтовые отложения получили широкое распространение в конце олигоцена [Pinxian, Qianyu, 2009], за исключением Тонкинского залива и южной части острова Хайнань [Pinxian, Qianyu, 2009]. Синрифтовые отложения в южных частях Южно-Китайского моря имеют раннеэоценовый, олигоценый и миоценовый возраст. Большинство синрифтовых отложений, заполнивших грабены и полуграбены, представляют собой крупнозернистые кластические отложения. Эти отложения имеют часто хаотичную структуру: осадение происходило в условиях очень активных гидродинамических процессов. Наличие многочисленных ископаемых морских организмов в осадочном разрезе указывает на повышение уровня моря. Эти отложения формируют потенциальные нефтематеринские толщи. В южной части моря результаты литологического анализа показывают значительное влияние терригенных стоков.

Пострифтовые отложения несогласно залегают на синрифтовых отложениях. Пострифтовые отложения образуют осадочную толщу, также подверженную тектоническим деформациям. Структура бассейна на пострифтовых стадиях (эпоха миоцена) представлена отложениями, заполняющими многочисленные грабены. Грабены могут быть протяженными, соединяться друг с другом, формируя сложную структуру осадочных бассейнов на шельфе.

Характеристики осадочных бассейнов шельфа и южной части Центрального Вьетнама имеют признаки рифтогенеза и расширения дна бассейна вместе с постепенным повышением уровня моря в позднем олигоцене и сильным повышением уровня моря в раннем миоцене. Седиментогенез изменился от озерно-болотного типа на заливы и мелководное море по сторонам от оси спрединга.

В осадочных толщах раннего – среднего миоцена явно наблюдаются трансгрессивно-регрессивные циклы. Фаза повышения уровня моря была намного сильнее фазы падения уровня моря в кайнозойских бассейнах. Максимальный уровень моря наблюдался в конце среднего миоцена, а в позднем миоцене уровень моря понизился. В начале плиоцена уровень Мирового океана поднялся примерно на 40 м выше современного [Rowley et al., 1992].

Плиоцен-четвертичные отложения сформированы под преобладающим влиянием терригенного стока с континента. Скорость седиментации была очень высокой на континентальном шельфе Вьетнама, особенно в Тонкинском заливе и южной части о. Хайнань. В пределах шельфа, архипелага Спратли и Парасельских островов в плиоцен-четвертичных отложениях наблюдается накопление карбонатов в ходе эволюции коралловых рифов. В скважине LK Samraguita-1 в верхней части (0–2160 м) обнаружены карбонатные толщи, образовавшиеся в результате развития кораллового рифа. Это свидетельствует о длительном развитии коралловых рифов, начиная с позднего олигоцена.

### **Некоторые модели формирования кайнозойских осадочных бассейнов Вьетнама**

В настоящее время существуют несколько основных геодинамических моделей формирования осадочных бассейнов Вьетнама и Южно-Китайского моря. Все они в разной степени дискуссион-

ные, что свидетельствует о сложности истории геологического развития и строения региона исследований.

#### *Геодинамические факторы*

Основные геодинамические факторы, связанные с механизмом формирования осадочных бассейнов в регионе Юго-Восточной Азии, включают в себя: субдукцию Индийской плиты вдоль Суматранской дуги, столкновение Индийской плиты с Евразийской, спрединг Южно-Китайского моря.

Бассейны вдоль Суматранской дуги были образованы обратным дуговым механизмом в результате ослабления процесса субдукции. Задуговые бассейны образовались еще до индийско-евразийского столкновения, раньше (в основном в эоцене), чем другие бассейны Юго-Восточной Азии, и оказали сильное влияние на перераспределение близлежащих микроплит.

Коллизия Индийской плиты с Евразийской происходила одновременно с вращением и движением на север Филиппинской дуги, создавая пространство для перемещения геоблоков вдоль основных разломов в регионе в результате сжатия Индийской плиты. Следовательно, эти геоблоки вытеснялись из Тибета на юг и юго-восток. Также считается, что в данной тектонической обстановке континентальная кора Индокитая вытягивается с северо-запада на юго-восток вдоль основных систем разломов Красная река – Три Пагоды – Мапинг.

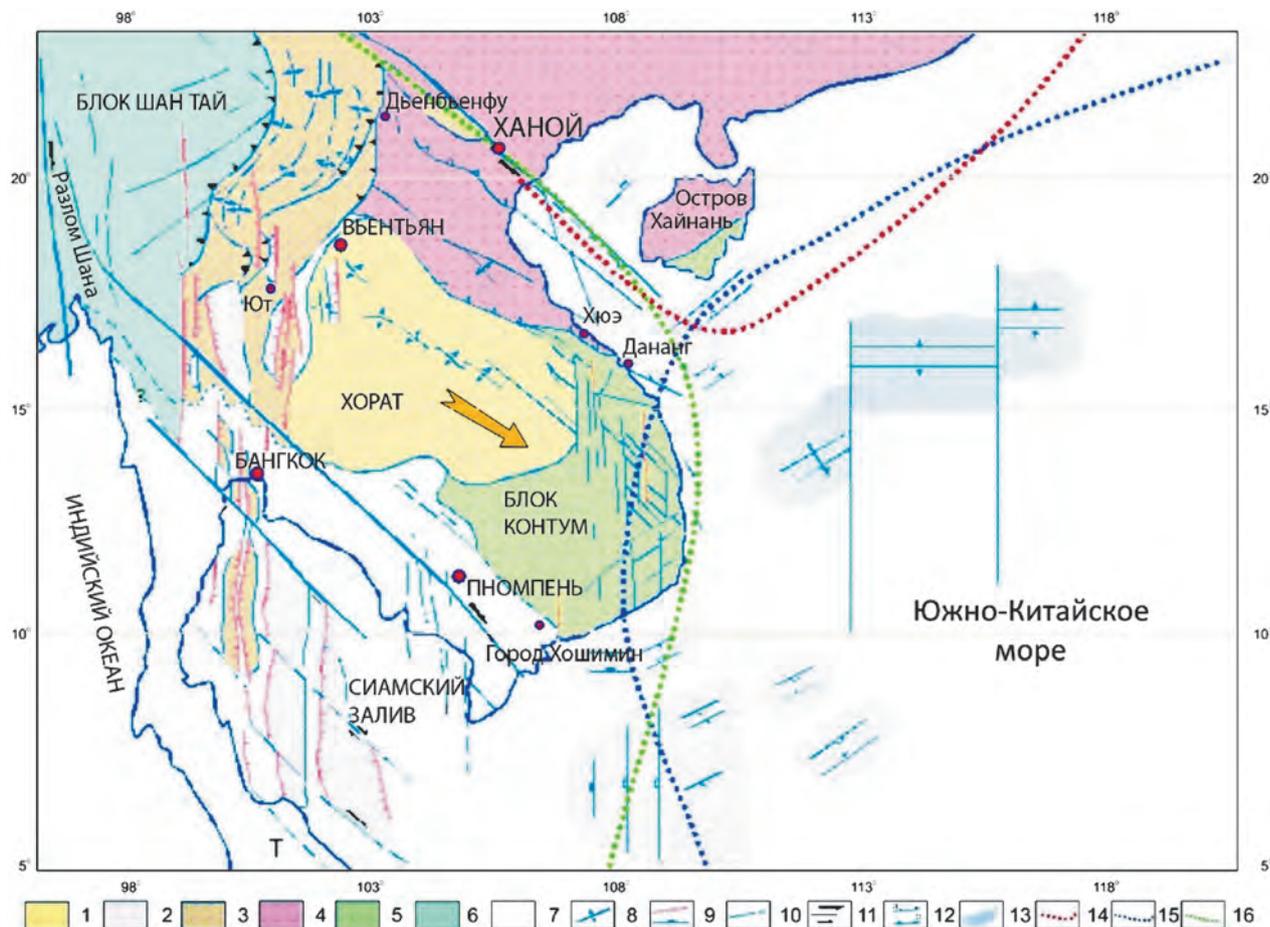
Из-за столкновения Индийской плиты с Евразийской, с тенденцией смещения к северу (эоцен – настоящее время), экструзионные движения этих геоблоков также изменили свое направление с течением времени. Геоблоки в южной части разломной системы Трех Пагод были выдавлены раньше, в эоцене или начале олигоцена, и вытеснены на юг, образуя осадочные бассейны и системы разломов, простирающиеся с севера на юг (например, бассейн Паттани в Сиамском заливе). Впоследствии геоблоки, зажатые между разломными системами Трех Пагод и Красной реки, были выдавлены в олигоцене и раннем миоцене. Экструзия в северной части, вероятно, произошла в раннем или среднем олигоцене, раньше, чем экструзия в южной части, которая закончилась в конце раннего миоцена. Сила сжатия в южной части, вероятно, была сильнее, что привело к большему смещению по сравнению с северной частью и, в конечном итоге, к формированию нынешней S-образной береговой линии Вьетнама. Эта гипотеза также объясняет за-

вершение синрифтового периода южной части бассейна Красной реки в конце раннего миоцена.

Формирование и спрединг дна Южно-Китайского моря, реактивация которого усложняет тектоническую обстановку региона, является важным геодинамическим фактором, увеличивающим площадь бассейна.

Период растяжения, вероятно, предшествовал периоду спрединга. Это могла быть фаза столкновения в эоцене, которая названа фазой возникновения рифта или фазой распада [Holloway, 1982]. Таким образом, формирование осадочных бассейнов во Вьетнаме (например, групп бассейнов Чьонг Са и Хоанг Са) и спрединг морского дна Южно-Китайского моря могут иметь один и тот же геодинамический механизм. Период спрединга Южно-Китайского моря был периодом перестройки структуры

микроплит, обеспечившей пространство для расширения и спрединга не только Южно-Китайского моря, но и пассивных окраинных бассейнов, таких как Хоанг Са, Чьонг Са и Фухань. В результате бассейны были заполнены мощными толщами отложений, начиная с олигоценового возраста. Спрединг Южно-Китайского моря прекратился в конце раннего миоцена. Рифтогенные процессы могли продолжаться и в среднем миоцене (поздний рифтогенез) в некоторых районах с интенсивной вулканической активностью. Помимо вышеупомянутых геодинамических факторов, существуют и другие факторы, которые играют значительную роль в формировании осадочных бассейнов Вьетнама, но сегодня либо не наблюдаемы, либо с трудом поддаются наблюдению: движение на север Филиппинской микроплиты и ее вращение против



**▲ Рис. 1.15.** Модель влияния тектонических элементов на процесс формирования бассейнов. 1 – миоценовые отложения коратского шельфа; 2 – олигоцен-миоценовые бассейны; 3 – депоцентр мезозойско-эоценовых бассейнов; 4 – Вьетнамская палеозойская осадочная зона; 5 – блок Контум; 6 – блок Шан Тай; 7 – сложно дифференцированные микроплиты и современные отложения; 8 – основная ось вращения; 9 – разлом; 10 – нормальный разлом; 11 – направление смещения; 12 – зона сочленения: (а) кайнозой, (б) пре-триас; 13 – морские толщи; 14 – линия влияния до столкновения с Индийской плитой; 15 – линия влияния экстррузии; 16 – линия влияния спрединга дна Южно-Китайского моря

часовой стрелки; вращение геоблока Борнео; вращение Южно-Китайского моря (рис. 1.15).

Другой редко обсуждаемый геодинамический фактор – влияние юга азиатского континента на эволюцию Южно-Китайского моря. Во время позднего мела – палеогена региональное поле напряжений, ориентированное с северо-востока на юго-запад, привело к раскрытию ряда разломов, образуя рифтогенные бассейны северо-восточного – юго-западного простирания. Эти бассейны рассматриваются как межгорные бассейны поздне-иеншанской орогенной фазы. Столкновение Индийской плиты с Евразийской в эоцене вызвало новую фазу рифтогенеза в северной части Южно-Китайского моря, примыкавшей к континенту. Этот период, произошедший до спрединга дна Южно-Китайского моря, называют периодом распада литосферы.

### Трансформационная модель (а) – формы бассейнов

Форма бассейна тесно связана с геодинамическими факторами, влияющими на процесс его формирования. Уникальность геодинамических факторов определяет разнообразие форм кайнозойских осадочных бассейнов Вьетнама. По структуре и форме бассейны подразделяются на следующие типы:

- ромб, параллелограмм, типичные для сдвигового растяжения: бассейн Красной реки (северная и центральная часть) и бассейн Малай – Тхо-Чу;

- дифференцированный рельеф с небольшими параллельными чередующимися грабенами, типичный для локального сдвигового типа: бассейн Намконсон (западная часть), бассейн Фухань и группы бассейнов Хоанг Са и Чьонг Са;

- бобовидная или полумесяцеобразная форма, типичная для двух фаз спрединга моря в разных направлениях: бассейн Куулонг;

- неопределенный тип, формирующийся под влиянием различных геодинамических факторов: восточная часть бассейна Намконсон.

### Трансформационная модель (б) формирования (по Tarponnier)

Два основных элемента, необходимых для образования и развития бассейна, включают силу растяжения и пространство для растяжения. Как было сказано ранее, сила, вызывающая растяжение, создается силой столкновения, созданной гипотетической экстрюзией Индокитая в результате колли-

зии в районе Тибета, а пространство растяжения представляет собой современную область Южно-Китайского моря и континентальный шельф. Пространство растяжения создается за счет перемещений микроплит в районе Южно-Китайского моря. Вращательное движение, которое внесло значительный вклад в этот процесс, объясняется комбинированной моделью, сочетающей концепцию экстрюзии [Tarponnier et al., 1986] и кинетическую концепцию микроплит [Rangin et al., 1995a].

Поле напряжений растяжения и его интенсивность меняются со временем. Следовательно, экстрюзийное движение континентальной коры Индокитая дифференцировано, и интенсивность ее смещения также изменяется с юга на север, что приводит к многофазной экстрюзии, влияющей на величину и площадь растяжения.

Исследования континентальной коры материковой части Индокитая показывают, что береговая линия имеет S-образную форму, где наиболее выпуклая часть, обращенная к морю, представляет собой сильно консолидированный геоблок Контум. Северное его окончание соответствует бассейну Красной реки и связано с ним, а южное окончание связано с бассейнами Куулонг и Намконсон. Таким образом, можно предположить, что геоблок Контум является главной геоструктурой, в то время как на двух его концах происходят процессы растяжения, что создает благоприятные условия для образования осадочных бассейнов.

В целом, все кайнозойские осадочные бассейны во Вьетнаме образовались в результате взаимодействия различных тектонических факторов (см. рис. 1.15). Весовые коэффициенты этих взаимодействий варьируются в зависимости от географического положения бассейнов. Некоторые бассейны могли быть сформированы тектоническим фактором в одну фазу растяжения, в то время как другие могли быть сформированы несколькими тектоническими факторами с многочисленными фазами растяжения (полицикличность). Такими тектоническими факторами были:

- мел-палеогеновая фаза растяжения в южной части континентального Китая;

- столкновение Индийской плиты с Евразийской плитой в эоцене: первая фаза разрушения или растрескивания континентальной коры;

- олигоцен-миоценовая экстрюзия: расширение и образование осадочных бассейнов с син-рифтовой мегапоследовательностью;

- спрединг Южно-Китайского моря (32–17 млн лет).

## 1.4. ВЫВОДЫ

---

В целом, геологическая история кайнозойских бассейнов (эоцен – настоящее время) имеет сходные черты с историей геологического развития других бассейнов Юго-Восточной Азии. Тектоническая активность с преобладанием процессов расширения продолжалась в течение палеогена – олигоцена (во многих местах вплоть до ранне-го миоцена) и проявилась в формировании толщ, преимущественно состоящих из континентальных отложений, переходящих в паралические от мелководных морских образований с карбонатными платформами до глубоководных аргиллитов. В этот период также развивались прибрежные равнины, заливы в устьях рек, сильное влияние оказывали приливно-отливные процессы. В конце среднего–позднего миоцена многие бассейны Юго-Восточной Азии подверглись компрессионному тектоническому режиму, что привело местами к инверсии депоцентов. Экструзивные базальты получили широкое развитие в Южном Вьетнаме с ранне-среднего миоцена до голоцена.

Возможно, почти все осадочные бассейны Вьетнама были заложены в олигоцене и подвергались воздействию основных тектонических факторов: экструзии Индокитайской плиты и спрединга Южно-Китайского моря. Эти два фактора были более или менее синхронными, что привело к их общему влиянию.

Эпиконтинентальные осадочные бассейны формировались в основном в горных, речных и озерных впадинах вдоль разломов северо-западного – юго-восточного простирания и на литоральных участках в различных тектоно-структурных условиях, во впадинах и рифтах различных размеров, возраста и амплитуды. Они также формировались как вулканогенные бассейны, в основном распространенные в Южном Вьетнаме, и менее распространенные в Центральном Вьетнаме и на западе Северного Вьетнама. В осадочных бассейнах широко распространены терригенные отложения: алевролиты, аргиллиты, местами с прослоями лигнитов и битуминозных сланцев, диатомитов,

каолинитов и бентонитов. Бокситовые латериты (выветрившийся бокситосодержащий латерит), залегающие на базальтах, широко распространены на плато Южного Вьетнама [Hoang, Flower, 1998].

Несмотря на ряд общих черт в истории геологического развития, каждый кайнозойский осадочный бассейн имеет свои особенности эволюции. Бассейны сильно различаются в зависимости от географического положения и тектонического строения. В пределах Вьетнама выделено не менее 61 основных впадин, заполненных кайнозойскими осадочными толщами.

Особый интерес в настоящее время представляет континентальный шельф Центрального Вьетнама. Он выделяется крупным осадочным бассейном Фухань, который занимает почти весь центральный шельф вплоть до сдвиговой зоны Туи Хоа, но изучен недостаточно. Внешняя граница бассейна выходит за подножие материкового склона. В настоящее время этому бассейну уделяется особое внимание в связи с выяснившимися положительными перспективами нефтегазоносности и особенностями геологического строения. Часть исследований в совместной экспедиции в 88 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» были также сосредоточены в этом бассейне.

В пределах континентального шельфа восточной части Южного Вьетнама кайнозойские отложения широко распространены в крупных бассейнах, таких как бассейны Куулонг, Намконсон и Ту Чинь – Вунг Мэй. Эти бассейны представляют собой главную нефтегазоносную провинцию Вьетнама. Дальше на восток, в районе архипелага Чьонг Са, находится глубоководная группа бассейнов Чьонг Са. Они расположены в небольших узких межостровных прогибах и характеризуются осадками относительно небольшой мощности.

В соответствии с вышеизложенным, наши исследования были сосредоточены в трех главных зонах формирования осадочных бассейнов при вьетнамского континентального шельфа: северной, центральной и южной.

## ГЛАВА 2

# ГИДРОАКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

(А.В. Стороженко)

Морская вода является средой, содержащей различные фазовые включения: пузырьки и твердые взвеси, включения биологического происхождения – зоо- и фитопланктон, рыбу и другие морские организмы различного размера, продукты их жизнедеятельности. Также существуют гомогенные неоднородности, имеющие то же фазовое состояние, но отличающиеся по плотности, скорости звука, температуре и прочими физическими параметрами. Кроме того, морская среда характеризуется наличием интенсивных динамических процессов, течений, турбулентных образований, внутренних волн [Акуличев и др., 2016; Andreeva, Tarasov, 2003; Lavery et al., 2007]. Акустическое зондирование на основе обратного рассеяния звука позволяет изучать мелкомасштабную структуру морской среды, ее изменчивость непосредственно по ходу движения судна вдоль протяженных трасс с высоким пространственным разрешением.

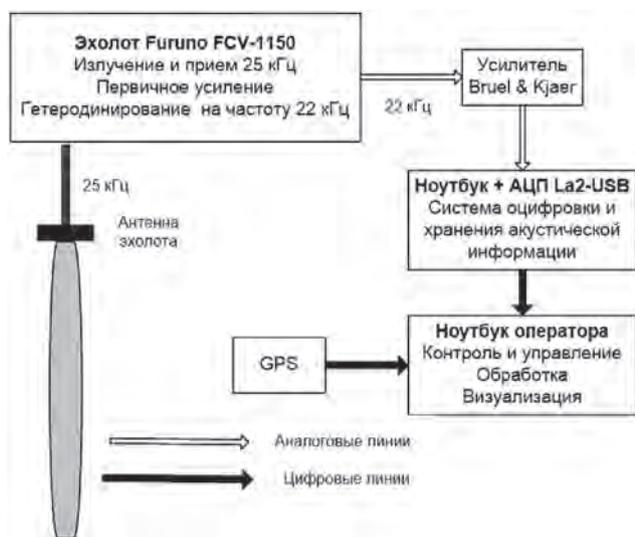
Целью акустических исследований, проводимых в рейсе № 88 НИС «Академик М.А. Лаврентьев» было получение данных о распределении и динамике неоднородностей различного происхождения на различных глубинах и выявление корреляционных связей между гидрофизическими и акустическими характеристиками водной толщи вдоль всего маршрута следования судна, батиметрическая съемка и поиск особенностей рельефа дна. Решались следующие задачи:

1. Непрерывное измерение коэффициентов обратного рассеяния звука с высоким пространственным и временным разрешением.
2. Построение батиметрических карт для обеспечения геофизических исследований.
3. Эхолотирование глубин в реальном времени для обеспечения экспедиционных работ по пробоотбору гравитационными трубками, коробчатым пробоотборником и проведению СТД зондирований.

### 2.1. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

На рис. 2.1 представлена схема акустической системы, применявшейся в рейсе № 88 НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в Южно-Китайское море

25.10.19–07.12.19 г. В основе системы рыбопоисковый эхолот FurunoFCV-1150 с рабочей частотой  $f=25$  кГц, обеспечивающий формирование излучения



▲ **Рис. 2.1.** Схема акустической системы, применявшейся на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в Российско-Вьетнамской экспедиции в Южно-Китайское море в 2019 г.; частота излучения  $f = 25$  кГц

и первичный прием на антенну судового эхолота ELAC (12 кГц). Работа осуществлялась на второй гармонике антенны. Принятый сигнал усиливался, фильтровался и гетеродинировался до частоты 22 кГц, и подавался на усилитель Bruel & Kjaer. Далее сигнал оцифровывался АЦП LA2-USB с частотой дискретизации 50 кГц. Вся аналоговая часть системы была расположена непосредственно у выхода кабеля излучателя в твиндеке судна. Контроль и управление работой осуществлялись удаленно из лаборатории по цифровому каналу Ethernet. Такая схема позволила избавиться от длинных аналоговых линий, что существенно улучшило помехозащищенность и дало возможность осуществлять запись непрерывно; на протяжении всей экспедиции, в общей сложности было записано ~55 Гб данных.

Последующая обработка – фильтрация, визуализация – осуществлялась при помощи специально разработанных программ в среде Matlab. Также были написаны программы для выделения на эхограммах отражения от дна и привязки глубин к координатам с сохранением в формате файлов «.tsf»: дата UTC, широта, долгота, глубина. Эти файлы использовались для построения батиметрических карт.

Навигационная привязка осуществлялась с помощью спутникового GPS приемника Garmin. Эти данные накапливались на регистрирующем ноутбуке и при обработке синхронизировались по време-

ни. В результате данные обратного рассеяния однозначно привязываются по времени и получают точные географические координаты.

## Теоретические основы

Метод акустического зондирования базируется на излучении звуковых импульсов и приеме обратно рассеянного на неоднородностях в толще звука [Акуличев, Буланов, 2017; Акуличев и др., 2016; Andreeva, Tarasov, 2003; Lavery et al., 2007]. Имея информацию об амплитудах падающей на объем  $V$  волны  $P_i$  и рассеянной в обратном направлении  $P_{bs}$  в приближении однократного рассеяния (борновском приближении) можно определить коэффициент объемного рассеяния  $m_V$  [Акуличев и др., 2016; Andreeva, Tarasov, 2003; Lavery et al., 2007]:

$$m_V = (2/\pi\theta^2 c\tau)(P_{bs}/P_i)^2, \quad (2.1)$$

где  $I_{bs} \sim P_{bs}^2$ ,  $I_i \sim P_i^2$  – интенсивности падающего на неоднородность и рассеянного звука соответственно,  $V$  – импульсный рассеивающий объем среды,  $V = \pi r^2 \theta^2 c\tau/2$ ,  $\theta$  – ширина диаграммы направленности излучателя,  $c$  – скорость звука,  $\tau$  – длина импульса звука.

Коэффициент объемного рассеяния звука  $m_V$  скоплением планктона (пузырьков и т.п.) определяется выражением, учитывающим функцию распределения включений по размерам в виде

$$m_V = \int_{l_{\min}}^{l_{\max}} \sigma(l) dN(l),$$

где размерность сечения рассеяния  $\sigma$  одиночным включением обычно задают в  $m^2$ , и тогда размерность коэффициента  $m_V$  определяется как  $m^{-1}$ .

Часто коэффициент рассеяния звука  $m_V$  записывают в логарифмической форме – в децибелах согласно формуле  $S_V = 101gm_V$  при этом размерность  $m_V$  берут в  $m^{-1}$ . На основе частотных зависимостей  $m_V(\omega)$  или  $S_V(\omega)$  можно установить тип рассеивателей, а также некоторые их характеристики, например, функцию распределения по размерам  $g(R)$  или массовую концентрацию  $m_g$ , определяемую в виде

$$m_g = (4\pi/3) \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} \rho' R^3 g(R) dR, \quad (2.2)$$

где  $\rho'$  – плотность включения. Удобно также ввести в качестве характеристики звуко рассеивающих слоев усредненную по толщине слоя  $h_{\max}$  величину коэффициента рассеяния  $\overline{m_V(r)}$ , а также допол-

нительно по глубине, согласно следующим выражениям:

$$\overline{m_V(r)} = \frac{1}{h_{\max}} \left[ \int_0^{h_{\max}} m_V(r, z) dz \right],$$

$$\overline{\overline{m_V}} = \frac{1}{L h_{\max}} \int_0^L \int_0^{h_{\max}} m_V(r, z) dz dr. \quad (2.3)$$

Общее выражение, позволяющее по экспериментальным данным для  $m_V$  получать данные по распределению биомассы  $m_g$  в рамках двух распределений – степенного ( $P$ ) и гауссовского ( $G$ ), можно написать в виде:  $m_g^{(P,G)}(r, f) = D^{(P,G)}(f) m_V(r, f)$ , где коэффициент  $D^{(P,G)}(f)$  зависит от частоты, подробно проанализированной в работах [Акуличев, Буланов, 2017; Akulich, Bulanov, 2011].

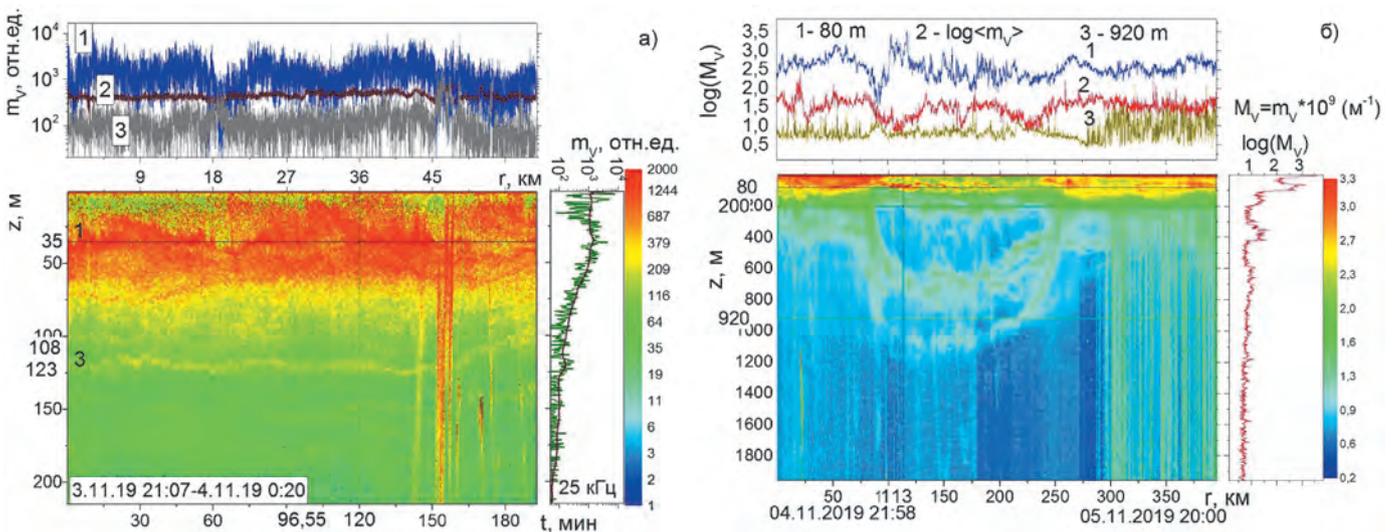
## 2.2. ИССЛЕДОВАНИЯ РАССЕЙЯНИЯ ЗВУКА ВДОЛЬ ТРАСС В ЯПОНСКОМ, ВОСТОЧНО-КИТАЙСКОМ И ЮЖНО-КИТАЙСКОМ МОРЯХ

Акустические исследования в Южно-Китайском море в ТОИ ДВО РАН проводились часто в 1980-х – начале 1990-х гг. Последние акустические исследования проводились в 2003–2004 гг. в период кругосветной экспедиции на парусно-учебном судне (ПУС) «Надежда».

Известно, что в последнее время резко возросло загрязнение Мирового океана, которое влияет на структуру мелкомасштабных неоднородностей и их динамику в толще водной среды. В свя-

зи с этим акустические исследования в Южно-Китайском море представляют большую ценность для сравнения структуры рассеяния звука на мелкомасштабных неоднородностях в различные годы.

Исследования в ноябре 2019 г. проводились на частоте 25 кГц вдоль различных трасс в Японском, Восточно-Китайском и Южно-Китайском морях. На рис. 2.2а представлено распределение коэффициента рассеяния звука  $m_V$  на частоте 25 кГц



▲ **Рис. 2.2.** Коэффициент рассеяния звука  $m_V$  на частоте 25 кГц вдоль трассы в северной части Южно-Китайского моря ( $16.2^\circ N$ ,  $114.0^\circ E$ ) (а). Коэффициент рассеяния звука  $m_V$  на частоте 25 кГц вдоль трассы в центральной части Южно-Китайского моря (б)

вдоль трассы в северной части Южно-Китайского моря (16.2°N, 114.0°E) на расстоянии  $r$  около 59 км (в ночной период в течение примерно 3 часов). График справа – вертикальный профиль  $m_v(z)$  при  $t = 120$  мин после начала эксперимента и усредненный профиль по всей трассе (плавная кривая); график вверху – распределение  $m_v(r)$  на различных глубинах: 1 –  $z = 35$  м, 3 –  $z = 123$  м, 2 – усредненное по глубине распределение  $\langle m_v(r) \rangle$ . На рис. 2.2б представлено распределение коэффициента рассеяния звука  $m_v$  на частоте 25 кГц вдоль протяженной трассы 396 км в центральной части Южно-Китайского моря. Представлены данные при непрерывной записи рассеяния в течение около 22 часов. На правом графике рис. 2.2б –  $m_v(z)$  при  $r = 113$  км, вверху –  $m_v(r)$  на различных глубинах: 1 –  $z = 80$  м, 2 –  $\langle m_v(r) \rangle$  по глубине от 0 до 200 м, 3 –  $z = 920$  м. По данным, приведенным на рис. 2.2б, хорошо видны суточные вариации коэффициента рассеяния звука, которые связаны с суточными перемещениями по глубине планктона и рыбы. На частоте 25 кГц удается получить данные по рассеянию звука на биологических объектах до значительных глубин более 1 км непосредственно на ходу судна.

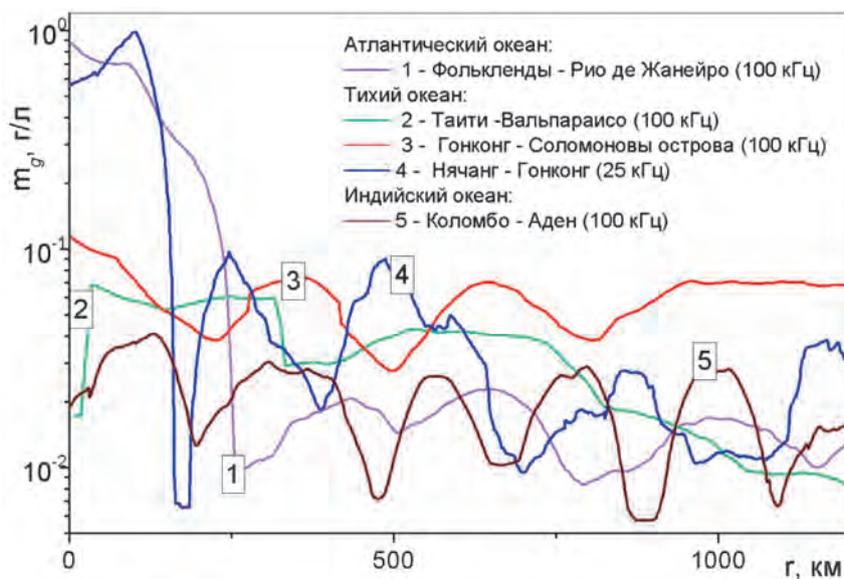
На рис. 2.3 представлены сравнительные акустические оценки концентрации планктона, полученные в 2003–2004 гг. в кругосветной экспедиции на судне «Надежда», а также в ноябре 2019 г. в 88 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев». Видно, что в открытом океане средняя концентрация планктона примерно одинакова в различных районах, включая суточные вариации концентрации планктона в открытых частях океана. Концентрация планкто-

на возрастает вблизи островов в тропической части океана и в окраинных морях, что согласуется с результатами различных авторов [Акуличев, Буланов, 2017; Akulichev, Bulanov, 2011].

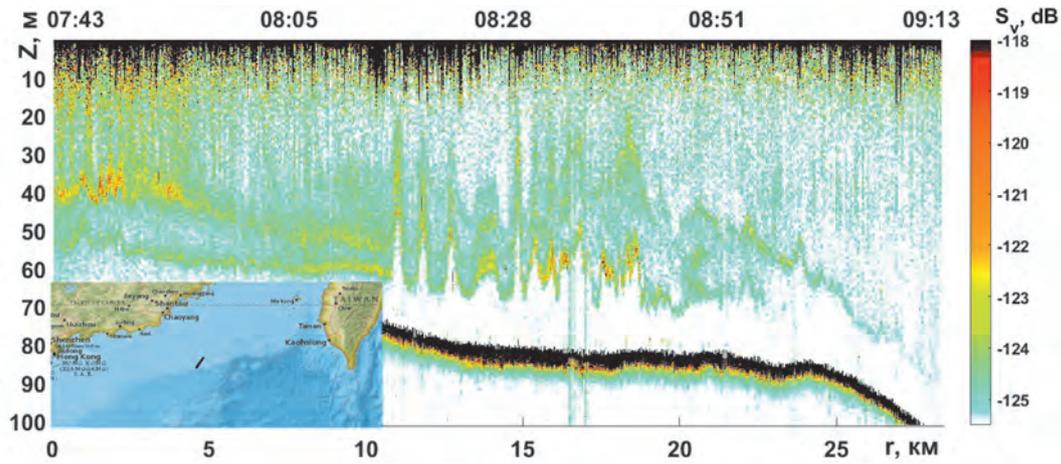
Мелкомасштабные неоднородности обычно локализованы в областях с максимальными градиентами температуры, т.е., как правило, в области сезонного термоклина. Это обстоятельство позволяет по аномальному рассеянию звука на планктоне и других микрон неоднородностях, локализованных вблизи термоклина, получать информацию о различных крупномасштабных нестационарных гидрофизических процессах в море – внутренних волнах, течениях и крупномасштабной турбулентности.

На севере Южно-Китайского моря на границе шельфа 02.11.19 г. наблюдалось прохождение интенсивных внутренних волн первой моды, захватывающих почти всю толщу воды (рис. 2.4). Длины волн были порядка 0.6–1.8 км, вертикальная амплитуда 20 метров.

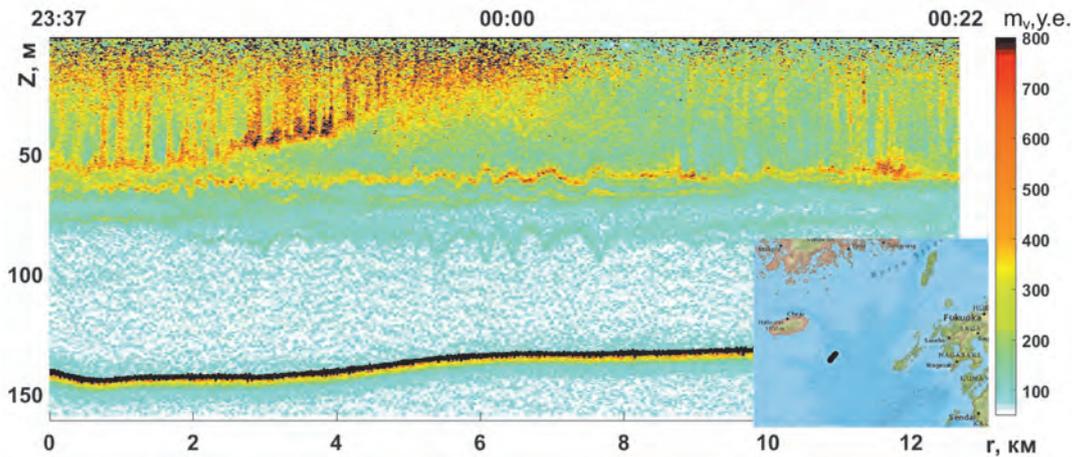
Внутренние волны второй моды довольно редко наблюдаемое явление [Yang et al., 2009], ранее наблюдалось только в нескольких местах: на побережье Британской Колумбии, в Индийском океане [Копуаев et al., 1995], на шельфе Нью-Джерси, в Черном море [Серебряный, Химченко, 2019], на континентальном шельфе Южно-Китайского моря и в некоторых озерах. В 88 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» 29.10.19 г. нам удалось зафиксировать на выходе в Восточно-Китайское море из Корейского пролива прохождение внутренних волн второй моды – вертикальные противофазные смещения слоев водной толщи, часть слоев двига-



◀ **Рис. 2.3.** Концентрация планктона по данным о рассеянии звука для различных районов Мирового океана (данные кругосветной экспедиции на ПУС «Надежда» в 2003–2004 гг., кривые 1, 2, 3, 5 – фрагменты одной и той же протяженности для трасс с переменной длиной; данные 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в 2019 г., кривая 4)



▲ Рис. 2.4. Внутренние волны первой моды на выходе из Тайваньского пролива 02.11.19 г.



▲ Рис. 2.5. Внутренние волны второй моды на выходе из Корейского пролива 29.10.19 г.

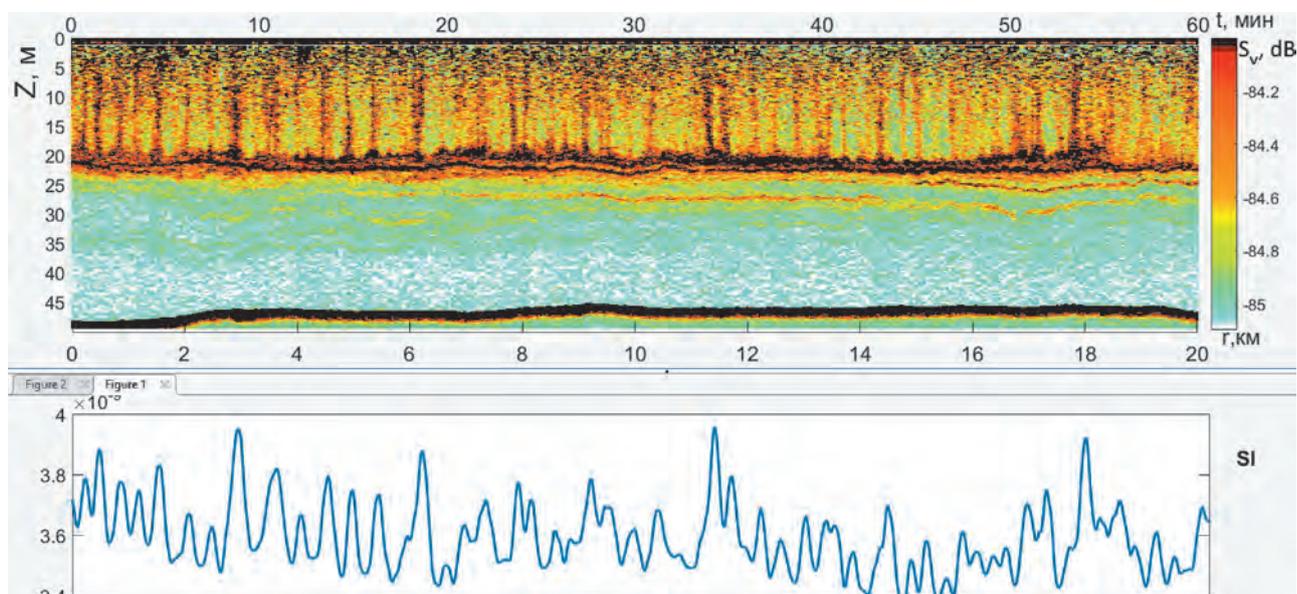
ется верх, при этом другая часть слоев – вниз, или наоборот (рис. 2.5), 4–8 км трассы, на глубине 50–100 м. Амплитуда волн достигала ~10 м при длине порядка 300 м. Можно предположить, что механизм их возникновения связан с взаимодействием внутренних волн первой моды, они так же наблюдаются в том районе, с особенностями топографии на границе шельфа.

Этот район также характеризовался наличием вертикальных полос с высокой и низкой концентрацией звукорассеивающих микрон неоднородностей: зоны конвергенции и дивергенции (рис. 2.6). Ширина полос составляет 100–300 м, располагаются они от верхнего 5-метрового до звукорассеивающего слоя на глубине 20 м.

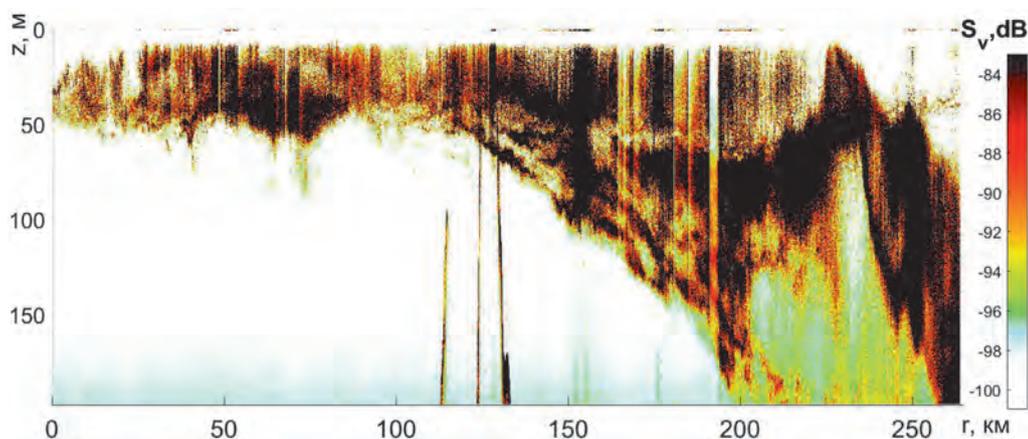
Исследование обратного рассеяния звука в Японском море проводилось с помощью судового эхолота Сарган и удалось записать сигналы рас-

сеяния звука на частоте 19.5 кГц. После приема, фильтрации и усиления сигналы оцифровывались и сохранялись на ноутбук. В результате удалось отследить положение фронтального раздела, отделяющего субарктические водные массы от субтропических. На рис. 2.7 видно, как вблизи точки с координатами 39.20°N 130.77°E звукорассеивающий слой с глубины около 50 м резко заглубляется на глубину 150–200 метров. Далее везде вдоль маршрута ниже параллели 39.20°N в теплых субтропических водных массах звукорассеивающий слой в глубоком море располагался на глубинах около 200 метров и ниже.

Как показано на рис. 2.7, наблюдается очень яркое различие в структуре рассеяния звука, что позволяет непосредственно на ходу судна с большим пространственным разрешением отследить детали фронтального раздела.



▲ **Рис. 2.6.** Зоны конвергенции и дивергенции в слое 5–20 м. На нижнем графике SI – сила слоя 5–19 метров. 29.10.19 г.



▲ **Рис. 2.7.** Рассеяние звука  $S_v$ (dB) на частоте 19.5 кГц, при переходе через фронт в Японском море

На основе вышесказанного можно сделать следующие выводы:

Акустическое зондирование на основе обратного рассеяния звука позволяет выявить тонкую структуру морской среды и ее изменчивость, проводить оценки распределения биомассы на протяженных трассах.

Показано, что в северной части Южно-Китайского моря и вблизи побережья Вьетнама концентрация планктона резко увеличивается, при этом

в верхнем деятельном слое моря наблюдаются типичные суточные вариации концентрации. Полученные результаты с интервалом примерно в 14–16 лет (1990, 2003, 2019 гг.) показывают сравнимые результаты по пространственной изменчивости зоопланктона в Южно-Китайском море.

Участие планктона в волновом движении в толще морской среды позволяет получить параметры внутренних волн – спектр и распределение по амплитудам.

## ГЛАВА 3

# ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В главе приводятся результаты морских и наземных геофизических исследований полуострова Индокитай и смежной акватории Южно-Китайского моря (Восточное море Вьетнама). Наземные исследования представлены сетью магнитотеллурических зондирований, выполнявшихся совместными усилиями сотрудников Лаборатории электрических и магнитных полей ТОИ ДВО РАН и ИМГГ ВАНТ. В комплекс морских исследований, выполнявшихся в рейсе № 88 НИС «Академик М.А. Лаврентьев», вошли гравиметрия, магнитометрия и батиметрия. Батиметрические данные были получены при обработке гидроакустической съемки, позволившей, помимо изучения распределения неоднородностей в толще воды, получать информацию о глубине моря до 2300–2500 м. Также авторами были проанализированы результаты геоморфологических исследований, выполнявшиеся в предшествующие годы на судах ДВНЦ АН СССР «Профессор Гагаринский» и «Академик Александр Несмеянов».

Исследования выполнялись с целью изучения глубинного строения и блоковой делимости земной

коры, тектоники, магматизма, а также морфологических особенностей морской части зоны перехода от полуострова Индокитай к Южно-Китайскому морю в пределах экономической зоны Вьетнама.

Геофизическая съемка выполнялась по нерегулярной сети профилей. Это обусловлено, в первую очередь, сложными гидрометеорологическими условиями, не позволяющими судну работать вдоль профилей широтного направления – наиболее оптимального направления для района работ. Вторым негативным фактором было сильное северное течение, которое не позволяло судну при движении на север развить скорость более 6 узлов, а также сильно влияющее на прямолинейность движения судна на профиле. Неблагоприятная гидрометеорологическая обстановка сохранялась на протяжении всего периода работы на полигоне, за исключением трех дней, когда условия для проведения гравиметрической съемки были удовлетворительные. Тем не менее, нам удалось выполнить как площадные исследования, так и отработать серию геофизических профилей (рис. 3.1).

► **Рис. 3.1.** Схема геофизических профилей, отработанных в рейсе № 88 НИС «Академик М.А. Лаврентьев». 1 – полигоны площадных исследований и их номер, 2 – профили геофизической съемки, 3 – характерные профили, используемые для описания распределения геофизических полей, 4 – маршрут движения судна



Исходя из особенностей района, основной объем работ пришелся на шельфовую часть акватории и материковый склон, несколько профилей вышли в глубоководную котловину. Основное направление профилей – меридиональное, субмеридиональное – вдоль изучаемых структур. В общей сложности было выполнено свыше 30 геофизических профилей. Ввиду того, что площадные иссле-

дования проведены в усеченном варианте, для понимания картины распределения геофизических полей над различными морфоструктурами нами были выбраны несколько профилей, в том числе скомпилированных из нескольких – так называемые «характерные» профили, распределение геофизических полей вдоль которых будет приведено ниже.

### 3.1. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

(М.Г. Валитов, Н.С. Ли, З.Н. Прошкина, Г.Н. Шкабарня)

**Гравиметрические измерения** выполнялись морским гравиметром ЧЕКАН-АМ в модификации «Шельф-Э» (сер. № 47) (рис. 3.2). Регистрация показаний гравиметра осуществлялась в цифровом виде на персональный компьютер.

На борту судна гравиметр был размещен в специальной лаборатории, расположенной вблизи матацентра судна и оснащенной индивидуальным

кондиционером для поддержания постоянной температуры.

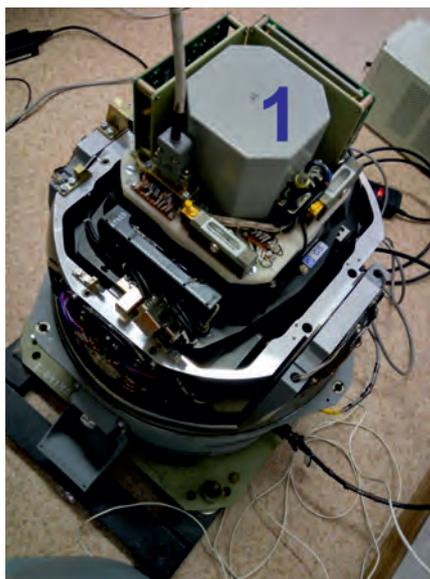
Экспедиционные гравиметрические работы включили в себя опорные (причалные), рядовые и контрольные морские измерения.

Опорные гравиметрические измерения проводились на борту судна в порту Владивосток, у стенки причала № 44В, где расположен вспомогательный береговой опорный гравиметрический пункт с известным абсолютным значением поля силы тяжести. Опорные гравиметрические измерения проводились до начала морских измерений для привязки последних к абсолютному уровню и после морских измерений для учета смещений нуля-пункта гравиметров. Продолжительность опорных измерений составляла двое суток.

Рядовые гравиметрические измерения выполнялись в общем комплексе геофизических работ на региональных профилях и отдельных полигонах по стандартной методике при равномерном и прямолинейном движении судна. Вариации курса судна составляли 2 градуса, вариации скорости – 0.3 узла.

Контрольные измерения выполнялись на полигонах по секущим профилям для оценки точности измерений.

Полученные данные обрабатывались в программе Chekan\_PP, где каждый профиль был избавлен от аппаратурных погрешностей, связанных с изменением курса и скорости судна. По результатам на-



▲ **Рис. 3.2.** Гравиметр Чекан-АМ (модификация Шельф-Э) без защитного кожуха во время предрейсовой поверки: 1 – гравиметрический датчик

блюдений по формуле (3.1) были вычислены аномалии в свободном воздухе, с учетом смещения нуля-пункта, поправки Этвеша и постоянной времени гравиметра:

$$\Delta g_a = \Delta g_n - \partial\gamma_0 + \partial g_s + \partial g_t \quad (3.1)$$

где:  $\Delta g_a$  – гравитационная аномалия в свободном воздухе, мГал;  $\Delta g_n$  – разность между показаниями гравиметров в море и на опорном пункте, с учетом смещения нуля-пункта, мГал;  $\partial\gamma_0$  – нормальное гравитационное поле Земли в точке вычисления аномалии, мГал;  $\partial g_s$  – поправка Этвеша, мГал;  $\partial g_t$  – поправка за инерционность измерительных систем гравиметров, мГал.

**Магнитометрическая съемка** магнитного поля Земли (МПЗ) выполнялась комплектом оборудования (рис. 3.3), состоящим из морского протонного магнитометра МБМ-1, гондолы с магниточувствительным преобразователем (датчиком), осциллографа, системы спутниковой навигации GPS, интерфейса для передачи измеренных данных в персональный компьютер (ПК) и ПК.

Измерительное устройство магнитометра МБМ-1 (см. рис. 3.3, б) буксировалось на кабеле длиной 250 метров с кормы левого борта судна. Рабочее вещество – гексан с соляром, время релаксации  $\approx 2$  сек, цикл измерений – 4 сек. Полученные данные вводились в ПК по протоколу RS-232 устройством ввода, разработанным и изготовленным в лаборатории электрических и магнитных полей ТОИ. В ходе проведения магнитной съемки на компьютер одновременно собирались как данные магнитного поля, так и данные навигации с GPS

«Garmin». Сбор магнитометрических данных проводился в системе координат WGS-84. В результате программой сбора создавались файлы, в которых данные были разделены на 2-часовые блоки, с последовательно записанными в порядке поступления значениями.

После завершения магнитной съемки обработка полученных файлов выполнялась в следующей последовательности:

1) **Распаковка данных.** Полученные файлы в формате \*.txt с помощью специально созданной программы конвертировались в файлы формата \*.tsf, в котором данные разделялись на столбцы. Далее происходила предварительная оценка полученного файла, устранялись технические ошибки.

2) **Исправление ошибок.** Фильтрация и сглаживание магнитного поля осуществлялась в программе Tsoft [Van Camp, Vauterin, 2005]. Исправлялись грубые ошибки (сбои) в измеренных значениях магнитного поля, обусловленных аппаратурными шумами, волнением моря и прочими причинами.

3) **Разбивка на галсы.** Такое разделение необходимо для интегрирования градиента вдоль прямолинейных участков профилей съемки и исключения поворотов с галса на галс. Разбиение на галсы производилось по фактическим координатам датчика. После исключения поворотов происходила увязка полученных данных, учет курсовой девиации. Курсовая девиация во время съемки не превышала 1–2 нТл.

4) **Расчет аномального поля.** По наблюдаемым значениям магнитного поля расчет аномального



▲ Рис. 3.3. Комплект морского магнитометрического оборудования: а – магнитометр МБМ-1, осциллограф, ПК; б – катушка с гондолой

магнитного поля (АМП) производился по формуле (3.2):

$$\Delta Ta = T - T_n - \delta T \quad (3.2)$$

где:  $\Delta Ta$  – аномальное поле;  $T$  – наблюдаемое поле;  $T_n$  – нормальное поле;  $\delta T$  – поле вариаций.

Расчет нормального магнитного поля осуществлялся по сферическим коэффициентам, рекомендуемым Международным геодезическим и геофизическим союзом (IUGG), по модели IGRF [Thebaud et al., 2015] на эпоху 2015 года с учетом коэффициентов векового хода.

Для введения поправок за геомагнитные вариации в магнитное поле исследуемой территории были использованы данные наземной обсерватории «Da Lat» [INTERMAGNET..., 2019], расположенной в городе Далат (центральное нагорье Вьетнама, столица провинции Ламдонг). Амплитуда вариаций на период исследований колебалась от –40 до 60 нТл.

5) **Построение карт изодинам и план-графиков.** Построение карты АМП производилось в программе Surfer Golden Software, для чего полученная нерегулярная сеть наблюдений АМП пересчитывалась в регулярную сеть с квадратной ячейкой размером  $0.002^\circ$ . Интерполяция выполнялась методом «Triangulation with Linear Interpolation». Полученный таким образом грид, сглаживался квадратной палеткой размером  $11 \times 11$  точек для устранения шумов и помех. Графики аномалий были построены вдоль «характерных» геофизических профилей в программе Grapher Golden Software.

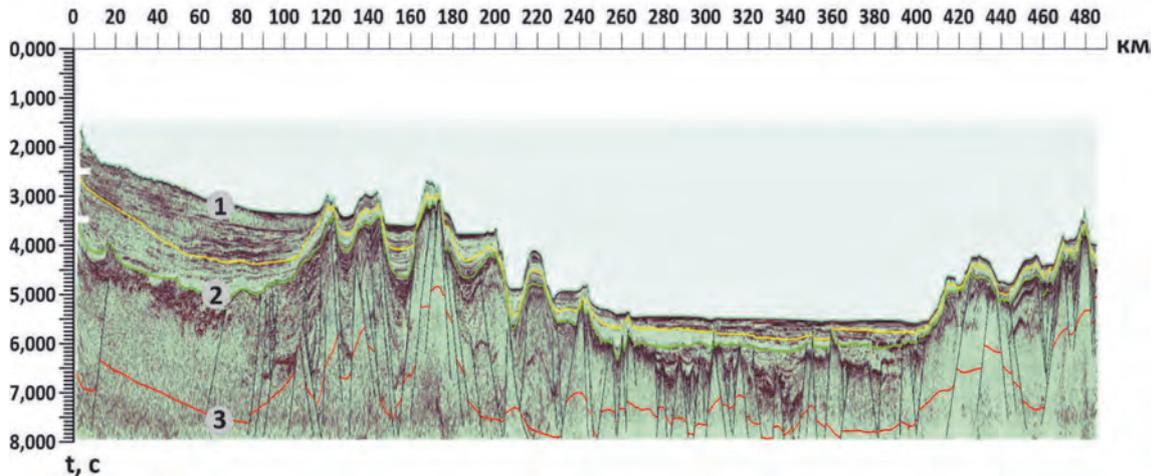
### Используемые данные и методика структурно-плотностного моделирования

Результаты гравиметрических исследований, выполненные в 88-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев», были сопоставлены с глобальной базой спутниковой альтиметрии [Sandwell et al., 2014]. Анализ применимости альтиметрических данных к задачам региональной геофизики дан в работе [Мелихов и др., 2004], где подробно рассматриваются факторы, вносящие погрешности в альтиметрические измерения и способы их коррекции. В работе показано, что систематическая ошибка при сопоставлении морских и альтиметрических данных обусловлена использованием различных моделей геоида для вычисления нормального поля. Устранить это несоответствие можно, пересчи-

тав альтиметрические данные по формуле перехода [Железняк, Конешев, 2000] и убрав остаточные тренды методом линейной регрессии. Полученные таким образом данные сопоставимы по уровню с набортными гравиметрическими съемками и могут быть использованы для структурно-плотностного моделирования и тектонических построений.

Для геологической дифференциации комплексов пород рассматриваемого структурно-плотностного разреза, использовались данные магнитной съемки. В шельфовой части они были сопоставлены с базой аномального магнитного поля Восточной Азии [Geological Survey..., 2002], что позволило оценить систематическую ошибку между этими данными и убрать ее из глобальной базы, тем самым приведя глобальные данные к одному уровню с набортными измерениями. Это позволило получить распределение аномального магнитного поля за пределами изученной набортными методами акватории и выделить, на основе анализа распределения гравитационных и магнитных полей, вулканогенно-осадочные комплексы, проследить основные тектонические нарушения.

Определение достоверных плотностных границ является наиболее важной задачей при проведении структурно-плотностного моделирования. Чем больше жестко закрепленных границ имеется в модели, тем достовернее будет результат моделирования. Нами использовалось несколько плотностных границ разной степени «жесткости». Основная жестко закрепленная граница – рельеф дна в пределах полигонов исследований – была получена в результате прямых измерений, а за пределами изученной акватории – по данным сейсмического профиля CSL07-10 [Nguyen et al., 2013] (рис. 3.4), совпадающим с моделируемым профилем (МП) на отметках от 0 до 450 км, и базы данных NGDC (NOAA National Centers for Environmental Information). Необходимо отметить, что мелкие возвышенности дна, имеющиеся на профиле CSL07-10, отсутствуют в глобальной базе данных NGDC, но создают аномалии в гравитационном поле. Пересчет времени двойного пробега волны в мощность водного слоя позволил восстановить рельеф дна на этом участке. Сопоставление пересчитанных данных с данными NGDC на участках со спокойным рельефом показало хорошую сходимость. Граница «осадочный чехол – акустический фундамент» являлась следующей жесткой границей в северо-западной и центральной части МП. Ее положение было также получено путем пересчета временных данных профиля CSL07-10 [Nguyen et al., 2013]. Поми-



▲ **Рис. 3.4.** Опорный сейсмический разрез по профилю CSL07-10 [Nguyen, 2013]. Цифры в кружках – сейсмические границы: 1) дна моря; 2) миоценового сейсмокомплекса; 3) докайнозойского фундамента

мо горизонтальных границ, с этого профиля использовались и вертикальные границы (разломы), позволившие обосновать «наполнение» МП тектоникой. К сожалению, основная гравитирующая граница – поверхность Мохо, закреплена менее надежно. МП пересекает профиль ГСЗ NHD973-1 [Yu et al., 2018] на отметке 600 км (рис. 3.5). В окрестностях точки пересечения мы использовали допущение, что глубинные границы внутри однородной структуры слабо изменяются, поэтому распространили сейсмические границы профиля NHD973-1 на плотностной разрез. Еще один профиль ГСЗ, находящийся севернее МП и параллельный ему, состоящий из двух профилей АДСС CFCST-OBS2013, CFCST-OBS2011 [Liang et al., 2019] (см. рис. 3.5), использовался нами для корректировки структурно-плотностной модели. Данные этого профиля позволили оценить минимальную мощность коры в котловине и глубинное строение перехода глубоководная котловина – горы Наньша.

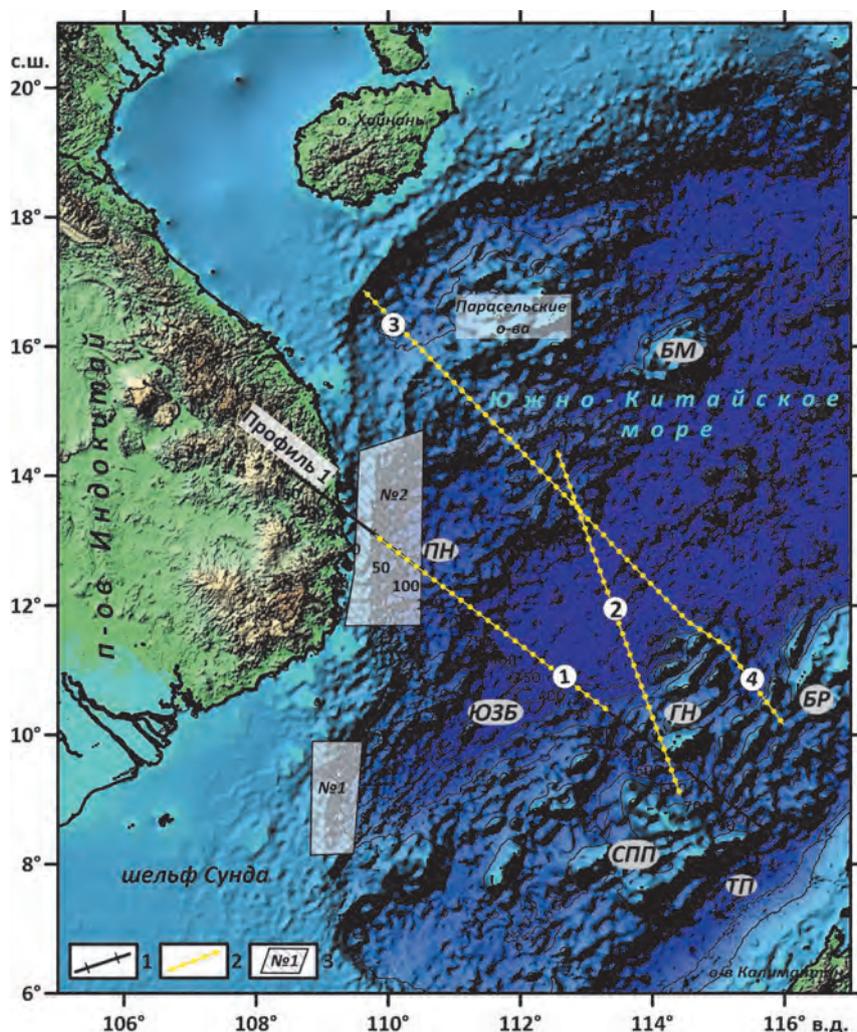
После закрепления опорных границ выполнялось собственно плотностное моделирование по стандартной методике в программе, разработанной в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН [Колпащикова, 2007]. Суть методики заключается в том, что интерпретатор в условиях закрепленного по априорным данным структурного каркаса и диапазона изменения плотности для определенных геологических комплексов подбирает плотности и положение «свободных» плотностных границ так, что в результате решения прямой задачи от полученной структурно-плотностной модели минимизируется расхождение между расчётным и наблюдаемым гравитационным полем. Процесс

носит итеративный характер, после каждого расчета оператор вносит необходимые изменения в модель. Процесс моделирования заканчивается, когда сходимость между расчетным гравитационным эффектом от последней модели и наблюдаемым полем становилась не хуже тройного интервала погрешности определения гравитационных аномалий ( $\pm 5 \div 10$  мГал).

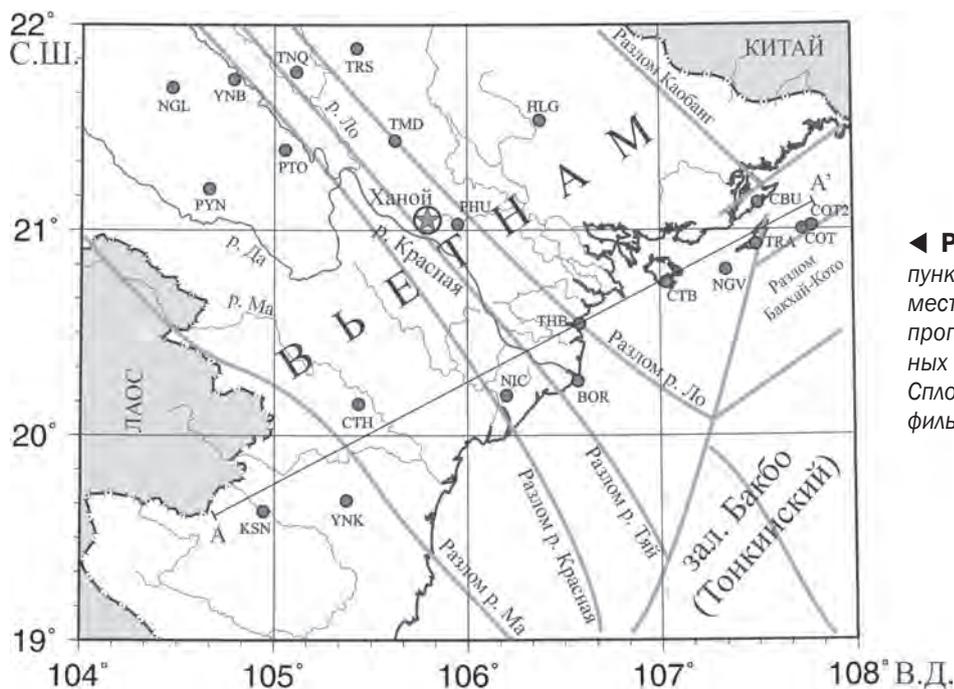
### Методика регистрации вариаций компонент магнитотеллурического поля

В данной работе представлены также результаты магнитотеллурических (МТ) исследований Северного Вьетнама, позволившие оценить все ещё недостаточно изученное глубинное строение уникального региона – контакта тектонических плит, разных по возрасту, степени метаморфизма, характеру магматизма, в зоне разломов реки Красная [Phuong, 1991; Phach, 2001]. МТ-зондирования, выполненные в ходе пяти экспедиций (2012–13, 2015 и 2016–17 гг.) в 20 пунктах, расположенных по трём профилям северо-восточного направления (рис. 3.6), позволили сформировать глубинную геоэлектрическую модель тектоносферы, главными элементами которой являются системы сквозьлитосферных электропроводящих разломов и высокоомные разрывы проводящей астеносферы.

Регистрация МТ-поля осуществлялась с применением трехкомпонентного магнитометра LEMI-025 [Korepanov et al., 2007] и цифрового измерителя теллурического поля конструкции ТОИ ДВО



◀ **Рис. 3.5.** Схема расположения геофизических профилей на батиметрической (здесь и далее по материалам [https://topex.ucsd.edu/WWW\\_html/mar\\_topo.html](https://topex.ucsd.edu/WWW_html/mar_topo.html)) основе: 1 – профиль структурно-плотностного моделирования (Профиль 1); 2 – опорные сейсмические профили: 1) SCL07-10 [Nguyen et al., 2013]; 2) NH973-1; 3) CFCST-OBS2013; 4) CFCST-OBS2011; 3 – полигоны морских геолого-геофизических исследований рейса 88 НИС «Академик М.А. Лаврентьев». БМ – банка Макксфилд, ПН – плато Най, ЮЗБ – юго-западный подбассейн, ГН – подводные горы Наньша, БР – банка Рид, ТП – трог Палаван, СПП – Саравак-Палаванская провинция (по [Кулиничу и др., 1989])



◀ **Рис. 3.6.** Схема расположения пунктов наблюдения МТ-поля по совместным российско-вьетнамским программам 2012–2017 гг. и основных разломов Северного Вьетнама. Сплошной линией обозначен профиль построения геоэлектрического разреза АА'

РАН на пунктах CBU, COT1, TRA, BOR (рис. 3.6). На пунктах COT2, NGV, NIC регистрировались только горизонтальные электрические компоненты. На остальных пунктах регистрация электрических и магнитных компонент МТ-поля производилась с применением магнитотеллурической станции LEMI-417.

Длина измерительных электрических линий составляла 400–700 м, что чаще всего обеспечивало уровень сигнала, достаточный для надежной регистрации. Однако в пунктах, выполненных в зонах выходов низкоомных разломов (HLG, YNB, TRS, PYN, CBU), уровень сигнала был сопоставим с уровнем шумов. Измерительные электрические линии разматывались в направлениях север–юг (ось  $x$ ) и запад–восток (ось  $y$ ). В отдельных пунктах прокладывались дополнительные измерительные линии под углом  $45^\circ$  по отношению к основным. Магнитные компоненты во всех пунктах регистрировались в единой системе: ось  $x$  – север–юг, ось  $y$  – запад–восток, ось  $z$  – вертикально вниз. Частота дискретизации магнитных и электрических вариаций составляла 1 Гц. Моменты дискретизации синхронизированы по GPS с всемирным временем

UTC. Длительность сеансов непрерывной регистрации МТ-поля составляла от 3 до 10 суток, что обеспечило расширенный диапазон обрабатываемых периодов до 15 000–20 000 с. Все сеансы регистрации МТ-поля сопровождалась синхронной регистрацией магнитных компонент на магнитной обсерватории PHU (Ханой), расположенной в центре исследуемой площади.

В числе неблагоприятных факторов можно отметить регулярные порывы измерительных линий местным населением, а также градиентный характер хода естественного потенциала, особенно в пунктах, выполненных на местности с большим перепадом высот и резким изменением режима приповерхностных вод в условиях тропических дождей. Но основная сложность этих работ связана с широким развитием электрокоммуникационных сетей, особенно полустационарного характера, что определяло повсеместный высокий уровень техногенных помех, особенно в пунктах ТНВ, СТВ, NGL. Этим фактором были обусловлены повторные наблюдения ряда пунктов и необходимость выработки подхода к интерпретации данных с высоким уровнем помех.

---

## 3.2. МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ ПОЛУОСТРОВА ИНДОКИТАЙ

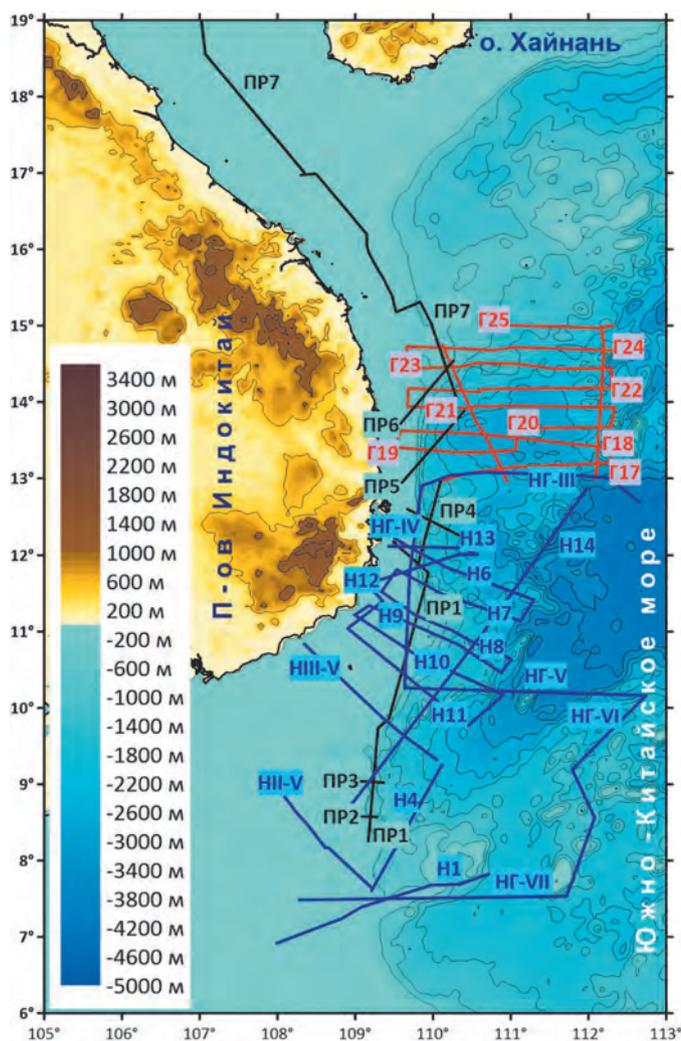
(Ю.И. Мельниченко, М.Г. Валитов, Т.Д. Леонова,  
Н.С. Ли, О.В. Белоус, А.В. Стороженко)

---

Подводная континентальная окраина полуострова Индокитай представляет собой континентальную террасу с отчетливо выраженным шельфом и материковым склоном. Она отличается резкими перепадами, значительными амплитудами и неравномерным распределением глубин, что предопределяет особенности гидродинамического режима и, в конечном итоге, газогеохимический баланс вьетнамской акватории Южно-Китайского моря.

Сведения о морфологии восточной части подводной окраины основываются на материалах эхолотного промера, выполненного авторами на отдельных полигонах в морских экспедициях на

НИС «Академик Александр Несмеянов» (2-й рейс, 1-й этап, 1983 г.), «Профессор Гагаринский» (1990–1991 гг.) и «Академик М.А. Лаврентьев» (88 рейс, 2019 г.). Экспедиции проводились в рамках совместных российско-вьетнамских исследований Южно-Китайского моря. Эхолотный промер судовыми эхолотами и геофизические исследования осуществлялись на отдельных полигонах по сети профилей, в основном поперечных к простираанию склона с координатной привязкой по данным навигационной спутниковой системы (рис. 3.7). Расстояние между профилями на полигонах составляло 20–60 км.



▲ **Рис. 3.7.** Батиметрическая изученность восточной части подводной окраины Индокитая в экспедициях ТОИ ДВО РАН. На схеме промерные галсы с индексацией НИС и номером профиля: «Академик Александр Несмеянов» (Н 1 или НГ-V), «Профессор Гагаринский» (Г 20) и «Академик М.А. Лаврентьев» (ПР 3). Показаны рисунок рельефа в изобатах и резкие уступы склона в рельефе дна

По материалам промера составлены батиметрические схемы, 3D схема рельефа северного участка континентальной окраины и батиметрические профили; по отдельным профилям проведен статистический анализ морфометрических характеристик района исследования.

Первый из полигонов НИС «Академик М.А. Лаврентьев» находится в зоне перехода от континентального шельфа юго-восточного Вьетнама к глубоководному осадочному бассейну Намконсон (см. рис. 3.1; рис. 3.8, Б) [Шакиров и др., 2020а, 2021]. Шельф в этом районе представляет собой равнину, перекрытую мощным слоем осадочных отложений.

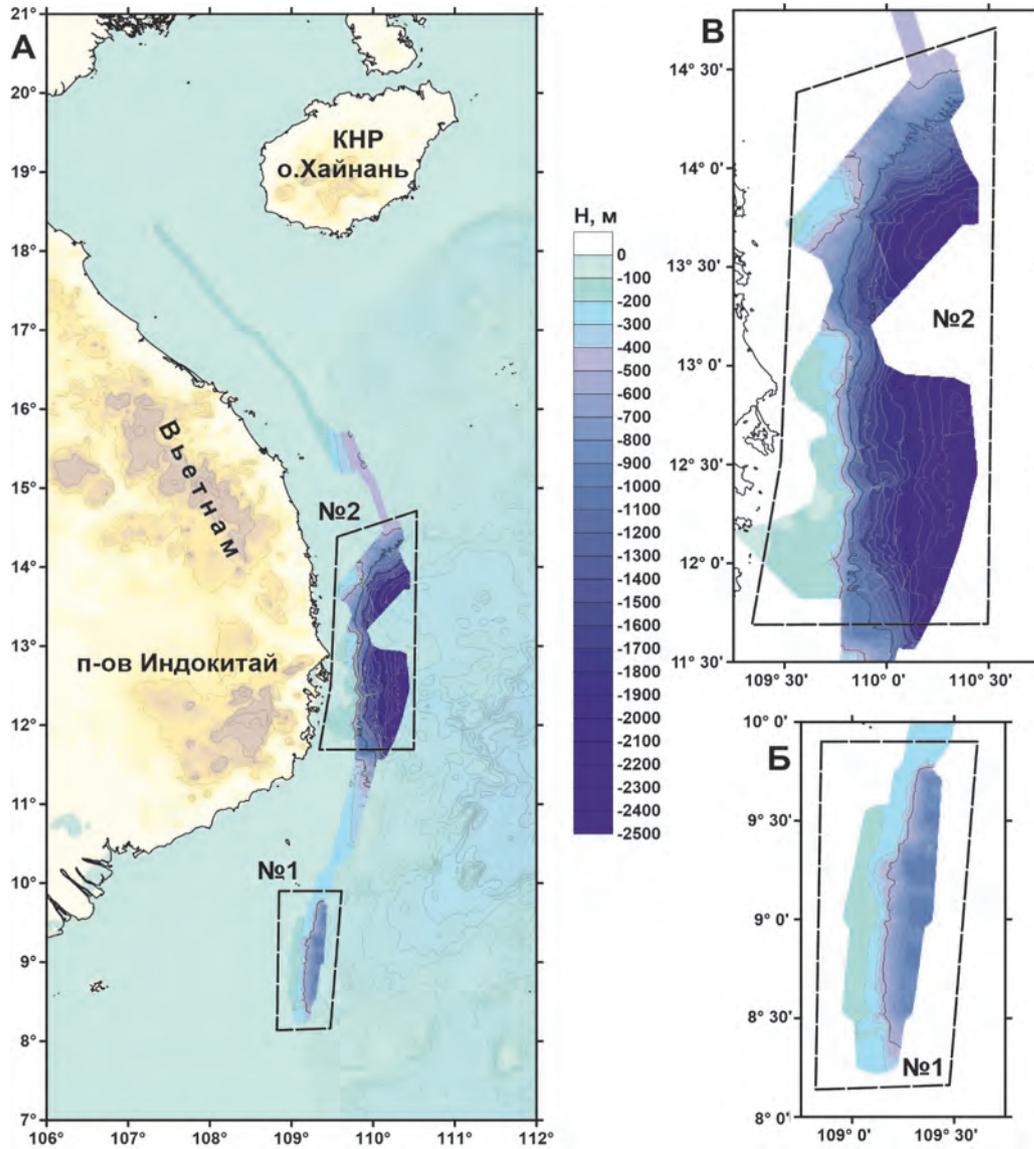
Поверхность шельфа разбита руслами многочисленных подводных долин, преимущественно восточного простирания (рис. 3.9, ПР 1–3). Наличие субгоризонтальной ступени на глубине 170–250 м позволяет предположить, что шельф на южном участке полигона расположен на двух гипсометрических уровнях: до 135–150 м – верхний и до 250 м – нижняя ступень со сглаженным уступом между ними. Переход к нижележащему склону резкий. На северном участке на глубинах нижнего шельфа (150–250 м) выделяется слабонаклонная ступень, а переход к склону здесь более плавный, чем на южном профиле.

Максимальные углы наклона континентального склона в пределах полигона составляют 3.75–4.15°, а зафиксированная глубина не превышает 950 метров. В меридиональном сечении верхняя часть склона разбита многочисленными подводными долинами, что свидетельствует о происходящих здесь активных эрозионных процессах. Следы эрозионной деятельности также отмечаются в зоне подножия склона.

По профилю перехода между полигонами 1 и 2 глубина моря изменяется от 240 до 280 метров. В центральной части профиля следы эрозионной деятельности на шельфе отсутствуют. На участке 200–350 км равнина шельфа имеет слабый наклон (0.05°) на север в сторону глубоководного бассейна Фухань. При приближении к бассейну наклон шельфа увеличивается, появляются многочисленные эрозионные каналы, пересекающие шельф в широтном направлении. Можно сделать вывод, что эрозионные процессы усиливаются и достигают максимума на отметке 100–120 км профиля. Здесь глубина вреза каньонов достигает 500 м. Углы наклона материкового склона в его верхней части достигают 10° и 6° – в районе подножия.

Второй полигон расположен в пределах континентальной окраины центрального Вьетнама и осадочного бассейна Фухань (см. рис. 3.8, В) [Шакиров и др., 2020а, 2021].

Западную часть полигона занимает континентальный шельф. Следует отметить, что бровка шельфа, расположенная на глубине 195–200 метров, слабо возвышается над частью дна, прилегающей к ней со стороны суши. Вероятно, она находится на передовой возвышенности фундамента, а углы наклона дна (0.04–0.07°) в сторону континента предполагают наличие здесь серии депрессий фундамента. Переход к континентальному склону очень резкий.

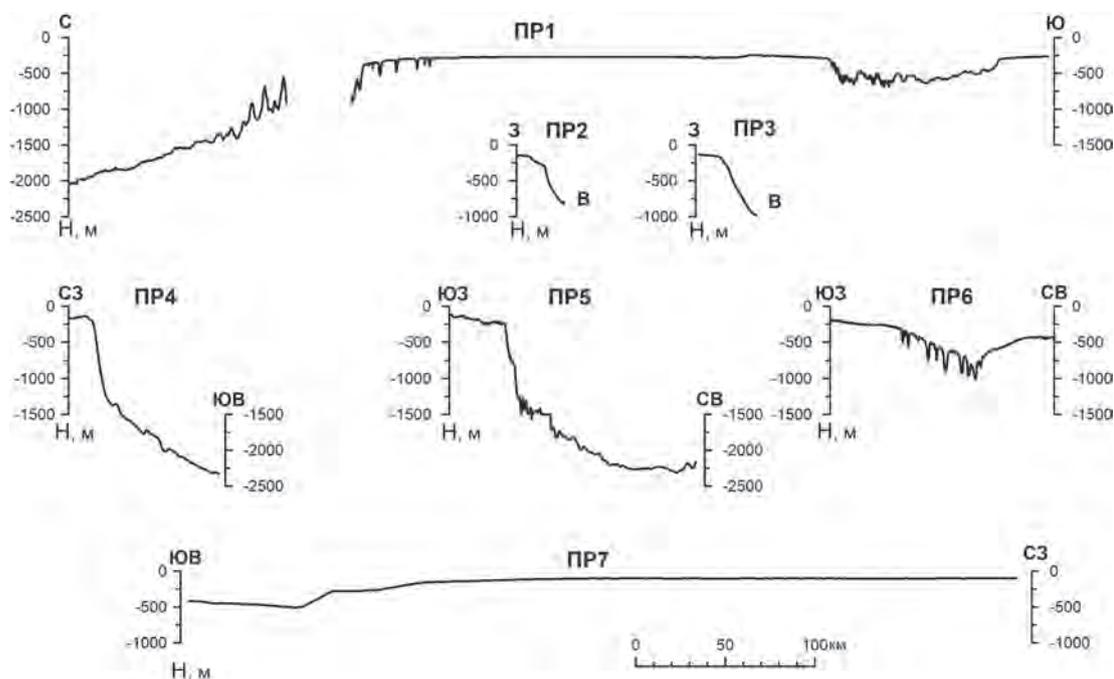


▲ **Рис. 3.8.** Полигоны батиметрических исследований в экспедиции 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев»: А – выполненная съемка на полигонах, границы полигонов показаны черной пунктирной линией; Б – рельеф дна на полигоне 1; В – рельеф дна на полигоне 2

Склон в этой части исследуемого района довольно крутой, углы наклона в сторону глубоководной котловины составляют  $4-9^\circ$  (см. рис. 3.9, ПР 4–6). Такая крутизна склона сохраняется до изобаты 1500 м. Далее на всех профилях наблюдается небольшая терраса (ступень), поверхность которой слабо наклонена в сторону континента ( $0.15-0.5^\circ$ ). Мористее, на изобате 1750 м слабо выделяется еще одна терраса. После верхнего уступа крутизна склона уменьшается до  $1.5^\circ$ , на поверхности дна появляются признаки эрозии и оползневых явлений, но для достоверной оценки объемов перемещенного материала необходи-

мо привлекать сейсмические методы. Профиль 5 (см. рис. 3.9) в северо-восточной части полигона на отметке 2300 м достигает дна глубоководного бассейна. Профиль 6 расположен севернее и пересекает среднюю часть материкового склона. На профиле четко выделяются эрозионные каналы с уровнем вреза каньонов до 250 метров.

К северу от полигона на профиле 7 (см. рис. 3.9) в структурном плане происходит замыкание осадочного бассейна Фухань. В рельефе дна на профиле бассейн не проявляется из-за выноса огромного количества терригенного материала рекой Красной – мощный осадочный чехол сгла-



▲ **Рис. 3.9.** Результаты батиметрических измерений в экспедиции 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» вдоль «характерных» профилей. Положение профилей см. на рис. 3.1, 3.7

живает все неровности кристаллического фундамента.

Профиль 7 начинается в средней части склона и выходит на шельф. Поверхность шельфа слабо наклонена (углы наклона  $0.2-0.5^\circ$ ) в сторону глубоководного бассейна. Перегибы поверхности выделяют слабую ступенчатость шельфа. На бровке шельфа, расположенной на глубине 95–110 м, отчетливо видны следы эрозии. На глубине около 250 м прослеживается ступень с обратным наклоном (в сторону суши). Крутым уступом она отделена от подводной долины.

Данные, полученные в 88 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев», дополнили результаты выполненных ранее исследований, проведенных по материалам рейса НИС «Профессор Гагаринский» (1990–1991 г.). В данном рейсе также был изучен участок между осадочным бассейном Фухань и крупной депрессией глубоководного плато Най (см. рис. 3.7).

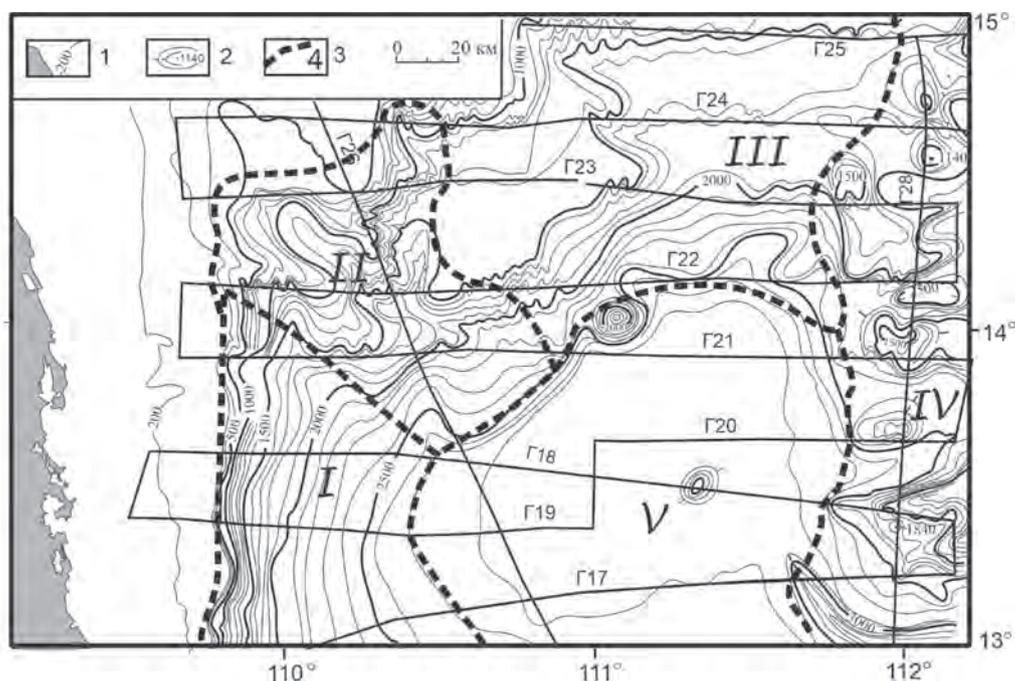
На профилях отчетливо видно, что абразионно-аккумулятивная поверхность шельфа, занимающего западную часть полигона, слабо наклонена к востоку, осложнена террасовидными ступенями, разделяющими их уступами и перегибами (рис. 3.10, 3.11, Г 18, Г 19, Г 21, Г 22). Бровка шельфа отчетливо выражена и в основном повторяет очертания береговой линии. Она выделяется на

глубинах 130–160 м, к северу местами опускается до глубин 250–320 м [Леорова и др., 2019]. Такое положение бровки шельфа может свидетельствовать о наличии нижнего уровня шельфа на данном участке.

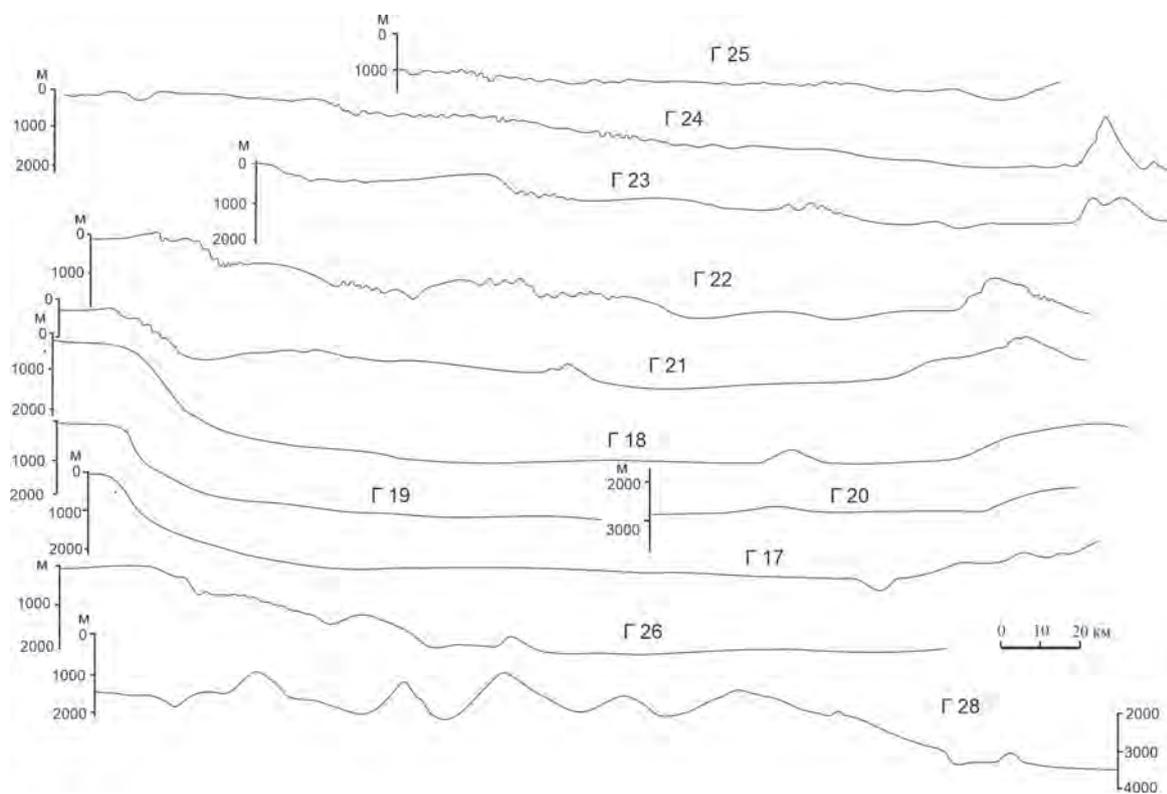
В пределах континентального склона в районе исследования можно выделить участки, резко различающиеся по степени расчлененности морского дна [Леорова и др., 2019].

Слаборасчлененный склон в юго-западной части полигона имеет генеральное субмеридиональное простирание, практически параллельное береговой линии (см. рис. 3.10, уч-к 1; рис. 3.11, Г 18, Г 19). Направление и морфология этого участка предположительно контролируются линеаментом  $110^\circ$ . В своей верхней части склон крутой, с углами наклона до  $15^\circ$ , однако с глубины 1600 м крутизна склона уменьшается до  $5-7^\circ$ . В основании в интервале глубин 2200–2600 м он становится пологим ( $1-2^\circ$ ) и переходит в глубоководную ступень. Склон осложнен крупной прямолинейной долиной, в верховьях которой заметны следы обрушения бровки шельфа (см. рис. 3.10, уч-к 1). В его средней части выделяются небольшие долины, обрамленные прирусловыми валами.

Севернее  $14^\circ$  с.ш. склон постепенно становится субширотным; также меняется характер расчлененности – его поверхность осложняется ступеня-



▲ **Рис. 3.10.** Батиметрическая карта участка континентального склона и схема профилей на полигоне исследований НИС «Профессор Гагаринский». 1 - изобаты, 2 - локальные отметки глубин, 3 - характерные геоморфологические районы (I - слаборасчлененный континентальный склон, II - интенсивно расчлененный долинами склон, III - ступенчатый склон, IV - цепь подводных гор, V - глубоководная ступень)



▲ **Рис. 3.11.** Батиметрические профили НИС «Профессор Гагаринский». Положение профилей показано на рис. 3.10

ми и системой каньонообразных подводных долин (см. рис. 3.10, уч-к 3; рис. 3.11, Г 22–25).

Ширина субгоризонтальных ступеней этой части склона изменяется в пределах 20–40 км, а их длина достигает 120 км. Они разделены уступами высотой до нескольких десятков метров, которые расчленяются большим количеством мелких подводных долин с глубиной вреза от 50 до 100 м. В восточном направлении глубина и расчлененность склона увеличиваются, а простирание ступеней изменяется с северо-восточного на субширотное примерно до  $112^\circ$  в.д. Наклон поверхности меняется от южного до юго-западного, их средняя крутизна составляет  $4\text{--}5^\circ$ , на отдельных участках уступов она достигает  $10\text{--}12^\circ$ .

В зоне сочленения разнонаправленных (субмеридионального и субширотного простирания) участков выделяется наиболее крупная, интенсивно расчлененная по бортам долина материкового склона (см. рис. 3.10, уч-к 2; рис. 3.11, Г 21, Г 22, Г 23, Г 26). В верховьях она состоит из двух депрессий с пологими асимметричными бортами. Западная ложбина, более широкая, начинается на глубине около 500 м, протягивается с северо-запада на юго-восток и на глубине 1600 м сливается с другой, более узкой ложбиной, которая начинается на глубине около 1500 м на ступени склона и протягивается с северо-востока на юго-запад. Глубина вреза долин составляет 80–200 м, а крутизна их склонов увеличивается по мере продвижения к тальвегу. Русло каньона, заполненное осадками, по данным гравиметрии протягивается далеко на юго-восток [Леонова и др., 2019]. Однако в рельефе дна здесь выделяется валообразное поднятие высотой более 200 м, представляющее собой конус выноса.

В восточной части полигона выделяется вытянутая по меридиану цепочка возвышенностей и подводных гор (см. рис. 3.10, уч-к 4; рис. 3.11, Г 28). Часть из них имеют изометричную в плане форму и конусообразные вершины. Впадины, разделяющие цоколи поднятий, вытянуты в субширотном направлении; перепад глубин здесь превышает 800 м. Рельеф дна в этом районе резко контрастный, ячеистый, что объясняется сложным строением фундамента. Узкая ложбина шириной около 10 км с глубиной вреза до 400 м, протягивающаяся в юго-восточном углу полигона, огибает субмеридиональную систему поднятий, изменяя на юге направление с субмеридионального на субширотное.

Центральную часть изученного района занимает глубоководная ступень, оконтуренная изобатой

3000 м (см. рис. 3.10, уч-к 5; рис. 3.11, Г 17–21), которая является частью обширной аккумулятивной террасы плато Най. В фундаменте ей соответствует разбитая разломами различной ориентации и осложненная системой блоков впадина, выполненная осадками мощностью более 6 км [Дубинин, Ушаков, 2001]. В пределах ступени выделяются изометричные куполообразные поднятия с относительной высотой 100–400 м. Отдельно стоящее куполообразное поднятие расположено у подножия склона примерно на  $111^\circ$  в.д. Его вершина, расположенная на глубине 1400 м, на 1200 м возвышается над уровнем основания.

Отчетливая контрастность структурного рисунка поверхности подводной окраины полуострова Индокитай, выявленная на полигонах в ходе промеров дна, проявляется в резких перепадах и значительных амплитудах глубин, а также часто меняющихся уклонах. Тектоника, безусловно, имеет преимущественное значение на начальном этапе формирования морфологического облика подводной континентальной окраины. Однако ее роль в значительной мере нивелируется экзогенными процессами, которые наиболее интенсивны в зоне суша–море. Для выделения тектонически обусловленных форм поверхности дна, где роль экзогенной составляющей морфогенеза велика, успешно применялись методы статистики [Бабошина и др., 1980]. Для разграничения степени влияния экзогенных процессов на изменение морфологического рисунка дна выполнен статистический анализ морфометрических характеристик подводной окраины Индокитая [Вербицкий и др., 1986].

Анализировались кривые рельефа по профилям промерных галсов, полученных во 2-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» в 1983 г. (см. рис. 3.7). Профили пересекали все элементы подводной континентальной окраины (шельф, континентальный склон, включая его подножие), осложненные террасами, уступами, расселинами и другими формами второго-третьего порядков. Кривые донного рельефа рассматривались как реализация случайных поверхностей в равновероятном поле глубин. Предполагается при этом, что мелкие неровности дна, имеющие высокий спектр изменчивости морфологии (высокую частоту), относятся к экзогенной составляющей кривых рельефа. Тектоническая составляющая характеризуется низкой степенью изменчивости, т.е. низкой частотой [Бабошина и др., 1980]. Статистический анализ кривых рельефа позволяет выделить низкочастотную часть и избавиться от высокочастотной со-

ставляющей, т.е. выделить основные характеристики тектонического рельефа.

Расчеты морфометрических параметров и статистических характеристик рельефа проводились по формулам теории случайных функций [Казакевич, 1971]. Они выполнены по 13 профилям (см. рис. 3.7; рис. 3.12), расположенным, в основном, по нормали к изобатам [Вербицкий и др., 1986]. Протяженность профилей разнообразная, но континентальную окраину они перекрывают полностью. Отдельные профили прошли вдоль изобат или под углом к ним. Их краевые части располагаются в пределах шельфа и ложа котловины. Поэтому статистические распределения параметров, просчитанные по профилю, невозможно отнести к какой-либо одной морфоструктуре. Выявляются лишь некоторые тенденции в распределении количественных показателей на данном участке (табл. 3.1).

Таблица 3.1

**Морфометрические характеристики батиметрических профилей восточной части Индокитайской подводной окраины (Южно-Китайское море)**

Проф. №	Напр., град.	$L$ , км	$Z$ , м	$G_z$ , м	$G_L$ , км	$\gamma$ , град.	$G_r$ , град.	$A$ , км	$E$ , км
НГ-III	270	285	2973	705	92	1.41	2.46	-0.23	1.1
НГ-IV	180	302	352	187	75	0.9	1.5	0.01	0.006
НГ-V	90	392	2347	840	37	3.5	4.6	0.2	1.2
НГ-VI	195	375	1788	188	42	1.0	1.1	-0.002	0.002
НГ-VII	270	367	1367	673	194	0.52	0.98	-0.3	0.48
Н6	120	212	1980	398	115	1.30	1.70	-0.9	2.0
Н7	125	192	1403	899	47	2.98	3.52	0.19	1.5
Н8	125	220	1252	966	66	1.86	2.60	0.38	2.0
Н9	120	200	1091	947	100	1.51	2.44	0.53	1.9
Н10	127	250	1212	1143	76	1.55	2.19	1.08	3.8
Н11	123	225	989	968	69	2.20	3.36	0.56	1.6
Н12	67	175	1295	1100	87	1.58	3.69	0.03	1.8
Н13	100	132	1642	1031	67	1.74	2.52	-0.66	1.9

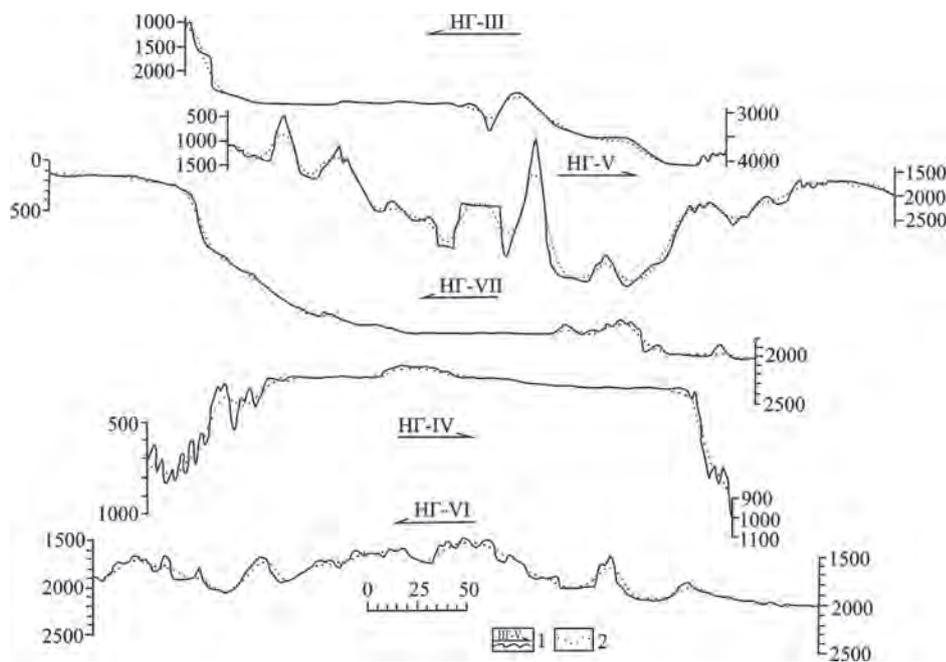
Направление (градус) и протяженность ( $L$ , км) естественно служили исходными характеристиками профилей. Важнейшим показателем является среднее значение глубины в точке измерения ( $Z$ , м), при этом распределение точек по профилю принимается равномерным. Промежутки между точками находятся в зависимости от общей протяженности профиля, характера рельефа и батиметрической изученности района.

Следующим показателем служит вертикальная расчлененность (среднее квадратичное значение аномалий поля по вертикали –  $G_z$ , м), характеризующая отклонение глубины в точке от среднего. Рассчитывается также среднее квадратичное значение горизонтальных размеров аномалий, где учитывается количество аномалий в профиле – горизонтальная расчлененность ( $G_L$ , км). К важным морфометрическим характеристикам относятся углы наклона дна ( $\gamma$ , градус) и среднее квадратичное значение угла наклона (среднее квадратичное значения модуля градиента глубины –  $G_r$ , градус).

Дополнительными характеристиками последовательности глубин по профилю служат показатели асимметрии ( $A$ , км) и эксцесса ( $E$ , км). Первый определяет величину и знак смещения глубин относительно нормального распределения по данному профилю. Величина и знак эксцесса позволяет судить о крутизне кривой распределения параметра глубины. При  $E = 0$  распределение совпадает с нормальным. Положительные или отрицательные значения эксцесса означают большую или меньшую «вершинность» данного распределения по сравнению с нормальным.

Обращает внимание незначительное колебание значений вертикальной расчлененности рельефа. Среднее квадратическое значение вертикальных размеров аномалий рельефа дна ( $G_z$ ) колеблется от 673 м до 1143 м. Вместе с тем среднее квадратичное значение горизонтальных размеров аномалий рельефа ( $G_L$ ) имеет самые различные значения. Эксцессы кривых распределения отметок глубин имеют положительное значение и в сравнении с нормальным распределением в значительной степени превосходят норму. Исключение составляют лишь значения по профилям НГ-IV и НГ-VI (187 м и 188 м), пройденным вдоль изобат практически в пределах морфоструктур одного типа (шельфа и краевого плато). По значениям морфометрических характеристик из общего ряда выделяется профиль НГ-VII (см. рис. 3.12). Возможно, на них оказывает влияние деятельность р. Меконг, в створе дельты которой располагается профиль.

Частотная изменчивость рельефа дна прослеживается по результатам осреднения батиметрических данных. На профилях (см. рис. 3.12) отчетливо наблюдается морфологическая изменчивость структуры дна относительно линии осреднения. Наибольшая изменчивость характерна для областей перехода одних морфоструктур в другие. Для краевых частей морфоструктур в зоне перегиба



◀ **Рис. 3.12.** Морфология поверхности дна по профилям НИС «Академик Александр Несмеянов». 1 – эхолотный промер, 2 – сглаженные значения глубины

характерным в рельефе является чередование выступов дна с впадинами (профили НГ-VII, НГ-IV, НГ-III). Переход мелкочастотных колебаний рельефа дна по мере продвижения от берегового среза – берега в сторону моря к более крупным колебаниям показывает другую сторону морфологической изменчивости дна. На ложе впадины частота морфологических колебаний дна начинает совпадать с морфоструктурами второго порядка (профиль НГ-V). Подобная закономерность характерна также для тыловых частей морфоструктур первого порядка (профили НГ-VII, НГ-III, НГ-IV).

По результатам статистического анализа морфологии подводной окраины Индокитая выделяются некоторые особенности её морфотектонического развития. Данные по вертикальной расчлененности рельефа свидетельствуют скорее о едином и, вероятно, одноактном морфотектоническом процессе. Он одновременно привел к формированию материкового склона и современного ложа впадины Южно-Китайского моря. Горизонтальная расчлененность указывает на изначально неоднородную земную кору в районе исследования. По тем же данным можно предположить, что рельеф земной поверхности исходно не отличался отчетливо выраженной расчлененностью и имел субаэральное происхождение.

Положительный знак эксцесса кривых распределения глубин показывает, что формирование рельефа континентальной окраины происходило в процессе подвижек тектонических блоков коры

по разломам. Глыбовые поднятия в зоне перегиба морфоструктур указывают на листрический характер разломов. Тем самым тектонические движения определили и дальнейший характер аккумулятивных процессов. Они сформировали своеобразные тектонические плотины, сдерживающие выравнивание морского дна осадками. Подобные условия аккумуляции осадка подтверждаются и изменением частотной характеристики рельефа дна в мористую сторону. Таким образом, субаквальный процесс выравнивания морского дна затухает в сторону глубоководной впадины. Наиболее интенсивными процессы выравнивания оказываются в створе дельты р. Меконг. Их влияние прослеживается на краевом плато материкового склона, где они превалируют над тектоническими.

Проанализированные данные промера глубин континентальной окраины полуострова Индокитай, выполненного в рамках совместных российско-вьетнамских исследований, позволили выявить новые особенности морфологического строения дна изученной части акватории Южно-Китайского моря. Для него характерна четкая контрастность, выраженная резко меняющимися уклонами, перепадами глубин, и обусловленная сложным структурно-тектоническим строением региона. Выявлены участки, различающиеся по морфологии и генетическому типу формирования рельефа дна. Получены морфометрические характеристики шельфа, континентального склона, его подножия и дна глубоководных бассейнов. Уточнены пара-

метры осложняющих основные элементы форм более низких порядков (террас, уступов и прочих). Информация сопоставима с данными гравиметрической съемки [Леорова и др., 2019], проведен-

ной одновременно с батиметрией. Все это позволяет осуществить корреляцию газогеохимических полей региона с пространственным и глубинным строением изученной области.

---

---

### 3.3. ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

(М.Г. Валитов, З.Н. Прошкина, Т.Н. Колпащикова)

---

В 88 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» гравиметрические исследования выполнялись как в площадном, так и в профильном варианте (рис. 3.13). Площадные исследования были сосредоточены на двух полигонах в южной и центральной частях изучаемой акватории. Профильные измерения были выполнены между полигонами, а также во время ухода из района работ, по пути в порт Хайфон. Гравиметрические измерения проводились в комплексе – совместно с магнитометрий и батиметрией на всех исследовательских полигонах [Шакиров и др., 2020а, 2021].

Первый полигон (см. рис. 3.13, Б) находится на юго-востоке экономической зоны Вьетнама, по версии МИД России. Географически он расположен на внешней бровке шельфа и материковом склоне, частично захватывает западную часть бассейна Намконсон. По данным вьетнамских коллег, здесь находится мощная меридиональная разломная зона. К сожалению, рассмотренные выше ограничения не позволили выполнить геофизику за пределами этой зоны, чтобы оценить ее аномальный эффект.

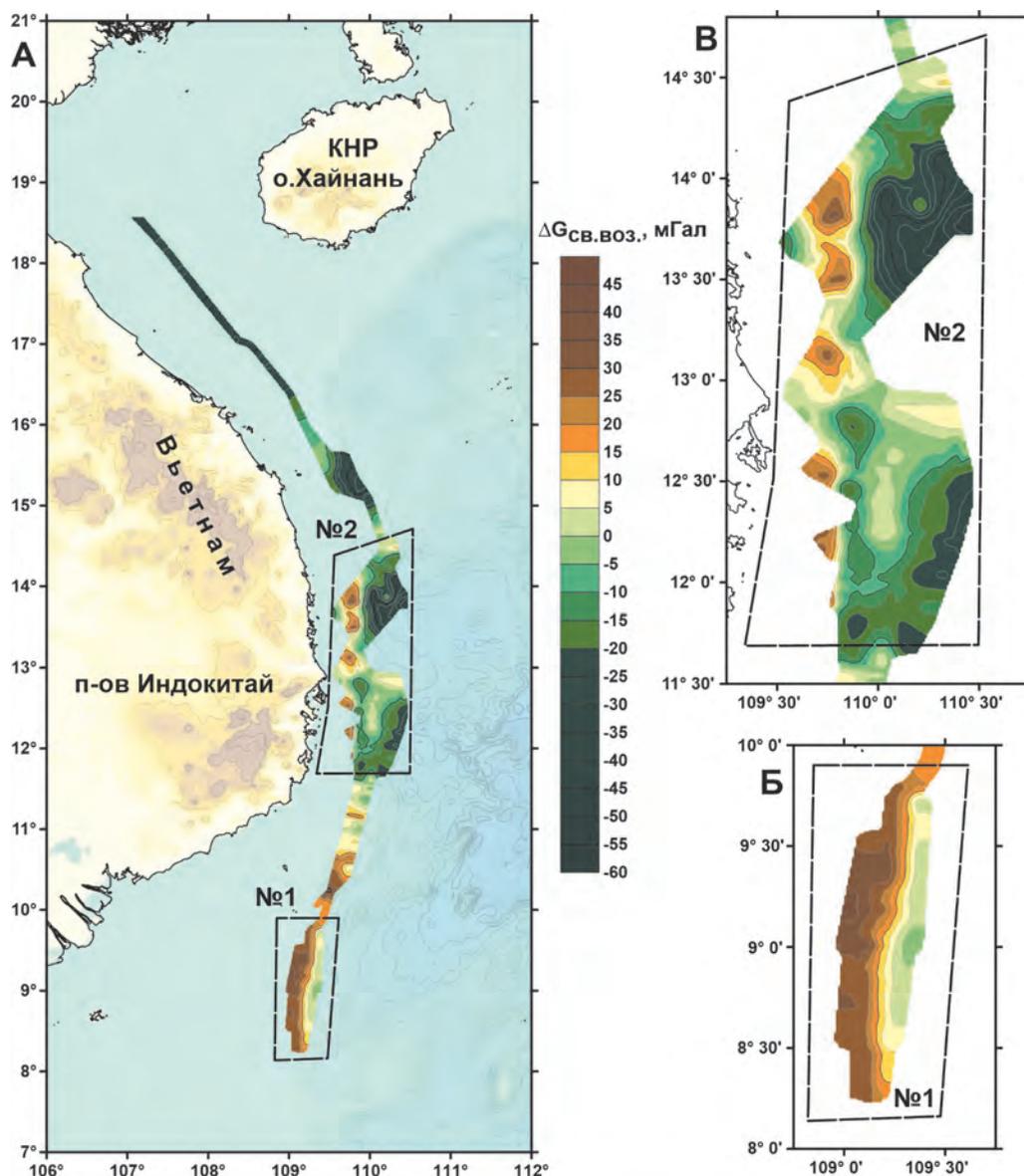
По результатам выполненной съемки первый полигон находится в зоне градиента гравиметрического поля. Значения поля равномерно изменяются от 36 мГал на западе, в районе шельфа, до –5 мГал на востоке, в районе континентального склона. В шельфовой части акватории наблюдаются несколько слабых положительных аномалий, едва превышающих 5 мГал, которые могут быть связаны с рельефом дна.

Профиль между полигонами 1 и 2 проходил по бровке шельфа (рис. 3.14) в интервале глубин от –500 до –170 м. Гравитационное поле вдоль профиля в целом коррелирует с рельефом дна, но есть

несколько участков, где корреляция отсутствует. Вероятнее всего, поле силы тяжести отражает рельеф кристаллического фундамента, его блоковую делимость. Можно предположить, что наиболее близко к поверхности дна кристаллический фундамент подходит на участке 250–325 км. По мере приближения к осадочным бассейнам как с северной, так и с южной сторон кровля кристаллического фундамента заглубляется. С южной стороны, вероятнее всего, находится наклонный блок, а с севера поверхность фундамента значительно расчленена разрывными нарушениями.

На отметке 150 км в поле силы тяжести отмечается минимум до –30 мГал. В рельефе дна из-за технического сбоя данный прогиб проследить до конца не удалось, лишь только его южный склон. Характер аномалий дает основание предполагать здесь мощную разломную зону, находящуюся на стыке южного и центрального материкового склона Вьетнама. При движении на север глубина увеличивается до 2000 м, при этом в поле силы тяжести наблюдается незначительное увеличение интенсивности аномалий, связанное, по-видимому, с блоковым выступом кристаллического фундамента. Необходимо отметить, что по мере приближения к центральной части Вьетнамского шельфа материковый склон становится круче, переходя практически в вертикаль, резко обрываясь с восточной стороны. Описываемый профиль своим северным окончанием охватывает узловую часть перехода от южного материкового склона Вьетнама к центральному, при этом пересекает основные элементы данного перехода.

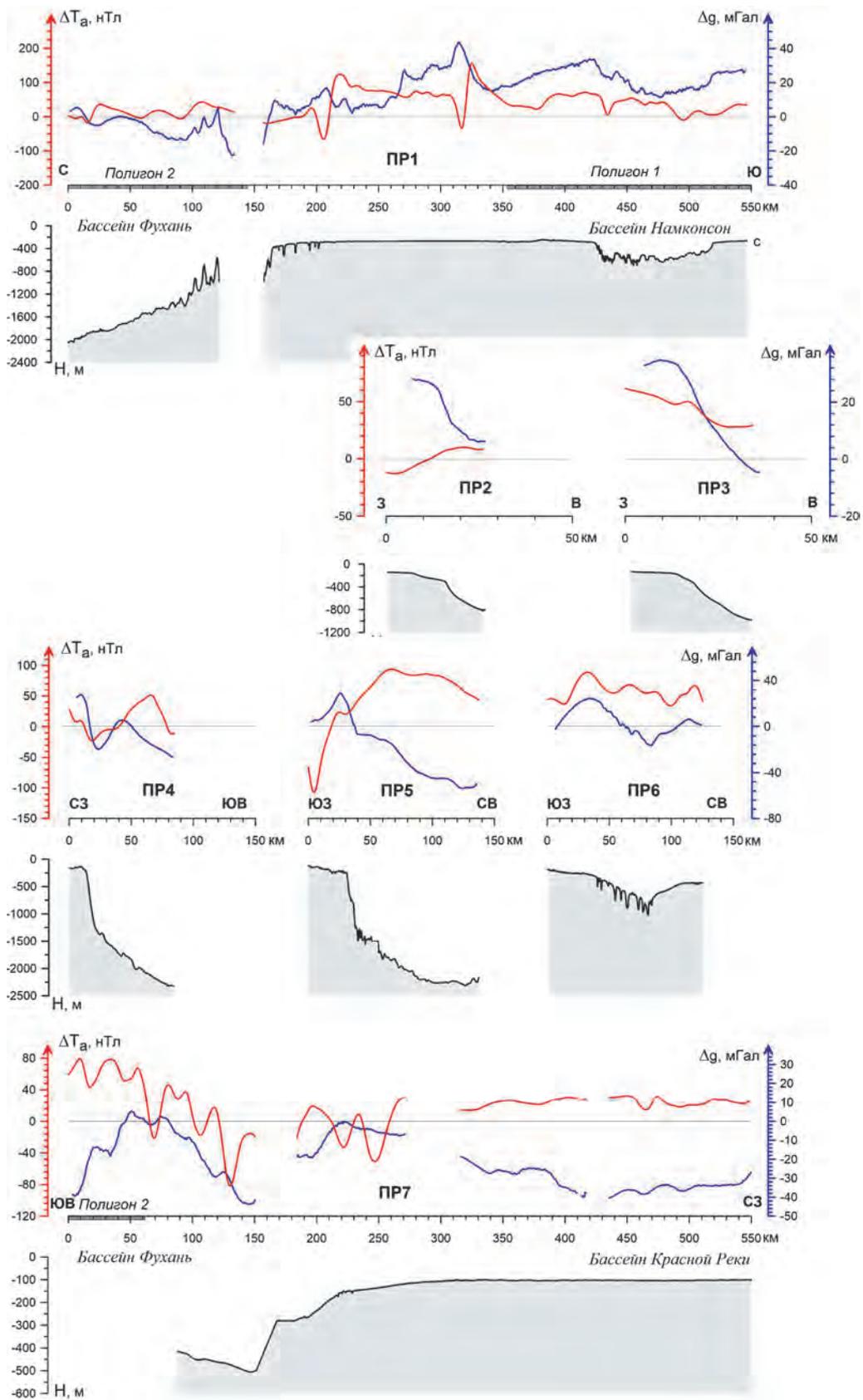
Второй полигон занимает западную часть осадочного бассейна Фухань (см. рис. 3.13, В), вклю-



▲ **Рис. 3.13.** Результаты гравиметрических исследований. А – выполненная съемка; Б – аномалии силы тяжести на полигоне 1; В – аномалии силы тяжести на полигоне 2; границы полигонов показаны черной пунктирной линией

чая шельф, континентальный склон и глубоководную котловину. Гравитационное поле здесь знакопеременное. Так, в южной части полигона, на шельфе, наблюдается цепочка отрицательных аномалий силы тяжести, которые, вероятнее всего, отражают депрессии в фундаменте. Самая южная отрицательная аномалия соединяется с отрицательной аномалией котловины, что может свидетельствовать о наличии здесь наложенной разломной зоны, пересекающей шельф и уходящей в глубоководную котловину. Далее, при движении на север локальные отрицательные аномалии сменяются положительными. В рельефе наблюдается «выступ»

континентального склона в котловину, отмеченный в гравитационном поле положительной аномалией. Характерно, что и в береговой линии в этом районе наблюдается «выступ», хоть и более локальный. Скорее всего, здесь находится консолидированный блок фундамента, который не затронули деструктивные процессы, так, как это произошло с южным сегментом. Гравитационное поле глубоководной котловины отрицательное, переход от шельфа к котловине имеет ярко выраженный градиент. Типичные примеры изменения гравитационного поля от шельфа к глубоководному бассейну показаны на рис. 3.14, ПР 4–6.



▲ Рис. 3.14. Распределение рельефа и геофизических полей вдоль «характерных» профилей в рейсе № 88 НИС «Академик М.А. Лаврентев»

При движении с полигона 2 в порт Хайфон, на переходах выполнялись геофизические измерения. Полученный профиль 7 представлен на рис. 3.14. В южной части профиля, на северном борту бассейна Фухань, положительной аномалией выделяется стабильный блок фундамента, разбитый разрывными нарушениями на более мелкие блоки. Можно предположить, что здесь выделяется горстообразная структура, в центре которой блоки кристаллического фундамента подходят наиболее близко к поверхности дна, а на флангах они сползают по разломам, перекрываясь мощным слоем осадочных отложений. Далее, при движении на север в рельефе дна наблюдается депрессия, которая отмечена в поле силы тяжести интенсивной отрицательной аномалией, сопоставимой по интенсивности с аномалией бассейна Фухань.

Далее геофизическая съемка прерывалась на выполнение геологических работ, что не позволило проследить непрерывное изменение гравитационного поля. Тем не менее, нам удалось выделить еще одну положительную аномалию, сопоставимую с аномалией северного борта бассейна Фухань. После чего поле стало медленно понижаться, достигая отметок от  $-20$  до  $-40$  мГал. Можно предположить, что севернее обнаруженной положительной аномалии (на отметке 250 км) развит обширный осадочный бассейн, приуроченный к трогу Красной реки. Осадочный материал, выносимый рекой, нивелировал неровности рельефа дна, а гравитационное поле отражает рельеф поверхности ложа осадочного бассейна.

Проведенный анализ аномального поля силы тяжести показывает, что геологическое строение дна акватории неоднородно по районам и имеет слож-

ный характер. В южной части исследуемого района шельф разбит разломами субширотного направления на отдельные блоки. Эти блоки претерпевали вертикальные перемещения по разломам, в результате чего образовалась система горстов и грабенов, которые в настоящий момент скрыты под осадочным чехлом. При этом основное направление структур на юге меридиональное. Мощная разломная зона, зафиксированная здесь ранее, по всей видимости, протягивается на север, контролируя переход от континентального склона к глубоководной котловине. При подходе к центральному шельфу Вьетнама материковый склон становится круче, резко обрываясь с восточной стороны, при этом в районе широты  $11^{\circ}30'$  происходит сочленение меридиональных и субширотных разломов, образующих своеобразный узел на стыке южного и центрального участка Вьетнамского шельфа. Кроме того, на этой же широте береговая линия круто изгибается, меняя субширотное направление на меридиональное.

В центральной части изучаемой акватории, районе бассейна Фухань, сохраняется мозаичное блоковое строение, здесь наряду со стабильными блоками кристаллического фундамента развиты осадочные депрессии. Разломная зона субширотного направления контролирует распространение бассейна на юг. На севере района исследований кристаллический фундамент скрыт под мощным чехлом осадочных отложений. Можно предположить, что один из ближайших к бассейну Фухань блоков фундамента служит своеобразной «плотной», к северу от которой накапливается материал выноса Красной реки. Рельеф дна здесь спокойный, но сложное строение ложа осадочного бассейна отражается в гравитационном поле акватории.

---

### **3.4. МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

*(М.Г. Валитов, Н.С. Ли, Н.М. Цовбун)*

---

Прежде всего необходимо отметить, что Южно-Китайское море является весьма сложным для проведения магнитометрических исследований в геологических целях, что связано с близостью

магнитного экватора. Во-первых, экваториальный район характеризуется весьма активными вариациями геомагнитного поля, что в значительной степени обусловлено существованием здесь зоны

ионосферных струйных электротоков. Указанные вариации часто превышают магнитные аномалии, обусловленные геологическими телами, в этой связи их недоучет может привести к ложным представлениям о структуре аномального поля и его геологической природе. Во-вторых, близость экватора обуславливает малый угол наклоения полного вектора напряженности современного магнитного поля (от 5° на юге региона до 20° на севере). По этой причине магнитные полюса намагниченных тел располагаются на их субширотных гранях, что усложняет структуру аномального поля и обуславливает слабое проявление в магнитном поле геологических тел субмеридионального простирания [Кулинич и др., 1989].

Районы работ, где были проведены магнитометрические исследования, находятся в зоне перехода от континентального шельфа Вьетнама к глубоководным осадочным бассейнам Южно-Китайского моря [Шакиров и др., 2020а, 2021]. Эта градиентная зона полностью покрывает выбранные полигоны, в результате чего нам не удалось закартировать наблюдаемые аномалии полностью. В районе работ распространены многочисленные вулканогенные образования, скрытые под мощным слоем осадочного чехла, а также разрывные нарушения, дробящие кристаллический фундамент района исследований на мелкие блоки. Отсутствие современных данных о рельефе поверхности акустического фундамента затруднило интерпретацию аномального магнитного поля (АМП).

По результатам исследований была построена карта АМП с сечением изодинам 20 нТл (рис. 3.15) и графики геофизических полей «характерных» профилей (см. рис. 3.14), положение которых показано на рис. 3.1. В целом АМП исследуемого района изменяется в пределах –150 до 150 нТл и отмечается положительным фоном, осложненным фрагментами локальных отрицательных аномалий.

Аномальное магнитное поле Полигона № 1 характеризуется невысоким положительным фоном до 70 нТл (см. рис. 3.15, Б). В центральной части зафиксирована вытянутая, слабо отрицательная аномалия (–3 нТл) восточного простирания. В ЮЗ части полигона наблюдается фрагмент отрицательной аномалии (–65 нТл). На профиле этого участка значения аномального магнитного поля плавно изменяются с запада, в районе шельфа, на восток, в районе континентального склона, с –12 до 10 нТл, пересекая фрагмент отрицательной аномалии (см. рис. 3.14, ПР 2). На Профиле 3 АМП положительное, варьирует в пределах от 61 до 27 нТл и хоро-

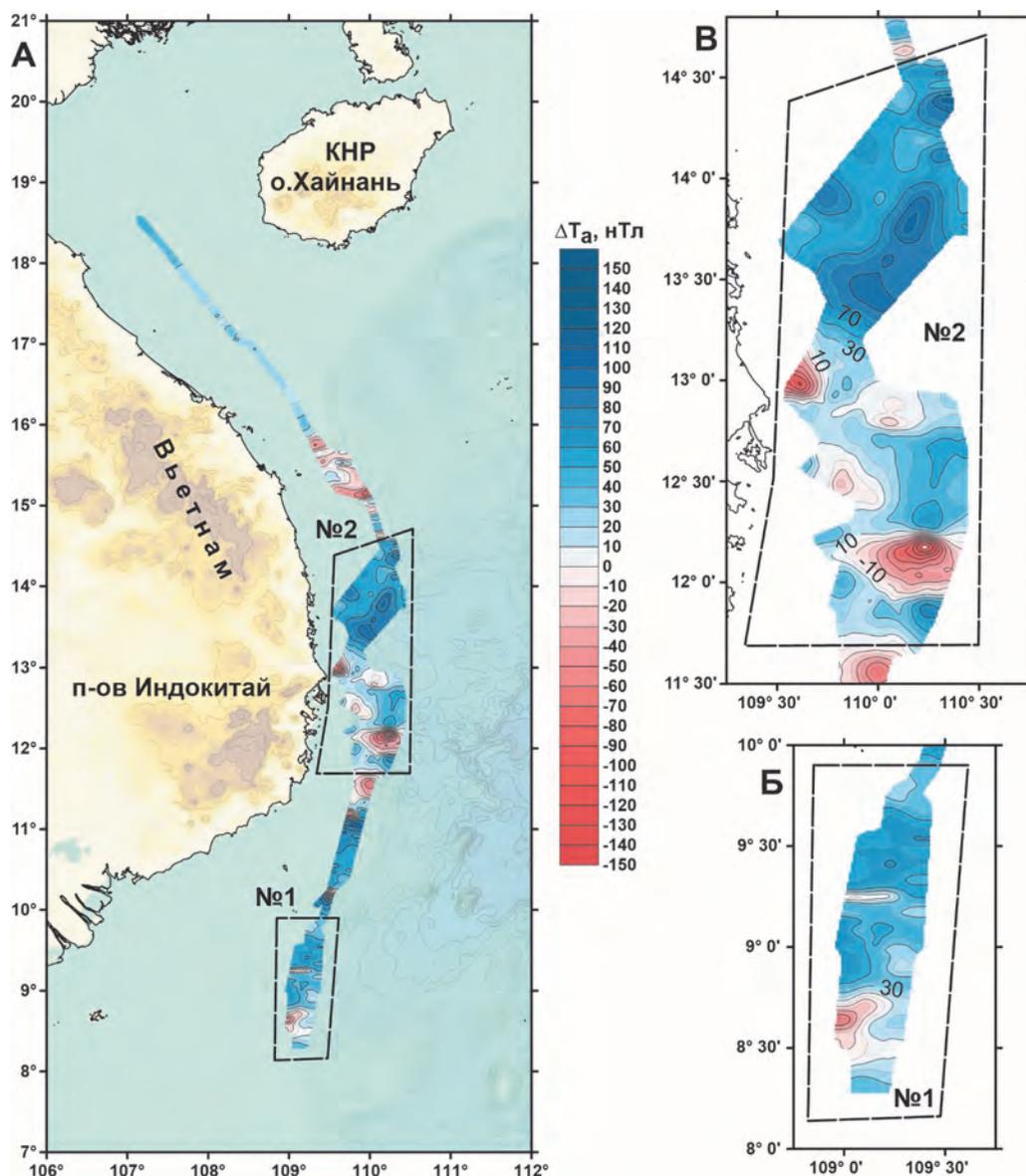
шо коррелирует с гравитационным полем и рельефом дна.

Профиль 1 между полигонами 1 и 2 проходил по бровке шельфа (см. рис. 3.14). На северном борту бассейна Намконсон наблюдается локальное уменьшение напряженности АМП, которое коррелируется с локальной отрицательной аномалией гравитационного поля. Возможно, здесь картируется широтный разлом. На графике АМП – отметки 220 и 330 км – наблюдаются две ярко выраженные знакопеременные аномалии, амплитуда которых изменяется от –65 до 160 нТл. Данные аномалии, возможно, фиксируют разломную блоковую тектонику этого участка, выделяя поля развития погребенных магматических структур. Данные хорошо подтверждаются гравиметрическими измерениями.

Аномальное магнитное поле Полигона № 2, находящегося в районе бассейна Фухань, также отмечается положительным фоном, осложненным фрагментами положительных аномалий (80, 105 нТл) в северной части полигона и отрицательной (–110 нТл) в центре полигона (см. рис. 3.15, В). В южной части наблюдается «парная» отрицательная (–160 нТл) и положительная (70 нТл) аномалии, картирующие, вероятнее всего, разлом [Van..., 2011], и фрагмент отрицательной (–70 нТл) аномалии на юге полигона.

Для детального представления геофизических полей на полигоне № 2 был выбран один профиль ЮВ простирания в южной части полигона и два профиля СВ простирания на севере (см. рис. 3.14, ПР 4–5). В юго-западной части осадочного бассейна геофизические поля вдоль Профиля 4 (гравитационное и магнитное) хорошо коррелируются между собой. Характерно, что на континентальном шельфе, при движении в глубоководную часть бассейна, интенсивность геофизических полей закономерно уменьшается, но в пределах подножья материкового склона наблюдаются положительные аномалии, которые, вероятно, картируют внедрение магматических тел. В центральной части полигона (Профиль 5) наблюдается обратная корреляция между гравиметрическим и магнитным полями: в шельфовой части профиля значения АМП отрицательны, а в пределах подошвы континентального склона возрастают до 100 нТл. На севере полигона (Профиль 6) в шельфовой части профиля поля коррелируют, а в центральной магнитное поле повышено на фоне гравитационного минимума, что, скорее всего, связано с развитием здесь разломной зоны.

Скомпилированный профиль 7 захватывает северную часть полигона 2 и продолжается в районе



▲ **Рис. 3.15.** Результаты магнитометрических исследований. А – выполненная съемка; Б – АМП на полигоне 1; В – АМП на полигоне 2; границы полигонов показаны черной пунктирной линией

осадочного бассейна Красной реки (см. рис. 3.14). До отметки 280 км наблюдается возмущенный характер АМП. Амплитуда аномалий колеблется от 75 до –80 нТл. Геофизические поля в этой части профиля слабо коррелируют. Вероятнее всего, северная часть бассейна Фухань раздроблена разрывными нарушениями на мелкие блоки. Далее, в районе шельфа, геофизические поля спокойные.

Анализ полученного материала позволяет сказать, что, с одной стороны, на исследуемой акватории в магнитном поле, в основном, находят отражение разрывные нарушения и внедряющиеся по ним магматические образования. С другой сто-

роны, интерпретация АМП затруднена, в связи с близостью района работ к экватору, где преобладает горизонтальная составляющая полного вектора магнитного поля, а наклонение близко к нулю. Это затрудняет интерпретацию АМП стандартными методами, без привлечения дополнительного математического аппарата. Еще одним осложняющим интерпретацию фактором являлось малое количество геофизических профилей, пересекающих выделяемые аномалии. Ограниченность по времени не позволила нам выйти за пределы аномальной зоны, чтобы проследить границы распространения аномалий в спокойном поле.

### 3.5. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА «П-ОВ ИНДОКИТАЙ – ЮЖНО-КИТАЙСКОЕ МОРЕ» ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

(З.Н. Прошкина, М.Г. Валитов, Т.Н. Колпащикова)

Научные проблемы, связанные с Южно-Китайским морем, представляют большой интерес как в контексте прикладных задач развития морской деятельности в стратегически важных для России районах океана, так и в общенаучном отношении, с учетом того, что Южно-Китайское море является естественным природным «полигоном» для исследования ряда фундаментальных вопросов геологии, океанологии и климатологии.

Знание о глубинной структуре и строении земной коры необходимо для выявления закономерностей в распределении различных геологических процессов, сформировавших западную часть Южно-Китайского моря. Такие знания помогают исследователям понять эволюцию и сделать те или иные выводы относительно происхождения и развития основных структур западной части Южно-Китайского моря, в том числе перспективных в плане добычи углеводородов.

С целью изучения глубинной структуры юго-восточного континентального склона Вьетнама, а также юго-западного глубоководного подбассейна и прилегающего к нему подводного обрамления Южно-Китайского моря был подобран структурно-плотностной разрез по профилю (см. рис. 3.5). Этот разрез, по нашему мнению, наиболее полно отражает все особенности формирования глубинной структуры зоны перехода от п-ова Индокитай к Южно-Китайскому морю и его юго-восточной окраине.

Моделирование глубинного строения земной коры по распределению гравитационного поля с привлечением геолого-геофизических данных неоднократно проводилось ранее на акватории Южно-Китайского моря. Использовались различные подходы и методики [Кулинич, Обжиров, 1985; Родников и др., 2014, 2011; Huang et al., 2019], позволяющие с различной степенью детальности восстанавливать геологическую среду. Однако изучение строения зоны перехода от юго-восточной части п-ова Индокитай к южному замыканию глу-

боководной котловины Южно-Китайского моря и ее юго-восточному подводному обрамлению еще не проводилось, такая модель приводится впервые [Прошкина и др., 2021].

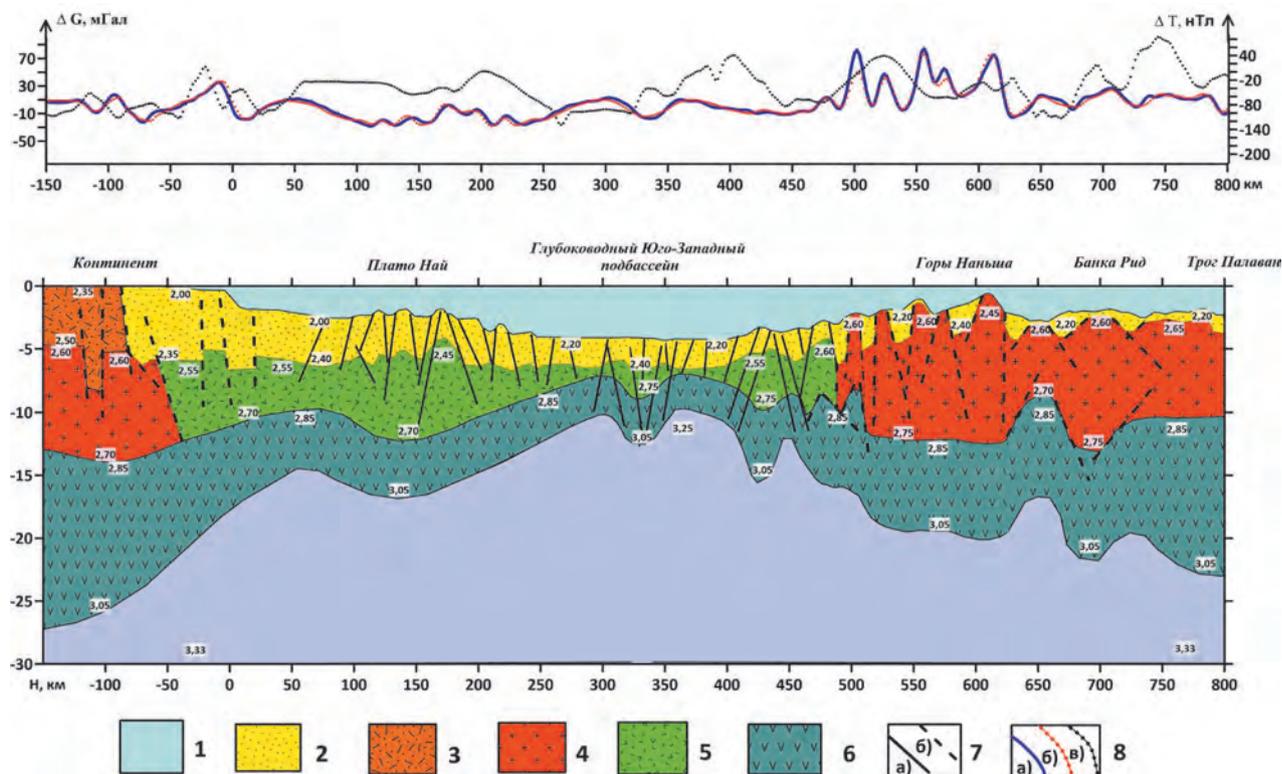
Для достижения поставленной цели были проанализированы ранее опубликованные данные по истории геологического развития и глубинному строению рассматриваемой акватории [Горшков, 1981; Горшков и др., 1983, 1984, 1991; Кулинич и др., 1989; Кулинич, Обжиров, 1985; Рашидов, 1997; Родников и др., 2014, 2011; Huang et al., 2019]. Основой для построения модели первого приближения структурно-плотностного разреза послужили результаты сейсмических работ, проведенных в акватории Южно-Китайского моря в различные годы вьетнамскими и китайскими исследователями [Huang et al., 2019; Liang et al., 2019; Yu et al., 2018; Zhang et al., 2019].

Модельный профиль (МП) в Южно-Китайском море начинается на континенте и протягивается с севера-запада на юго-восток, пересекая шельф и континентальный склон юго-восточного Вьетнама. Далее МП проходит через плато Най, глубоководный юго-западный подбассейн глубоководной котловины, пересекает горы Наньша и заканчивается на северо-западном борту трога Палаван, захватывая раздробленные блоки юго-западной части подпровинции банки Рид (см. рис. 3.5).

Подобранный структурно-плотностной разрез представлен на рис. 3.16.

Общая глубинная структура подобранной модели довольно сложная. На ней выделяется несколько структурных областей: континентальная часть с резким склоновым переходом к подводному плато, глубоководная котловина и юго-восточная оконечность профиля, представленная подводными возвышенностями.

По результатам моделирования наибольшая мощность земной коры выявлена под континентальной частью профиля и составляет 28 км с тенденцией дальнейшего увеличения вглубь полуост-



▲ **Рис. 3.16.** Структурно-плотностная модель земной коры: 1 – водный слой; 2 – осадочный слой; 3 – вулканогенно-осадочный слой; 4 – гранитный слой; 5 – переходный слой; 6 – базальтовый слой; 7 – разломы: а) по сейсмическим данным; б) предполагаемые, на границах блоков; 8 – графики аномальных полей: а) гравитационного наблюдаемого; б) гравитационного расчетного; в) магнитного поля [Прошкина и др., 2021; Geological Survey..., 2002]. Цифры в белых квадратах – плотность ( $\text{г/см}^3$ )

рова. Наименьшая мощность коры наблюдается в глубоководной части профиля, где она не превышает 9 км. Здесь земная кора состоит из трех слоев: осадочного, представленного морскими осадочными отложениями; переходного, образованного переслаиванием морских осадков, базальтов и их туфов; и базальтового, образованного массивными габбро с отдельными слоями ультраосновных пород. От классической океанической коры, по классификации В.В. Белоусова [Белоусов, Павленкова, 1985], она отличается повышенной мощностью осадочного и переходного слоев и сложной геометрией границ. Что касается рельефа поверхности Мохо, то в юго-восточной части профиля она наиболее изрезанная и невыдержанная по мощности. В северо-западной части граница Мохо плавно уменьшается с 25 км под континентом до 16 км под подошвой континентального склона, достигая минимальной мощности 14 км в пределах северо-западной границы плато Най, далее в центральной части плато мощность коры увеличивается до 18 км, а в глубоководной части профиля уменьшается до 9–12 км.

Центральная часть разреза, сопряженная с глубоководным юго-западным подбассейном, представлена рифтогенной структурой, на что указывают утонченная мощность коры, подъем мантии и большое количество разломов, зафиксированных по сейсмическим данным. В осевой части рифта, расположенной на отметке 330 км, наблюдается локальное утолщение базальтового слоя до 12 км, что свидетельствует о внедрении мантийного вещества в нижнекоровые слои в процессе рифтообразования и последующего спрединга [Кулинич и др., 1989; Родников и др., 2011]. В гравитационном поле данная структура выделяется локальным минимумом (–15 мГал), а в магнитном поле относительным максимумом. Минимум в гравитационном поле, по всей видимости, связан с наличием зоны разуплотнения в осевой части рифта, где по результатам моделирования зафиксирована пониженная плотность верхней мантии  $3.25 \text{ г/см}^3$ . Относительное превышение магнитных параметров свидетельствует о наличии базитовых масс, внедрившихся по ослабленным зонам в верхние слои разреза.

Континентальный тип коры представлен вулканогенно-осадочным ( $2.3\text{--}2.5 \text{ г/см}^3$ ), гранитным ( $2.6\text{--}2.7 \text{ г/см}^3$ ) и базальтовым ( $2.85\text{--}3.05 \text{ г/см}^3$ ) слоями. Данный тип коры распространен внутри континента до отметки  $-100 \text{ км}$ . Под континентальным шельфом гранитный слой замещается переходным слоем ( $2.45(2.5)\text{--}2.7 \text{ г/см}^3$ ), который прослеживается на протяжении всей глубоководной части профиля и представляет собой вулканогенно-осадочный субстрат, сложенный продуктами вулканической деятельности, образовавшимися в процессе деформации континентальной окраины и раскрытия глубоководной котловины.

Глубоководная часть профиля, испытавшая на себе максимальное развитие процессов рифтогенеза, располагается между отметками  $250\text{--}400 \text{ км}$ . Поле силы тяжести над данной структурой относительно спокойно, значение на уровне  $10 \text{ мГал}$ , лишь в осевой части зафиксирован слабый минимум, как уже было замечено, связанный с наличием зоны разуплотнения в верхней мантии. В магнитном поле наблюдается другая картина. Северо-западная область рифта прослеживается интенсивными отрицательными магнитными аномалиями до  $-120 \text{ нТл}$ , в отличие от юго-восточной части, над которой зафиксирован обширный магнитный максимум до  $60 \text{ нТл}$ . Здесь необходимо отметить, что плотностным моделированием с юго-восточной стороны рифта было выявлено увеличение плотности в промежуточном слое примерно на  $0.05 \text{ г/см}^3$ , а также между отметками  $400\text{--}440 \text{ км}$  зафиксировано локальное увеличение мощности базальтового слоя примерно на  $3 \text{ км}$ . Учитывая вышеописанные магнитные аномалии и плотностные неоднородности юго-восточной стороны рифтовой зоны, можно предположить, что процесс «базификации» шел к юго-востоку от осевой части рифта, насыщая верхние слои земной коры магнитоактивными веществами. При этом на отметке  $430 \text{ км}$  зафиксирована возвышенность, которая хорошо проявляется в рельефе дна, однако, в поле силы тяжести практически совсем не выражена, притом что по результатам моделирования в переходном слое зафиксированы повышенные значения плотности  $2.55(2.6)\text{--}2.75 \text{ г/см}^3$ . Магнитное поле над возвышенностью локально не проявлено, за исключением слабого локального максимума на спадающей кривой  $\Delta T$ . Довольно мощный осадочный чехол, достигающий  $2 \text{ км}$ , также сглаживает аномалии в гравитационном и магнитном поле. Анализ геофизических полей над возвышенностью показал, что это локальное геологическое

тело, мощностью не более  $12 \text{ км}$ , фундамент которого состоит из пород повышенных плотности и магнитных свойств, но установленное разуплотнение в верхней мантии и мощный осадочный чехол компенсируют избыток плотности в верхней части разреза. Можно предположить, что данная возвышенность имеет вулканическое происхождение. Глубинные разломы, выявленные по сейсмическим данным, ограничивают данную возвышенность с флангов, что может свидетельствовать о наличии магмоподводящих каналов, которые составляют вещество из верхней мантии к центру возвышенности.

Зоны высокого градиента в геофизических полях связаны с контрастным перестроением тектонической и геологической структуры, как в верхних слоях земной коры, так и в нижней коре и верхней мантии. Одна из таких зон сопряжена с континентальным склоном, расположенным между отметками  $-50\text{--}+50 \text{ км}$ . Структурно данная зона представляет узкую область, где происходит погружение рельефа дна от нескольких сотен метров до  $1.5 \text{ км}$ , при этом в нижней коре наблюдается уменьшение мощности базальтового слоя и общее сокращение мощности земной коры с  $23$  до  $14 \text{ км}$ . На отметке  $0 \text{ км}$  наблюдается гравитационная ступень от  $35$  до  $-20 \text{ мГал}$ , связанная с переходом от континентального типа коры к субокеаническому [Кулинич и др., 1989]. В магнитном поле данная зона выделяется более высокочастотными аномалиями с положительным диапазоном значений. Кроме того, на отметках от  $-30$  до  $0 \text{ км}$ , по данным набортной съемки [Прошкина и др., 2021], в геофизических полях наблюдаются положительные аномалии (см. рис. 3.13, 3.15), интерпретируемые нами как блоковые выступы фундамента с повышенными плотностями ( $2.55\text{--}2.7 \text{ г/см}^3$ ) и магнитными свойствами пород. По всей видимости, данные выступы сформировались в результате тектономагматических процессов, протекающих на сочленении континентального склона с глубоководной котловиной, и являются северным продолжением участков вулканической активности, выявленных в пределах субмеридионального линеамента ( $109\text{--}110^\circ \text{ в.д.}$ ) [Горшков, 1981; Горшков и др., 1983, 1984, 1991; Кулинич и др., 1989; Кулинич, Обжиров, 1985; Рашидов, 1997; Родников и др., 2014, 2011].

Далее по профилю континентальный склон плавно переходит в подводное плато Най. В геофизических полях оно выражено слабоотрицательными гравитационными и магнитными аномалиями.

Мощность земной коры под плато распределена неравномерно: в северо-западной и юго-восточной оконечности колеблется от 13 до 14 км, увеличиваясь в центре до 16 км. По всей видимости, докайнозойский фундамент плато сложен сильно редуцированной континентальной корой, и по результатам моделирования его плотность составляет 2.45–2.7 г/см<sup>3</sup>. Магнитные свойства имеют фоновые значения. По результатам сейсмических работ [Nguyen et al., 2013] в осадочном слое было обнаружено большое количество разломов, ограничивающих тектонические нарушения, представляющих собой систему горстов и грабенов, и образующих возмущения в рельефе дна между отметками 100–250 км.

Таким образом, плато Най представляет собой структуру, фундамент которой подвергся тектонической переработке коры континентального типа в процессе образования глубоководной котловины Южно-Китайского моря. Его внутренняя структура осложнена различного рода нарушениями, присутствующими, как в осадочном слое, так и в нижних слоях земной коры.

Практически вся юго-восточная часть структурно-плотностного разреза представляет систему подводных возвышенностей. Между отметками 500–650 км наблюдается несколько высокочастотных максимумов в поле силы тяжести, достигающих 70 мГал и сопряженных с подводными горами Наньша. Судя по результатам моделирования, данная структура имеет сложное блоковое строение, что в целом согласуется с ранее проведенными исследованиями [Кулинич и др., 1989; Кулинич, Обжиров, 1985]. Земная кора мощностью от 16 до 20 км отнесена к субконтинентальному типу. Структура подводных гор определяется серией сбросов, расчленяющих фундамент на узкие горсты, чередующиеся с грабенами и полуграбенами. Результатами моделирования установлена несколько повышенная плотность фундамента в северо-западной и центральной части от 2.6 до 2.75 г/см<sup>3</sup>, соответствующая предположительно гранодиоритовому составу. Юго-восточный склон, представленный локальной возвышенностью, фундамент которой выходит на поверхность дна, имеет плотность близкую к плотности переходного слоя, зафиксированному в структуре плато Най – 2.45–2.7 г/см<sup>3</sup>.

Расчлененный рельеф поверхности фундамента перекрыт осадочным чехлом, мощностью от нескольких метров до 1–2 км. Магнитное поле над данной структурой неоднородно: северо-западный

склон характеризуется обширной положительной аномалией, достигающей 30 нТл, в отличие от центральной и юго-восточной части, которые выделяются отрицательными значениями магнитного поля от –60 до –30 нТл. Повышенные магнитные свойства северо-западного склона, по всей видимости, связаны с присутствием магнитоактивного вещества в верхней части коры, что подтверждается наличием выступа в базальтовом слое на отметке 500 км.

Анализ плотностных и магнитных свойств показал, что структура гор Наньша неоднородна. Процесс рифтообразования глубоководной части разреза затронул северо-западный склон гор Наньша, который испытал тектономагматическую переработку с внедрением магнитоактивного вещества в верхние слои разреза. Это подтверждается уменьшением мощности коры под северо-западным склоном, локальным поднятием базальтового слоя на отметке 500 км, а также повышенными плотностными и магнитными свойствами, выявленными в результате моделирования. Центральная и юго-восточная часть в меньшей степени подверглись такой переработке, о чем свидетельствует более-менее выдержанный рельеф поверхности Мохо и наибольшая мощность коры 20 км. Однако, расчлененный рельеф фундамента и сложное блоковое строение свидетельствует о тектонических процессах, сформировавших данную структуру.

Юго-восточная оконечность профиля находится на северо-западном склоне трога Палаван. Профиль проходит по прогибу, отделяющему Саравак-Палаванскую провинцию от блоковых выступов гор Наньша и раздробленного основания юго-западного склона банки Рид, представляющих собой систему локальных поднятий и понижений рельефа дна, перпендикулярных к описываемому прогибу. Одно из таких понижений пересекается модельным профилем в ортогональном направлении на отметках 620–680 км. Поведение геофизических полей над данной структурой, и общий ее вид очень напоминают картину в аномальной зоне в районе рифта между отметками 250–450 км. Можно предположить, что это молодая рифтогенная структура (недоразвившийся рифт), образованная в результате действия механизма растяжения в юго-восточном обрамлении Южно-Китайского моря. Осевая область этой структуры находится между отметками 670–700 км. Увеличенная мощность земной коры до 20 км, наличие гранитного слоя свидетельствуют о существовании здесь субконтинентального типа коры уменьшенной мощности,

которая в результате рифтогенеза подверглась тектонической перестройке. Увеличенные плотности фундамента  $2.65\text{--}2.75\text{ г/см}^3$ , полученные в результате моделирования и тяготеющие к юго-востоку от осевой части предполагаемого рифта, вероятно, явились следствием проникновения базитового вещества по ослабленным зонам из нижней коры и верхней мантии в вышележащие слои разреза. Анализ аномального магнитного поля подтверждает данный вывод, поскольку между отметками 710–780 км наблюдается обширный максимум магнитного поля с амплитудой 120 нТл.

По результатам моделирования можно предположить, что юго-восточная оконечность профиля, представленная подводными возвышенностями, некогда была единой структурой, впоследствии разрушенной процессами рифтогенеза и деления на блоки подводного юго-восточного обрамления Южно-Китайского моря. В то же время факт наличия здесь сохранившейся субконтинентальной коры говорит о том, что по сравнению с подводным плато Най, горы Наньша и банка Рид явились

более устойчивыми к воздействию деструктивных процессов. Моделированием установлена рифтогенная структура (предположительно недоразвившийся рифт), разделяющая их на две самостоятельных подпровинции, представленные блоковыми выступами фундамента, объединенные общим основанием.

Осадочный слой вдоль МП достигает максимальной мощности 6 км в пределах шельфовой зоны. Здесь, помимо близости источников поступления осадочного вещества с континента, естественным барьером, накапливающим осадочные массы, является плато Най. Далее по разрезу, в глубоководной котловине, мощность осадочного чехла сокращается до 2 км. Минимальные мощности осадков зафиксированы в районе подводных возвышенностей. Здесь осадочный слой заполняет осадочные впадины и депрессии, мощность слоя меняется от 1 до 2 км, при этом вершины возвышенностей практически лишены осадков, а кое-где фундамент выходит на поверхность дна. Плотность осадков колеблется от  $2.0$  до  $2.4\text{ г/см}^3$ .

---

### 3.6. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

(Г.Н. Шкабарня, В.М. Никифоров, И.М. Варенцов,  
А.Ю. Жуковин, До Хуи Кыонг)

---

Целью настоящей работы стала оценка эффективности магнитотеллурических методов в комплексе геолого-геофизических исследований, установление особенностей электромагнитных процессов в низкочастотном диапазоне в сложно построенной геологической и, соответственно, гетерогенной геоэлектрической среде, разработка методов разделения локальных и региональных магнитотеллурических эффектов, изучение особенностей отображения элементов горизонтально-неоднородной геоэлектрической модели в импедансных и магнитных откликах.

#### Характеристика магнитных откликов

Синхронная помехоподавляющая обработка собранных в 2012–17 гг. данных с опорой на близлежащие геомагнитные обсерватории направлена на получение передаточных операторов ЭМ-поля высокого качества. Исходя из общих положений о более простой структуре магнитовариационных (МВ) откликов, первоочередной задачей ставилось получение магнитных типперов  $[W]$ , определяемых из соотношения Визе-Паркинсона  $H_z = [W] \cdot H_T$  и горизонтальных магнитных тензоров  $[M(r/r_0)]$ ,

определяемых из соотношений  $H_t(r) = [M(r/r_0)] \times H_t(r_0)$ , где  $H_t$  – горизонтальное магнитное поле в полевой точке  $O(r)$  и базовой точке  $B(r_0)$ .

Во всех пунктах, где регистрировались компоненты вариаций магнитного поля, исходный материал, дополненный временными рядами в четырёх геомагнитных обсерваториях (DLT и PHU – Вьетнам, THJ и LZH – юго-западный Китай), оказался вполне пригодным для получения МВ откликов. Собранные таким образом данные позволяют выполнить оценку типпера и горизонтального магнитного тензора относительно различных базовых пунктов по методике многоточечной обработки синхронных МТ/МВ данных, разработанной в ИФЗ РАН [Варенцов и др., 2003; Varentsov, 2015]. Во всех пунктах зондирования, включая магнитную обсерваторию PHU, получены устойчивые multi-RRMC оценки типпера с использованием 2–4-х удалённых пунктов.

Для периодов 256–8192 с построены карты действительных типперов Визе-Паркинсона на изученной площади (рис. 3.17). В её северо-восточной части эти векторы согласованно ориентированы в северо-восточном направлении во всём представленном диапазоне периодов (стрелки ориентированы в сторону от проводника). В юго-западной части площади на пунктах KSN, YNK, CTH стрелки индукционных векторов направлены диаметрально противоположно. В пунктах NGL, YNB, PYN, расположенных на северо-западе площади, индукционные вектора отличаются низким уровнем модуля, а их направления определяются неточно. Результаты расчета типперов позволяют обозначить полосу смены направления ориентировки индукционных векторов, протягивающуюся более чем на 300 км через всю площадь исследования с северо-запада на юго-восток.

Первичные горизонтальные тензоры определялись относительно обсерватории PHU. Качество полученных горизонтальных откликов во всех пунктах равномерно высокое. Однако, судя по характеру типперов (см. рис. 3.17), обсерватория PHU находится в градиентной зоне аномального магнитного поля, связанного с глубинным электропроводящим телом. В связи с этим горизонтальные МВ отклики, оцененные относительно PHU, были пересчитаны относительно пунктов зондирования, максимально удаленных от выявленной аномалии.

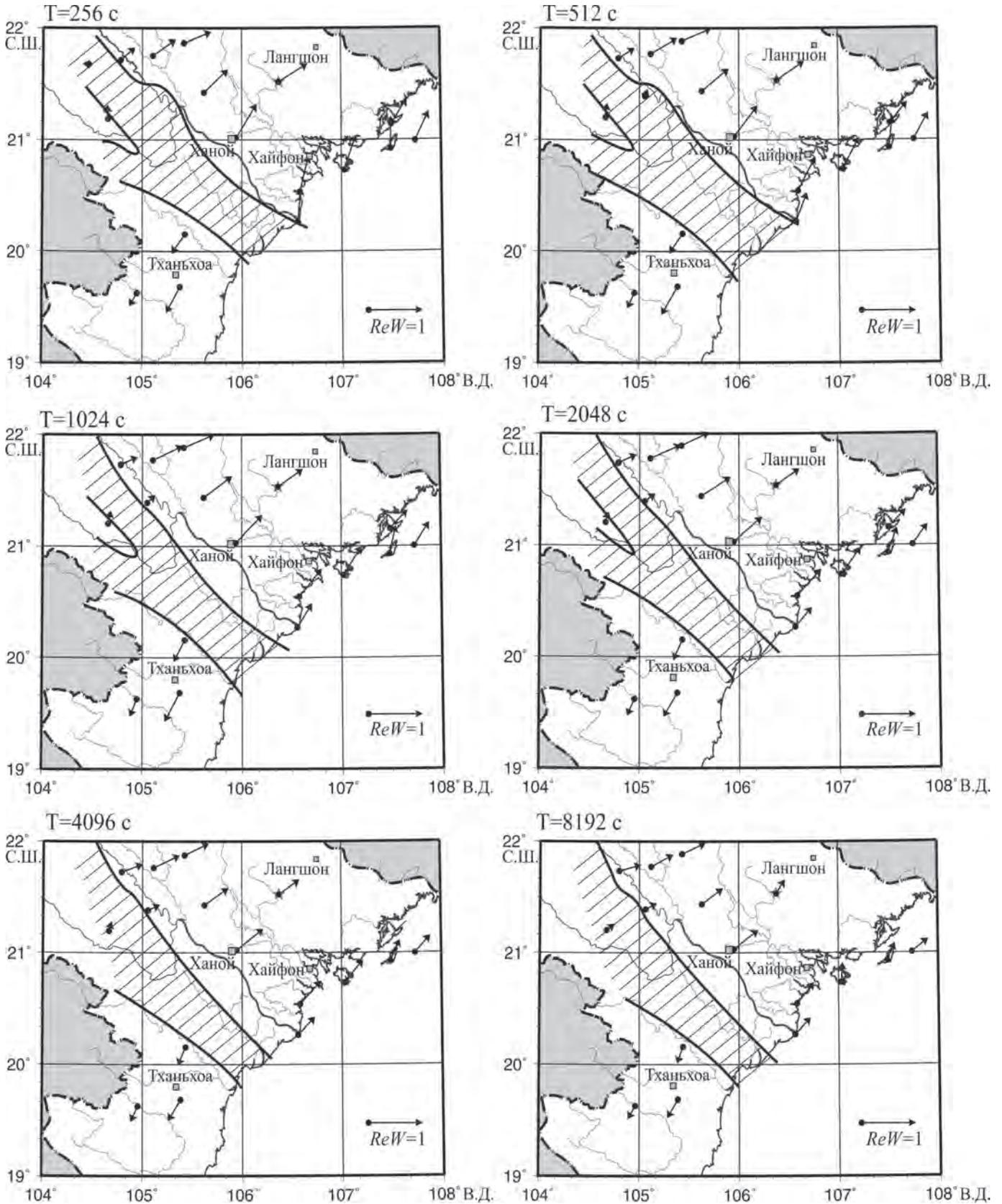
При сопоставлении пунктов зондирования установлено, что пересчеты для удаленных пунктов характеризуются очень близким представлени-

ем структуры аномального поля горизонтальных магнитных откликов. Оптимальным по точности и простоте пространственной структуры горизонтальных МВ откликов стал пересчет относительно пункта HLG (100 км на северо-восток от г. Ханоя), представленный на рис. 3.18.

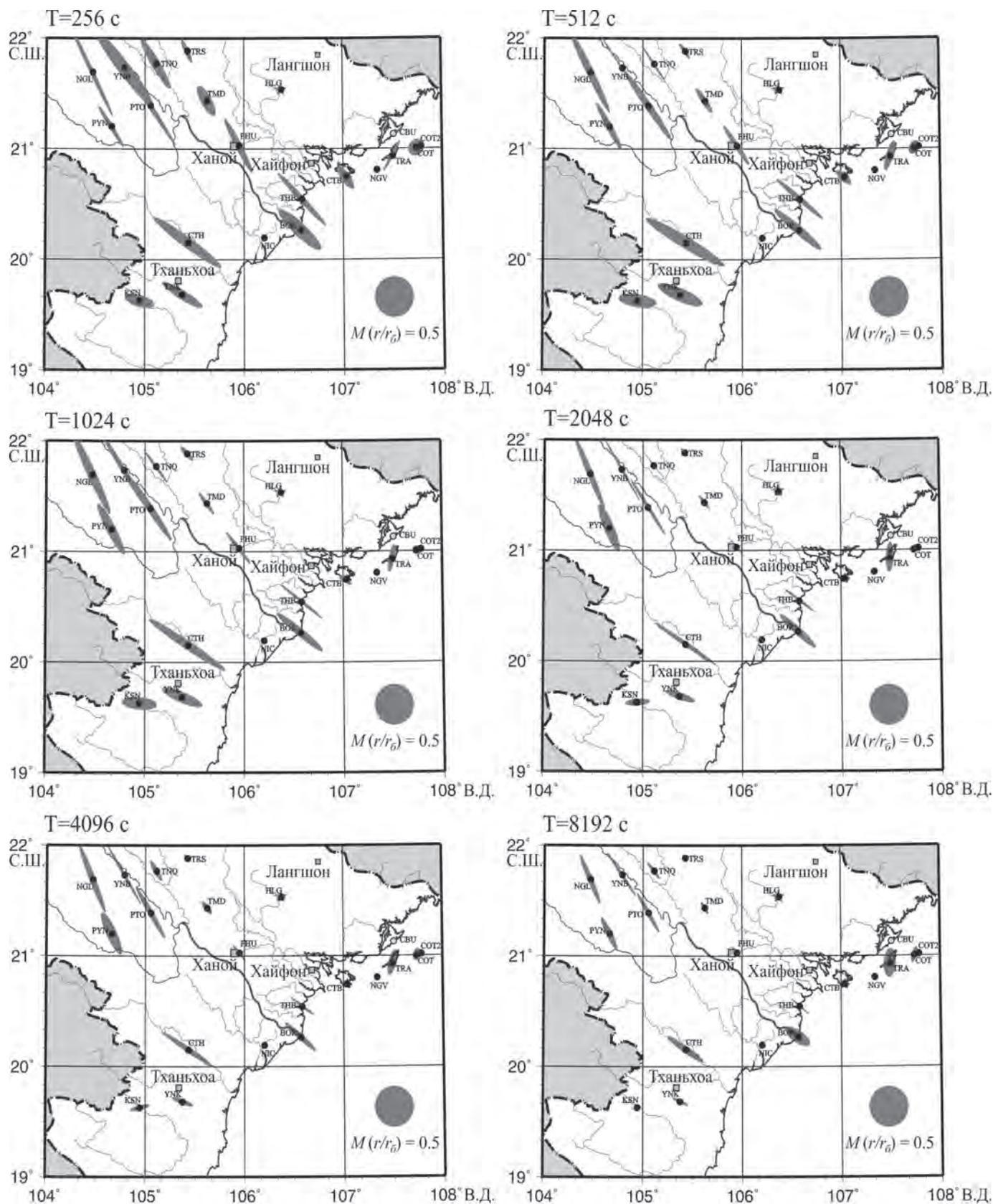
Графически магнитные отклики представлены в виде эллипсов магнитных тензоров. Для наглядности эллипсы развёрнуты на угол  $90^\circ$ , чтобы они своими длинными осями подчеркивали направление простирания электропроводящих объектов нижнего полупространства. В пересчете на рис. 3.18 на всех периодах свыше 256 с изолинии аксимальных значений горизонтальных МВ откликов обрисовывают слабоосложнённую трапециевидную структуру юго-западного простирания. Из-за недостатка полевых наблюдений в западной части площади, юго-западное крыло аномальной структуры изучено лишь частично. Зона минимальных значений типперов располагается внутри зоны максимальных значений горизонтальных МВ откликов. Такое поведение аномальных вертикальных и горизонтальных полей является свидетельством простой, близкой к двумерной электрической структуре нижнего полупространства, создающей отмеченные аномалии. На это же указывает и характер эллипсов горизонтальных магнитных тензоров, отличающихся большим преобладанием длинных осей над короткими.

## Характеристика магнитотеллурических откликов

Оценки импеданса в разных пунктах существенно различаются по качеству. Устойчивые multi-RRMC оценки импеданса [Варенцов и др., 2003; Varentsov, 2015] с использованием 2–4-х удаленных пунктов удалось получить лишь в отдельных случаях. Экстремальные инвариантные параметры кажущихся сопротивлений и фаз во многих случаях сильно отличаются, что делает невозможным установление тенденций в их изменениях на территории исследования. Эффективные кажущиеся сопротивления и фазы согласуются лишь в отдельных пунктах: PTO, KSN, YNK, NGL, YNB. Результаты обработки МТ-поля с целью определения компонент тензора импеданса, связывающего электрическое и магнитное поля соотношением  $E_t = [Z] \cdot H_t$ , также как и результаты, полученные ранее в этом районе вьетнамскими и французскими исследователями [Doan et al., 2001] показыва-



▲ Рис. 3.17. Действительные индукционные векторы в пунктах наблюдения компонент магнитного поля. Штриховкой обозначены зоны смены направлений индукционных векторов



▲ Рис. 3.18. Карты горизонтальных магнитных откликов. Базовый пункт HLG: эллипсы горизонтальных магнитных откликов развернуты на угол 90°

ют, что интерпретация неустойчивых по площади магнитотеллурических откликов неизбежно приводит к неадекватным геологическим построениям [Dinh et al., 2018]. При этом каждая точка МТЗ отождествляется с отдельным геоэлектрическим блоком, резко отличающимся от соседних по электрическому сопротивлению.

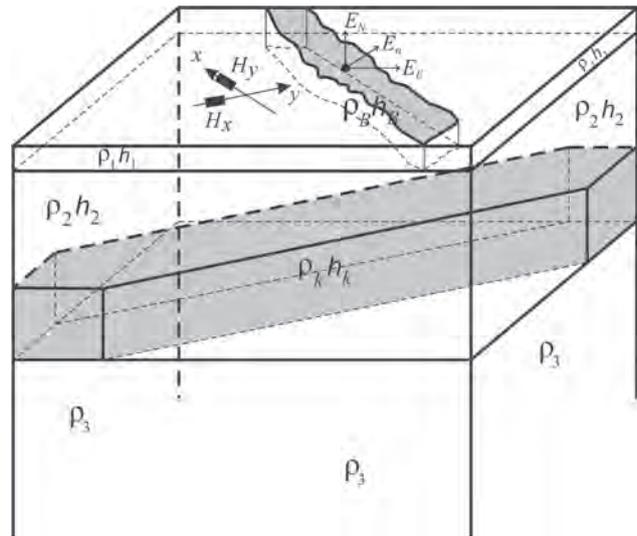
Геологическое строение Северного Вьетнама, тектоника и, как показано выше, вертикальные и горизонтальные магнитные отклики МТ-поля указывают на большую вероятность наличия региональных двумерных или квазидвумерных геоэлектрических структур. Вместе с тем, судя по имеющимся данным, резкие неоднородности электрического сопротивления приповерхностных локальных структур (разрывы, поверхностные и подземные воды и т.д.) делают более сложной зависимость между электрическим и магнитным полями, которая представляет собой отклик от суперпозиции глубинной и поверхностной структур. Согласно [Бердичевский, Дмитриев, 2010], локально-региональный импеданс суперпозиции структур имеет вид:  $[Z^S] = [e] \cdot [Z^R]$ , где  $[Z^S]$  – локально-региональный импеданс, рассчитываемый по записям МТ-поля,  $[Z^R]$  – региональный импеданс,  $[e]$  – тензор локальных электрических искажений.

Исследования импеданса  $[Z^S]$  в Северном Вьетнаме выявили грубое нарушение дисперсных соотношений второго рода. Согласно [Бердичевский, Дмитриев, 2010], «если трехмерные приповерхностные неоднородности образуют геологический шум, нарушающий дисперсное соотношение второго рода, то в результате инверсии кажущихся сопротивлений и фаз импеданса получаются различные геологические структуры». Для устранения этого явления потребовалось разделить региональных и локальных эффектов, суммарно проявленных в значениях  $[Z^S]$ .

Возможность обнаружения и учёта искажений, создаваемых локальными приповерхностными неоднородностями, изучалась многими исследователями. В настоящее время в практических работах широко используются методы Бара [Bahr, 1988], Грума–Бейли [Groom, Bailey, 1989]. Особенно популярен анализ фазового тензора [Caldwell et al., 2004]. Но, как показывает опыт работы МТЗ в складчатых районах (горные районы Сахалина, Сихотэ-Алиня, Вьетнама), где приповерхностные образования, как правило, высокоомные и расчленённые на разномасштабные отдельные низкоомными нарушениями, перечисленные методы не дают устойчивые значения, что приво-

дит к противоречивым геологическим построениям. Причина состоит, по-видимому, в том, что во всех применяемых методах главные направления, как и главные значения регионального тензора импеданса, определяются как комбинации 8-ми расчётных компонент тензора импеданса в системе координат наблюдения электрического и магнитного поля. Каждая из этих компонент, рассчитываемая на фоне геологического и техногенного шума, вносит определенную ошибку, а затем эти ошибки складываются.

Для минимизации этого недостатка нами предложен более трудоемкий метод, но дающий устойчивый по площади результат, названный азимутальным анализом кажущегося сопротивления. Теория этого метода подробно изложена в [Никифоров и др., 2020]. В нем разделение локальных и региональных МТ-эффектов основано на свойстве равенства дополнительных импедансов для случая, когда магнитное поле регистрируется вдоль и вкрест направления региональной структуры. В такой позиции (рис. 3.19) электрическое поле во всех направлениях определяется только через основные импедансы региональной структуры. Роль локальной структуры заключается в смещении уровня



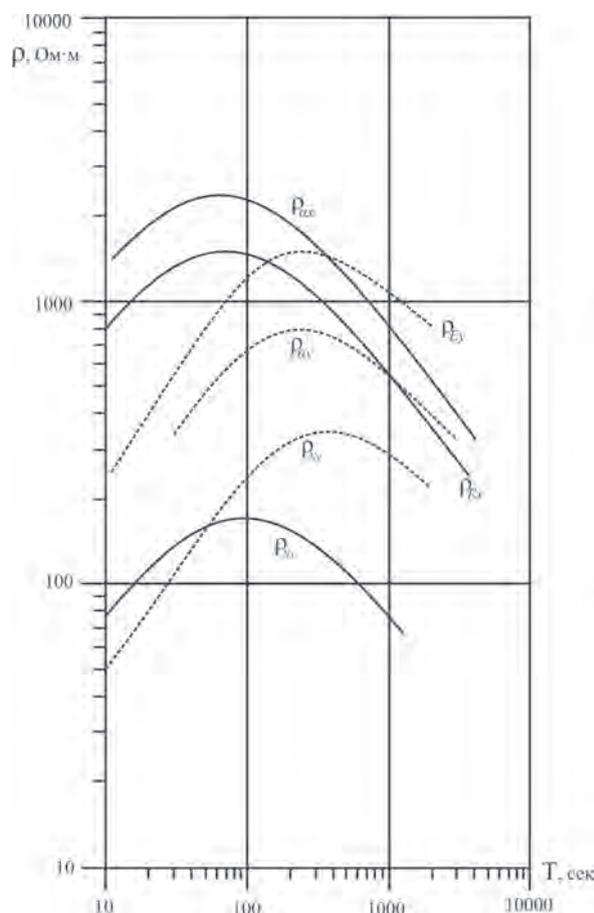
▲ **Рис. 3.19.** Связь электрического поля на поверхности модели, представленной суперпозицией региональной глубинной и локальной поверхностной структурами, с основными импедансами региональной структуры. Условные обозначения:  $\rho_1 h_1$ ,  $\rho_2 h_2$ ,  $\rho_3$  – параметры слоёв модели;  $\rho_k h_k$  – параметры региональной коровой структуры;  $\rho_B h_B$  – параметры локальной приповерхности структуры.  $E_N, E_\alpha$  – электрические поля в направлении север-юг (N), восток-запад (E), в произвольном направлении ( $\alpha$ ).  $H_x$  – магнитное поле вдоль региональной структуры,  $H_y$  – магнитное поле вкрест региональной структуры

импедансных характеристик без изменения их формы в зависимости от периодов вариаций.

Технически разделение локальных и региональных эффектов проводится посредством пошагового (обычно начиная от направления юг–север и далее через  $10^\circ$ ) наращивания угла поворота системы координат  $xy$ , в которую пересчитываются горизонтальные компоненты магнитного поля  $H_x$  и  $H_y$ , исходно зарегистрированные в направлениях юг–север и запад–восток. Затем рассчитываются в широком диапазоне периодов коэффициенты  $Z_{Nx}(T)$ ,  $Z_{Wx}(T)$ ,  $Z_{Ny}(T)$ ,  $Z_{Wy}(T)$ , связывающие электрическое поле в направлениях юг–север и запад–восток с горизонтальными компонентами  $H_x$  и  $H_y$ :

$$E_N = Z_{Nx} \cdot H_x + Z_{Ny} \cdot H_y, \quad (3.3)$$

$$E_E = Z_{Ex} \cdot H_x + Z_{Ey} \cdot H_y. \quad (3.4)$$



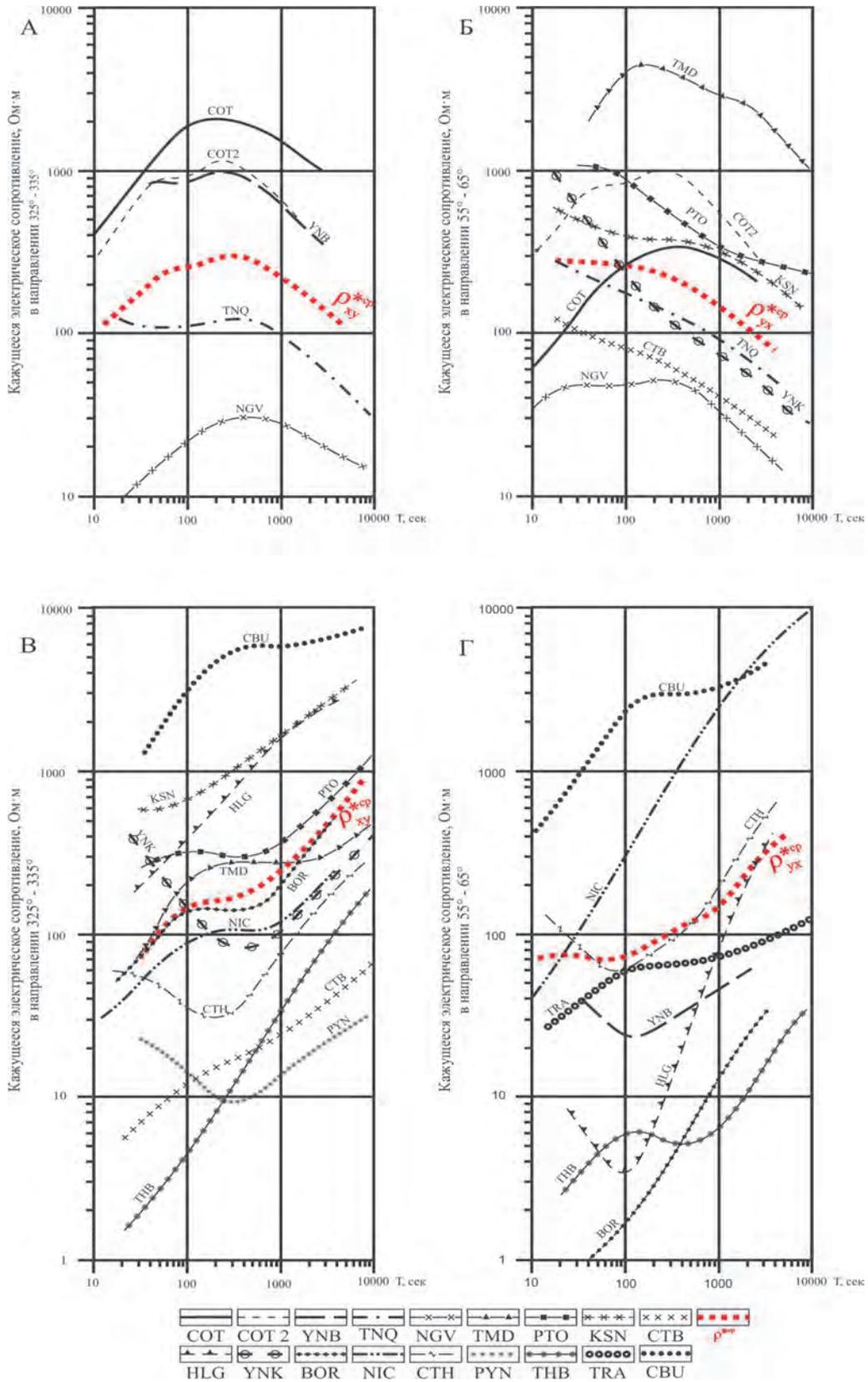
▲ **Рис. 3.20.** Примеры кривых кажущегося сопротивления, рассчитанных в пункте С0Т по вариациям электрического поля в линиях север–юг (N), запад–восток (E), северо-запад–юго-восток ( $\alpha = 135^\circ$ ) и магнитным вариациям в главных направлениях тензора импеданса X, Y. Пунктирные линии – направление оси  $x$ , равное  $335^\circ$ , непрерывные линии – направление оси  $y$ , равное  $65^\circ$

При достижении конформности кривых в парах  $|Z_{Nx}(T)|$  и  $|Z_{Ex}(T)|$ ;  $|Z_{Ny}(T)|$  и  $|Z_{Ey}(T)|$  процесс наращивания угла поворота системы координат  $xy$  заканчивается. Этот угол и определяет главные направления регионального тензора импеданса. Таким образом, метод позволяет надёжно определять главные направления региональных структур и конфигурацию кривых кажущегося сопротивления в этих направлениях.

Используя значения  $Z_{Nx}(T)$ ,  $Z_{Ex}(T)$ ,  $Z_{Ny}(T)$ ,  $Z_{Ey}(T)$ , рассчитываются кривые кажущегося сопротивления  $\rho_{Nx}(T)$ ,  $\rho_{Ex}(T)$ ,  $\rho_{Ny}(T)$ ,  $\rho_{Ey}(T)$ , на которых более отчетливо проявлены детали формы. На рис. 3.20 приведен пример кривых кажущегося сопротивления, рассчитанных по методике азимутального анализа. Как видно из рисунка, при положении осей  $x \sim 335^\circ$ ,  $y \sim 65^\circ$  кажущиеся сопротивления образуют две конформные группы:  $\rho_{\alpha\alpha}(T)$ ,  $\rho_{Nx}(T)$ ,  $\rho_{Ex}(T)$  и  $\rho_{\omega\omega}(T)$ ,  $\rho_{Ny}(T)$ ,  $\rho_{Ey}(T)$ . Такое разделение на две поляризации указывает на то, что действительно имеется региональная структура, близкая к двумерной. Главные значения импедансов определяются с точностью до неопределенного постоянного множителя. Учитывая это обстоятельство, в дальнейшем будем рассматривать кривые  $\rho_{xy}^* = \sqrt{\rho_{Ny} \cdot \rho_{Ey}}$  и  $\rho_{yx}^* = \sqrt{\rho_{Nx} \cdot \rho_{Ex}}$ , которые, в свою очередь, также смещены относительно своего истинного положения. Факт несоответствия расчетного значения истинному отмечается символом \* над параметром  $\rho$ .

На рис. 3.21 приводятся кривые кажущегося сопротивления, рассчитанные рассмотренным выше способом или методом поворота тензора импеданса с дальнейшей проверкой на выполнение условий конформности (1) и (2). На территории Северного Вьетнама практически во всех пунктах надёжно выделяются два главных направления: первое – соответствующее направлению оси  $x$   $325^\circ$ – $335^\circ$ , второе – соответствующее направлению оси  $y$   $55^\circ$ – $65^\circ$ . Лишь в пункте TRS, который расположен в зоне дробления и, соответственно, сильных поверхностных искажений, не удалось получить  $\rho_{xy}^*$  и  $\rho_{yx}^*$ .

Отличительным свойством кажущегося сопротивления на территории Северного Вьетнама является его поведение в длиннопериодном диапазоне  $T > 500$  с. На рис. 3.21, А приведено семейство кривых  $\rho_{xy}^*$ , представленное в общих чертах конформными индивидуальными кривыми, на которых в интервале периодов  $10 < T < 100$  с имеет место восходящая ветвь, сменяемая далее максимумом и устойчивой нисходящей ветвью, продолжающейся в отдельных случаях до  $T = 10\,000$  с. Аналогично в длиннопериодном интервале пред-



▲ Рис. 3.21. Кривые магнитотеллурического зондирования. А, В – кривые МТЗ в направлении 325°–335° ( $\rho_{yx}^*$ ); Б, Г – кривые МТЗ в направлении 55°–65° ( $\rho_{yx}^*$ ). В условных обозначениях приведены типы линий для точек МТЗ, обозначенных на рис. 3.6.  $\rho_{yx}^{*cp}$ ,  $\rho_{yx}^{*cp}$  – среднегеометрические кривые МТЗ в группах

ставлено семейство  $\rho_{yx}^*$  (см. рис. 3.21, Б). Отличие состоит в разнообразии форм на коротких периодах. Отмечается, что несмотря на большой разброс уровней индивидуальных кривых в обоих семействах, среднегеометрические кривые  $\rho_{yx}^{*cp}$  и  $\rho_{xy}^{*cp}$  достаточно близки по уровню и конформны при  $T > 500$  с. Формально взаимно перпендикулярные кривые  $\rho_{yx}^{*cp}$  и  $\rho_{xy}^{*cp}$  свидетельствуют о наличии слоистого фонового глубинного геоэлектрического разреза, в котором, начиная с некоторого рубежа, происходит уменьшение удельного электрического сопротивления с глубиной.

Иные черты глубинного геоэлектрического разреза получаются по кривым, представленным на рис. 3.21, В и 3.21, Г. Оба семейства, одно из которых образовано индивидуальными кривыми  $\rho_{xy}^*$  (см. рис. 3.21, В), а другое – индивидуальными кривыми  $\rho_{yx}^*$  (см. рис. 3.21, Г), весьма похожи друг на друга. В диапазоне периодов  $10 < T < 1000$  с на отдельных кривых  $\rho_{xy}^*$  и  $\rho_{yx}^*$  имеются асимптотически восходящие ветви (на пунктах NIC, HLG, KSN, THB, BOR, CTH, CTB), иногда осложненные перегибами ( $\rho_{xy}^*$  и  $\rho_{yx}^*$  на пункте CTH,  $\rho_{yx}^*$  на пункте THB, HLG). Но чаще всего в этом диапазоне на кривых присутствует минимум, положение которого на оси периодов меняется от точки к точке. На всех кривых обоих семейств, независимо от их индивидуальной формы в короткопериодном интервале, при  $T > 1000$  с присутствует крутая восходящая ветвь, которая на отдельных пунктах прослежена до  $T = 20\ 000$  с. Отметим, что, несмотря на очень большой разброс уровней кажущегося сопротивления индивидуальных кривых, составляющий три-четыре порядка, геометрическое осреднение дает похожие по форме и по уровню значения  $\rho_{xy}^{*cp}$  и  $\rho_{yx}^{*cp}$  (см. рис. 3.21). Такой вид кривых теоретически может соответствовать плоскостроистому геоэлектрическому разрезу, подстилаемому абсолютным изолятором бесконечной мощности.

### Построение геоэлектрической модели тектоносферы первого приближения

Анализ МТ и МВ откликов среды на территории Северного Вьетнама выявил относительно простую структуру аномального вертикального и аномального горизонтального поля, в основных чертах соответствующую двумерным геоэлектрическим структурам нижнего полупространства. Структура поля электрических откликов оказалась сложнее, хотя и отмечается соответствие юго-восточного на-

правления зоны аномальных значений вертикального и горизонтального магнитных полей одному из главных направлений регионального тензора импеданса.

Районирование кривых  $\rho_{xy}^*$  и  $\rho_{yx}^*$  показало, что на сравнительно небольшой территории Северного Вьетнама в обоих главных направлениях кривые кажущегося сопротивления в своих длиннопериодных частях трансформируются от нисходящих до асимптотически восходящих. Объяснение природы восходящих ветвей имеет ключевое значение для описания геоэлектрической модели тектоносферы. В прибрежной зоне обычно аномальное увеличение кажущегося сопротивления связывают с «береговым» эффектом [Мороз, 1991; Никифоров и др., 2004; Utada, Baba, 2014]. Однако Северный Вьетнам омывается малоглубинным заливом Бакбо (изобата 100 м находится на удалении более 400 км от береговой линии района исследований), что не позволяет увязать аномальный эффект с влиянием моря. Другим убедительным и принципиально новым обстоятельством, исключаяющим влияние «берегового» эффекта, является тот факт, что аномальное поведение кривых кажущегося сопротивления отмечается в трех зонах разного простирания: одна из них протягивается вдоль побережья в северо-восточном направлении, а две другие ортогонально пересекают первую в юго-восточном направлении. Внутри этих зон на кривых вкрест по отношению к простиранию зоны (на кривых  $\rho_{xy}^*$  в зоне северо-восточного простирания и на кривых  $\rho_{yx}^*$  в зонах юго-восточного простирания) отмечаются аномально восходящие ветви, прослеживающиеся до периодов 10 000–15 000 с.

Природа аномальных МВ и МТ откликов связывается нами со спецификой слоисто-блокового строения тектоносферы, где вертикальные (крутопадающие) границы способствуют появлению вертикальных электрических токов, трансформирующихся вблизи дневной поверхности в горизонтальные токи. Исходя из предположения, что на участках территории, где последние минимальны, эффективные кажущиеся сопротивления согласуются между собой, по результатам МТЗ в таких пунктах целесообразно получить общее представление о слоистом геоэлектрическом разрезе тектоносферы. Данные в пунктах: PTO, KSN, YNK, NGL, YNB, отвечающие этому условию, послужили основой для создания слоистой фоновой модели тектоносферы Северного Вьетнама.

Для вышеперечисленных пунктов выполнена *ID* инверсия [Варенцов и др., 2003]. Результаты

инверсии образуют на графике  $\rho(H)$  сравнительно широкую, закономерно меняющуюся с глубиной область возможных значений электрического сопротивления (рис. 3.22). Границы максимальных и минимальных значений этой области практически конформные, что благоприятствует выделению отдельных геоэлектрических горизонтов тектоносферы. График  $\rho(H)$  в интервале глубин 200–500 км практически совпадает со стандартным геоэлектрическим разрезом [Ваньян, 1997; Ваньян и др., 1986], что подкрепляет доверительные отношения и к его верхней части (0–200 км). В этом интервале глубин можно выделить следующие геоэлектрические горизонты (табл. 3.2).

Анализ соотношения инвертированного удельного электрического сопротивления обнаруживает два различающихся между собой яруса геоэлектрического разреза тектоносферы Северного Вьетнама. Верхний ярус, занимающий глубинный ин-

тервал 0–50 км, характеризуется значительным (в 2–3 порядка) занижением инвертированного электрического сопротивления относительно стандартного. В большинстве опорных пунктов наблюдения в интервале глубин 10–50 км присутствуют низкоомные (10–20 Ом·м) образования. В некоторых пунктах, расположенных в пределах разломных зон, например, в пункте NGL, очень низкие сопротивления (1–10 Ом·м) фиксируются в интервале глубин 0–10 км, хотя, начиная с 30 км и глубже, распределение инвертированного сопротивления такое же, как и на всех других опорных пунктах. Этот факт может трактоваться как проявление низкоомных разломных зон, распространяющихся на глубину до 10–15 км.

Нижний ярус геоэлектрического разреза, изученный в интервале глубин 50–450 км, характеризуется небольшим отклонением инвертированного сопротивления от стандартного. Лишь в интерва-

► **Рис. 3.22.** Сводный график распределения значений удельного электрического сопротивления пород тектоносферы Северного Вьетнама (по данным инверсии эффективного кажущегося сопротивления).

1 – результаты инверсии сопротивления в пунктах YNK, PTO, KSN, YNB;  
2 – результаты инверсии сопротивления в пункте NGL; 3 – границы области возможных значений удельного электрического сопротивления в тектоносфере Северного Вьетнама; 4 – стандартное [Ваньян, 1997] сопротивление пород тектоносферы

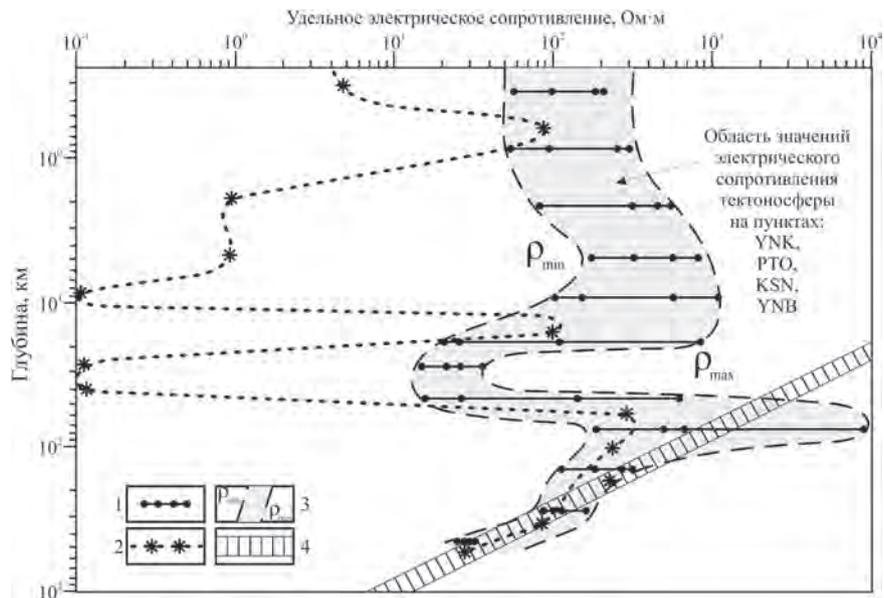


Таблица 3.2.

### Геоэлектрические горизонты модели тектоносферы Северного Вьетнама

№ п/п	Название геоэлектрических горизонтов	Глубина кровли, км	Глубина подошвы, км	Диапазон удельных сопротивлений, Ом·м
1	Осадочная толща	0	1–2	60–300
2	Верхняя часть консолидированной коры	0–2	10–20	200–1000
3	Нижняя часть земной коры	10–20	30–50	15–30
4	Подкорковая литосфера	30–50	120–150	1000–10000
5	Астеносфера	120–150		50–100
6	Стандартный (градиентный) геоэлектрический разрез [Ваньян, 1997]			

ле 120–250 км отмечается некоторое занижение инвертированных сопротивлений, что можно увязать с присутствием в разрезе тектоносферы электропроводящих (50–100 Ом·м) образований астеносферы.

В поиске класса неоднородностей, расположенных в рассмотренном выше слоистом геоэлектрическом разрезе, которые могли бы отражаться в виде протяжённых восходящих ветвей до периодов свыше 10 000 с на кривых кажущегося сопротивления, особое внимание привлекает модель [Никифоров и др., 2014, 2018], названная нами моделью сверхглубинной флюидно-разломной системы (СГФРС). Модель СГФРС представлена тремя основными элементами. Первый из них – это высокоомное тело в виде вертикального пласта, развитого в литосфере и под её подошвой, нарушающее непрерывность электрической проводимости астеносферы. С обеих сторон от него в литосфере располагаются субвертикальные (крутопадающее) электропроводящие сравнительно тонкие пласты, разделяющие литосферу на отдельные геоблоки. Эти пласты, отождествляемые с флюидонасыщенными зонами дробления глубинных разломов, обеспечивают гальваническую связь между подлитосферными проводящими горизонтами и проводящими образованиями осадочного чехла. Благодаря такой связи создается электрическая цепь, по которой индуцируемый в подлитосферных горизонтах ток, обогащённый длиннопериодными составляющими, поступает в осадочную толщу. На участке между выходами электропроводящих разломов к поверхности этот дополнительный ток трансформирует частотную характеристику отклика среды.

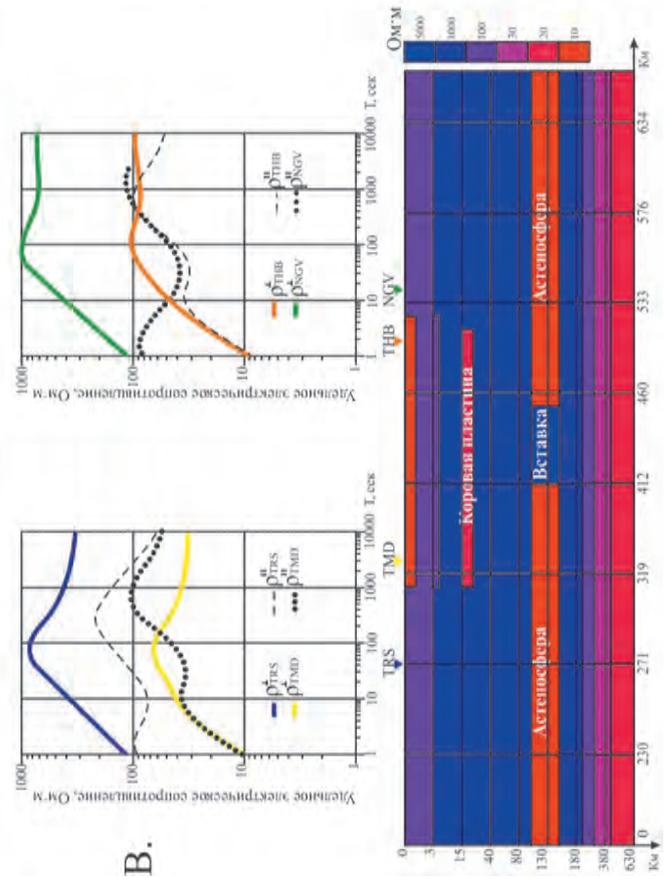
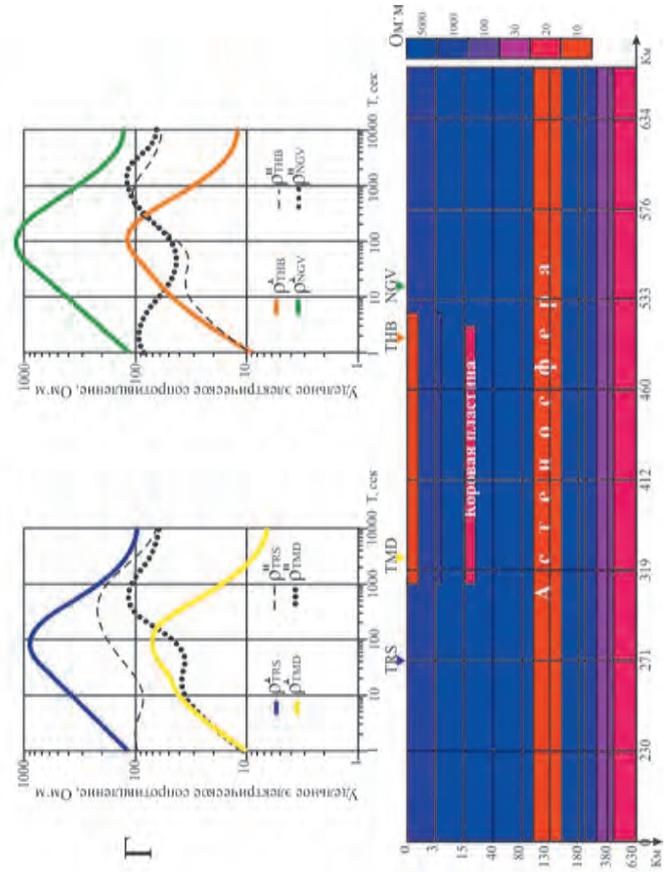
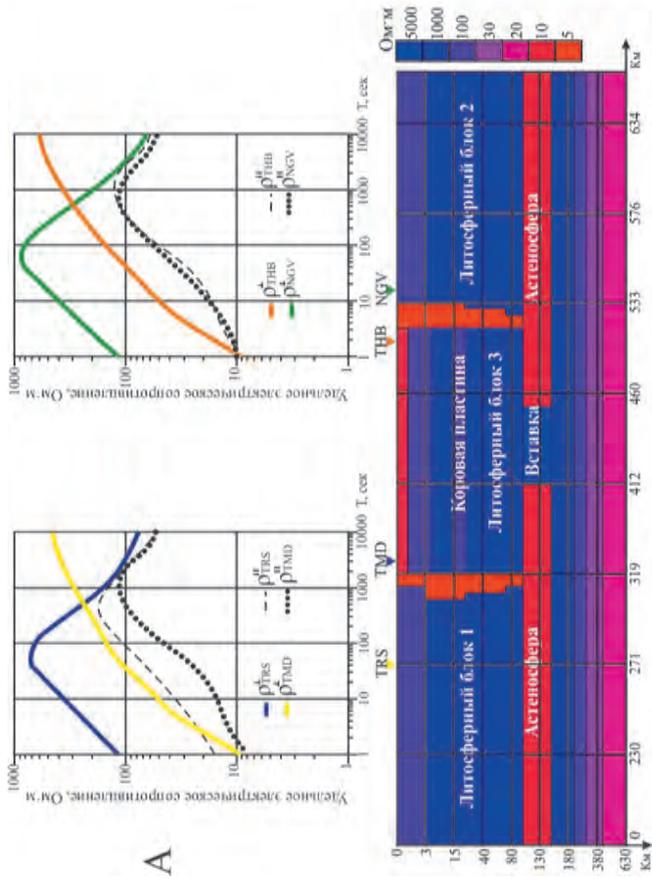
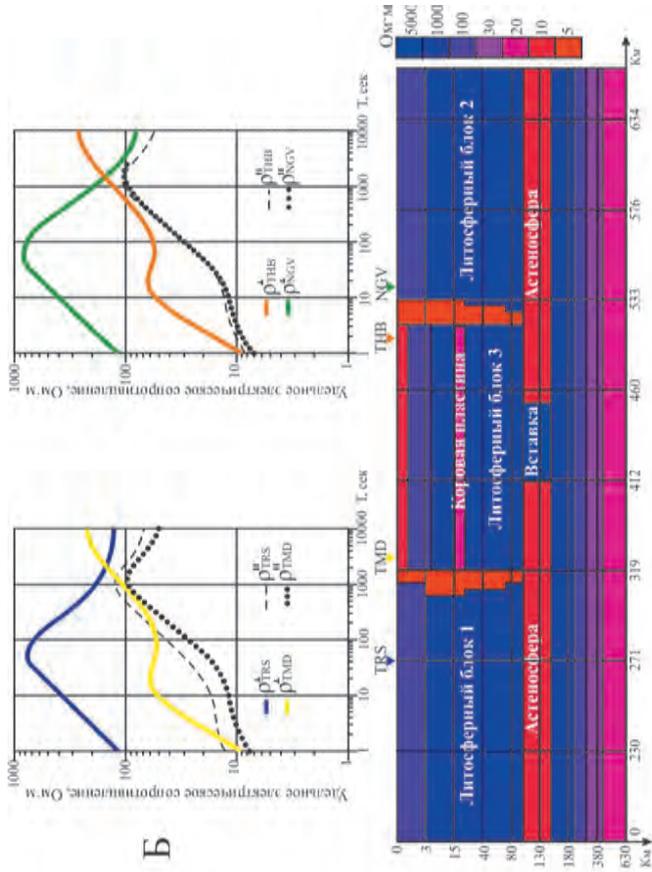
Закономерности трансформации частотных характеристик откликов (а значит и кажущегося сопротивления) в зависимости от деталей модели блоково-слоистой тектоносферы Северного Вьетнама изучались в двумерном варианте (рис. 3.23). На рисунке приводятся результаты моделирования по профилю, проходящему в северо-западном направлении через пункты NGV, СТВ, TMD, TRS. В слоисто-блоковый геоэлектрический разрез, с пара-

метрами, приведенными в табл. 3.2, помещена модель СГФРС. Её высокоомный элемент шириной около 40 км и удельным электрическим сопротивлением  $\rho_{в.} = 1000$  Ом·м разделяет электропроводящую астеносферу ( $\rho_{аст.} = 20$  Ом·м) на электрически разобщенные части. В высокоомной литосфере ( $\rho_{лит.} = 1000$  Ом·м) помещены вертикальные проводящие пласты ( $\rho_{раз.} = 5$  Ом·м) мощностью 2 км, имитирующие флюидонасыщенные зоны глубинных разломов. Верхняя часть разреза представлена слоем, аппроксимирующим осадочную толщу переменной мощности (до 3 км) и сопротивления ( $\rho_{ос.} = 10–100$  Ом·м). В центральной части модели, соответствующей Ханойской впадине, сопротивление осадочной толщи составляет 10 Ом·м. Присутствующая в разрезе СГФРС создает аномальный эффект на поперечных кривых кажущегося сопротивления в виде затягивания их восходящих ветвей, что отчётливо демонстрируется результатами расчёта моделей А и Б (см. рис. 3.23), отличающихся только значениями удельного электрического сопротивления проводящей пластины ( $\rho_{кор.}$ ) в земной коре в интервале глубин 15–25 км. При значении  $\rho_{кор.} = 100$  Ом·м и выше восходящая ветвь  $\rho^{\perp}$  во всех пунктах на участке профиля между разломами монотонно возрастает в диапазоне периодов  $1 < T < 10\ 000$  с (см. рис. 3.23, А). При значении  $\rho_{кор.} = 20$  Ом·м на фоне общего подъема  $\rho^{\perp}$  за счет шунтирующего действия коровой проводящей пластины образуется чётко выраженный минимум, который на периодах свыше 100 с сменяется восходящей ветвью (см. рис. 3.23, Б). В обеих моделях за пределами СГФРС в литосферных блоках 1 и 2 поперечные кривые в диапазоне периодов  $100 < T < 10\ 000$  с представлены нисходящими ветвями, которые на периодах  $T > 1000$  с совпадают с нисходящими ветвями на продольных кривых  $\rho^{\parallel}$ . На всём протяжении профиля в литосферных блоках 1 и 2 кривые  $\rho^{\perp}$  остаются практически неизменными. Подробный анализ результатов показывает, что в моделях А и Б переходные полосы, в которых поперечные кривые трансформируются от «нормального» типа к «аномальному» составляет несколько километров. Трансформация продоль-

► **Рис. 3.23.** Теоретические кривые МТЗ для различных вариантов блоково-слоистой модели тектоносферы.

А – сверхглубинная флюидно-разломная система с проводящим слоем в земной коре (15–25 км)  $\rho_{к} = 180$  Ом·м; Б – сверхглубинная флюидно-разломная система с проводящим слоем в земной коре (15–25 км) с проводящим слоем  $\rho_{к} = 20$  Ом·м; В – сверхглубинная система с проводящим слоем в земной коре (15–25 км) с отсутствием вертикальных проводящих пластов в литосфере; Г – сверхглубинная система с проводящим слоем в земной коре (15–25 км) с отсутствием вертикальных проводящих пластов в литосфере и высокоомного пласта в астеносфере.

Ширина вертикальных проводящих пластов 2–3 км, удельное электрическое сопротивление 5 Ом·м



ных кривых  $\rho''$  в этих моделях происходит постепенно в зонах, достигающих сотен километров в ширину. Низкоомная коровая пластина отражается на поперечных кривых  $\rho^+$  в виде минимума. При этом минимум  $\rho^+$  заметно смещен в сторону длинных периодов относительно соответствующего минимума на кривой  $\rho''$ . Положение минимума  $\rho^+$  тесным образом связано с параметрами проводящей пластины: глубиной залегания и удельным электрическим сопротивлением, что повышает возможности интерпретации данных.

Отсутствие в разрезе тектоносферы сквозли-тосферных электропроводящих вертикальных зон значительно сказывается на поведении  $\rho^+$ . Кривая  $\rho^+$  становится слабочувствительной к присутствию в земной коре горизонтальной проводящей пластины: вместо четкого минимума появляется слабый перегиб в интервале периодов 20–40 с (см. рис. 3.23, В). В длиннопериодном диапазоне  $T > 100$  с на всем профиле кривые  $\rho^+$  мало изменяют свою форму, представляющую выположенную линию, протягивающуюся до  $T > 10\,000$  с. По этим кривым установить положение проекции высокоомной астеносферной вставки на дневную поверхность не представляется возможным. Уровень конформного смещения  $\rho^+$  определяется удельным сопротивлением приповерхностного слоя осадочной толщи.

Если в разрезе тектоносферы отсутствует также и разделяющая проводимость астеносферы высокоомная вставка, то поперечные кривые  $\rho^+$  практически теряют чувствительность к проводящим пластинам в земной коре (см. рис. 3.23, Г). Их форма теперь определяется параметрами основных горизонтальных слоёв тектоносферы и слабо меняется по профилю. Уровень кажущегося сопротивления в каждом конкретном пункте наблюдения варьирует вслед за значениями электрического сопротивления приповерхностного слоя осадочной толщи. Вдали от приповерхностной неоднородности (пункты 1, 4) кривые  $\rho^+$  занимают свой «истинный» уровень. При этом длиннопериодные падающие ветви  $\rho^+$  совпадают с таковыми на  $\rho''$ , а в диапазоне периодов  $10 < T < 1000$  с различие форм  $\rho^+$  и  $\rho''$  определяется их различной чувствительностью к присутствию в разрезе линейных проводников.

Аналогичные закономерности в трансформированных кривых МТЗ были получены ранее на основе моделирования геоэлектрического разреза тектоносферы по профилю АА' вдоль береговой линии северного замыкания залива Бакбо, где зафиксировано наличие двух СГФРС юго-восточ-

ного простирания [Никифоров и др., 2014, 2016, 2018]. Одна из них тяготеет к разломной зоне реки Красная, а другая – к разломной зоне Каобанг – Теньён.

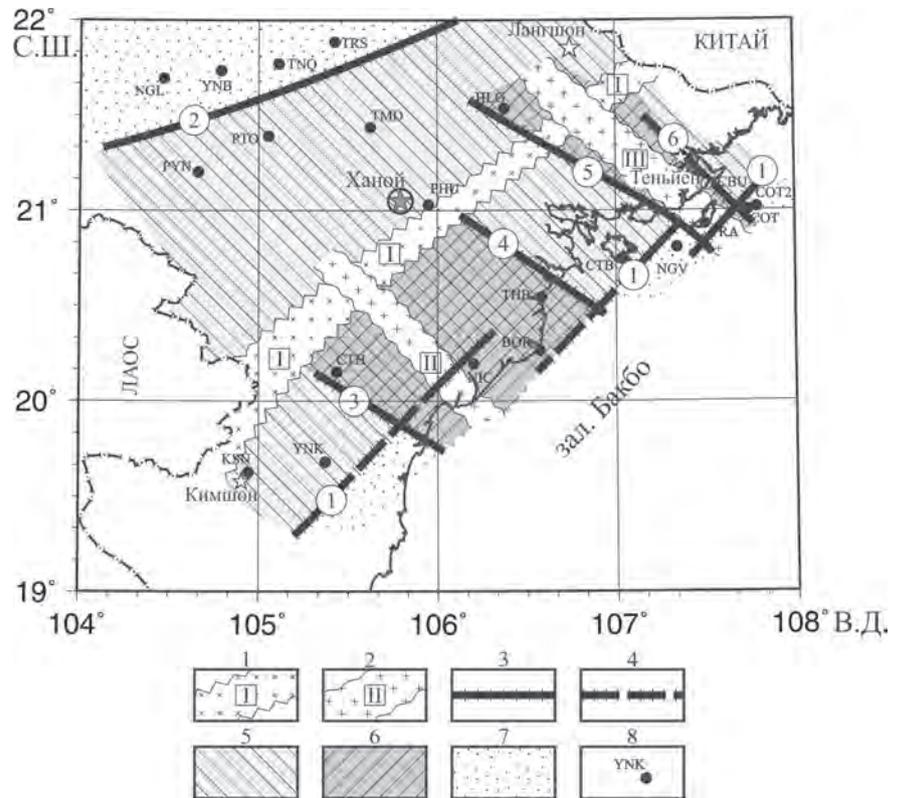
Таким образом получено убедительное обоснование механизма монотонного роста кажущегося сопротивления по мере увеличения периодов вплоть до 20 000 с, вызванного присутствием в разрезе тектоносферы структуры СГФРС. Вводя в различные части модели вертикальные и горизонтальные электропроводящие тела и изменяя их параметры, можно получить всё разнообразие форм кривых МТЗ, характерное для экспериментальных данных. При этом присутствие в разрезе низкоомных (флюидонасыщенных) разломов, выходящих в основание осадочной толщи, отмечается резким изменением формы поперечных кривых  $\rho^+$ . Применяя этот подход, было проведено районирование тектоносферы Северного Вьетнама с выделением трех СГФРС (рис. 3.24).

Используя в качестве практического критерия для геоэлектрического районирования смену нисходящих ветвей  $\rho_{xy}^*$  на восходящие в диапазоне периодов  $T > 1000$  с, несложно выделить границу 2, отождествляемую с выходом в основание осадочной толщи низкоомного (флюидонасыщенного) крутопадающего проводника (разлома), обеспечивающего гальваническую связь пород осадочного чехла с электропроводящей астеносферой (см. рис. 3.24). К северу от границы 2 на пунктах NGL, YNB, TNQ, TRS кривые  $\rho_{xy}^*$  представлены нисходящими ветвями при  $T > 1000$  с. В пунктах, расположенных южнее этой границы, на  $\rho_{xy}^*$  появляются восходящие в диапазоне  $10 < T < 2000$  с (HLG, STB, THB) или осложнённые минимумом восходящие ветви. Далее на юг в пунктах COT, COT2, NGV, и NIC снова фиксируются кривые  $\rho_{xy}^*$ , представленные нисходящей ветвью при  $T > 1000$  с. Положение этих пунктов допускает проведение южной границы смены типов кривых (граница 1 на рис. 3.24) в виде кулисообразно сочленяющихся отрезков. Таким образом, между границами 1 и 2 располагается зона аномального поведения  $\rho_{xy}^*$  в длиннопериодном диапазоне, связанная с наличием в электропроводящей астеносфере высокоомного нарушения I, ось которого простирается в северо-восточном направлении по линии Кимшон – Лангшон. Тектонические элементы 1, I, 2, обуславливающие аномальное поведение  $\rho_{xy}^*$ , формируют СГФРС северо-восточного простирания.

Анализ кажущегося сопротивления в северо-восточном направлении позволяет выделить две

► **Рис. 3.24.** Схема положения проекций сверхглубинных флюидноразломных систем (СГФРС) тектоносферы Северного Вьетнама.

1 – проекция на дневную поверхность системы высокоомных нарушений в астеносфере северо-восточного простирания Кимшон – Лангшон (I); 2 – проекции систем высокоомных нарушений в астеносфере юго-восточного простирания: II – система разломной зоны реки Красная, III – система Теньен – Каобанг; 3, 4 – выходы низкоомных (флюидонасыщенных) сквозьлитосферных субвертикальных разломов: 3 – установленные, 4 – предполагаемые; 5 – зона СГФРС северо-восточного простирания; 6 – зоны СГФРС юго-восточного простирания; 7 – территории с нормальным кажущимся сопротивлением; 8 – пункты МТЗ и их названия. Цифрами в кругах пронумерованы выходы низкоомных сквозьлитосферных разломов



аномальные зоны  $\rho_{yx}^*$ , связанные с присутствием в астеносфере высокоомных нарушений, имеющих юго-восточное простирание.

Первая зона (элементы 3, II, 4 на рис. 3.24) обосновывается наблюдениями МТЗ в пунктах СТН, НИС, ВОР, ТНВ. Эти пункты расположены южнее высокоомного астеносферного нарушения I (Кимшон – Лангшон). В пунктах РУН и РТО, расположенных к северу от нарушения I, восходящие ветви на кривых  $\rho_{yx}^*$  не проявлены. Рассмотренное поведение  $\rho_{yx}^*$  в западной части исследованной территории позволяет предположить, что высокоомное литосферное нарушение II, сопровождающее разломную систему реки Красная, развито лишь в южной части района исследования и, вероятно, под акваторией залива Бакбо. Оно быстро затухает в континентальной части в северо-западном направлении после пересечения линии Кимшон – Лангшон. С обеих сторон рассмотренное высокоомное нарушение ограждено низкоомными сквозьлитосферными проводящими пластами (разломными зонами) 3 и 4 (см. рис. 3.24).

Вторая зона (элементы 5, III, 6 на рис. 3.24), связанная с высокоомным литосферным нарушением III, зафиксирована данными в пунктах НЛГ, СБУ, ТРА в восточной части площади исследования. Нарушение III пересекает линию Кимшон – Лангшон,

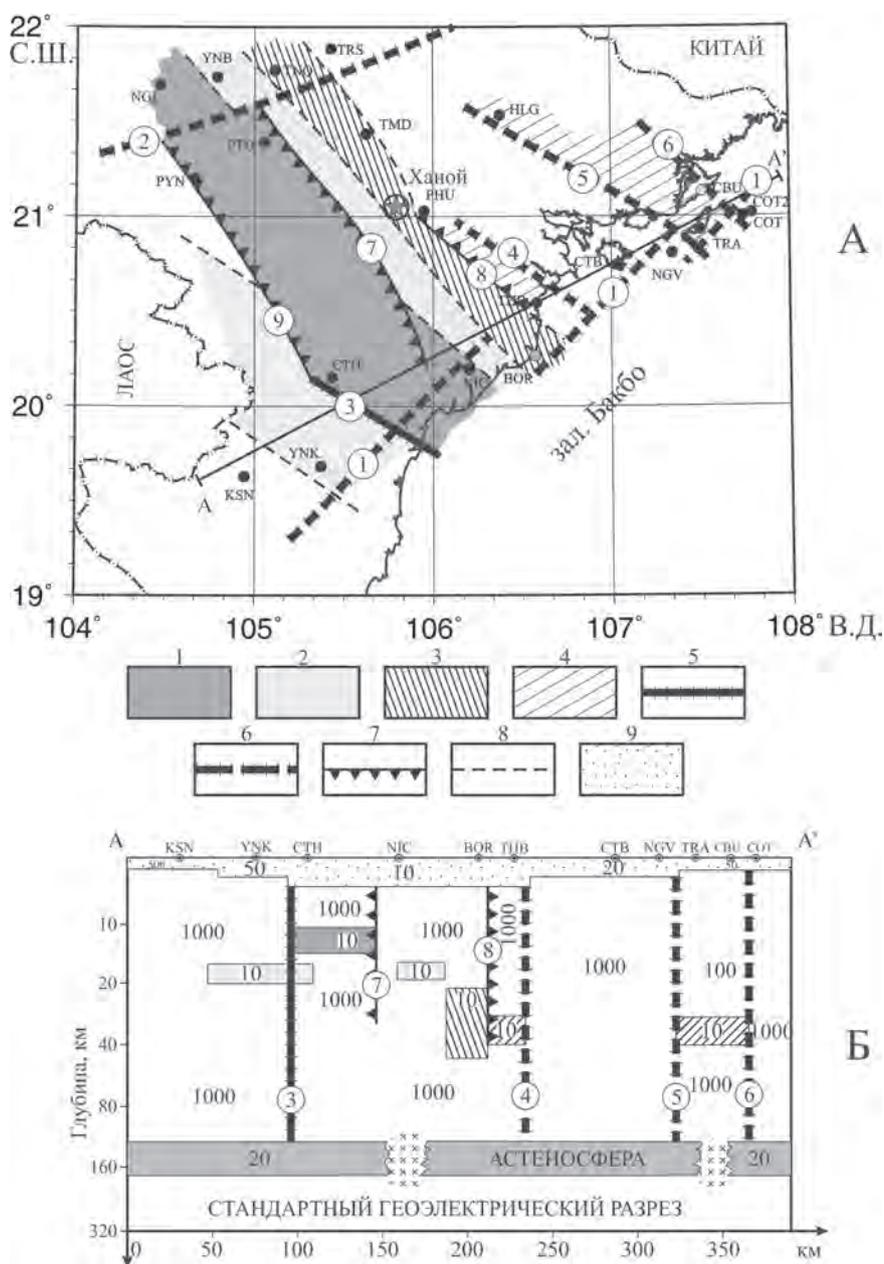
но затухает ли оно сразу после пересечения или протягивается далеко в северо-западном направлении на данном этапе исследования неизвестно. На изученной территории оно ограждено с обеих сторон низкоомными сквозьлитосферными разломами 5 и 6. Положение последнего показано условно, так как граница смены типов кривых  $\rho_{yx}^*$  в этом месте отмечена в одном пункте СОР.

Совместный анализ кривых  $\rho_{xy}^*$  и  $\rho_{yx}^*$  позволяет получить общее представление о каркасе глубинной геоэлектрической модели Северного Вьетнама. Он представлен пересекающимися почти ортогонально сверхглубинными флюидноразломными крутопадающими системами, развитыми в слоистом разрезе. Более детальный анализ кажущегося сопротивления, прежде всего осложнений на восходящих ветвях кривых  $\rho_k$ , даёт определенные представления о пространственном расположении электропроводящих образований в коре и подкоровой литосфере.

В семействе кривых  $\rho_{xy}^*$  (кажущееся сопротивление в северо-западном направлении) выделяется обширная группа, для которой характерно наличие минимума в интервале  $50 < T < 500$  с, предшествующего восходящей ветви при  $T > 1000$  с. Исходя из численного моделирования геоэлектрического разреза, такой характер  $\rho_{xy}^*$  обусловлен присутствием

пластов в различных глубинных интервалах. Моделирование положения этих минимумов на оси периодов, их ширины, а также положения на оси кажущегося сопротивления позволяет составить представление о глубинных интервалах развития низкоомных образований (рис. 3.25, Б). При значении удельного электрического сопротивления в диапазоне  $10 < \rho < 20 \text{ Ом} \cdot \text{м}$  экспериментальные кривые  $\rho_{xy}^*$  лучше всего соответствуют своей формой модельным кривым. Как видно из разреза по профилю АА' (Кимшон – Кото), проводящие коровые образования максимально приближены к дневной поверхности на глубину около 10 км в районе пунктов СТН и НИС. Территориально эта зона

подъема коровых проводящих образований простирается в северо-западном направлении и четко фиксируется на севере участка в пунктах РУН и РТО (см. рис. 3.25, А). Тектонически она соответствует разломной системе реки Да. Эта электропроводящая коровая зона погружается в северо-восточном направлении на глубину кровли до 20 км. В пунктах BOR и TMD коровая проводимость отмечается только для северо-западного направления и не фиксируется в ортогональном направлении. Из этого можно предположить, что в полосе с осевой линией TNQ, TMD, BOR в средней части литосферы (20–50 км) развита система сближенных низкоомных разломов северо-запад-



ного направления, которым на поверхности соответствует разломная зона реки Красной. Интересно отметить, что в пункте TNQ, расположенном за пределами аномальной зоны СГФРС Кимшон–Лангшон, коровый проводящий объект представлен иначе, чем внутри самой СГФРС, что хорошо укладывается в результаты моделирования. В этом пункте коровый проводник отмечается на  $\rho_{xy}^*$  в виде минимума на фоне общего уменьшения кажущегося сопротивления.

К западу от разломной системы реки Да располагается, возможно, обособленная электропроводящая коровая зона в интервале глубин 15–25 км. Она хорошо проявлена на кривых  $\rho_{xy}^*$  в пунктах YNK и СТН. Опираясь на данные азимутального анализа, можно уверенно утверждать, что в этих пунктах ось  $X$  имеет направление  $310^\circ$ – $320^\circ$ , в отличие от  $325^\circ$ – $335^\circ$  на всех остальных пунктах. Кроме того, как показано на рис. 3.17, эта зона, ассоциирующаяся с разломной системой реки Ма, вероятнее всего, устойчиво на всех периодах разворачивает стрелку типпера на пункте PYN ближе к северу.

Закономерность изменения кажущегося сопротивления  $\rho_{yx}^*$  в северо-восточном направлении указывает на возможное присутствие в геоэлектрической модели нескольких электропроводящих в северо-восточном направлении (анизотропных) зон. Особенность их заключается в том, что они имеют северо-западное, ортогональное к проводимости, простирание. Как известно [Бердичевский, 2010; Бердичевский и др., 1991], отражение корового проводника на кривых, ортогональных к простиранию зон, возможно в случае, если он имеет гальваническую связь с осадочной толщей. Учитывая это свойство кривых МТЗ, в модель дополнительно введены низкоомные разломы 7, 8 и 9, проникающие на глубину около 40 км, и обеспечивающие указанную связь (см. рис. 3.25, А, Б).

В зоне, ограниченной разломами 7 и 9, на пунктах PYN, РТО, СТН проводящие коровые образования одновременно, хоть и различным образом, проявляются на взаимно перпендикулярных кривых  $\rho_{yx}^*$  и  $\rho_{xy}^*$ . Можно предположить, что таким образом на кривых МТЗ отражается изотропно-проводящая коровая пластина, залегающая, согласно сделанным путем численного моделирования оценкам, в интервале глубин 10–15 км. В пункте NGL (к северу от разломной линии 2) и NIC (к югу от разломной линии 1) на ортогональных к простиранию зоны кривых  $\rho_{yx}^*$  не проявлены осложнения, указывающие на наличие корового проводника. Это, вероятно, объясняется отсутствием в этих частях

разреза низкоомных разломов, обеспечивающих гальваническую связь рассматриваемого корового проводника с осадочной толщей. По этой причине он проявлен только на кривых  $\rho_{xy}^*$ .

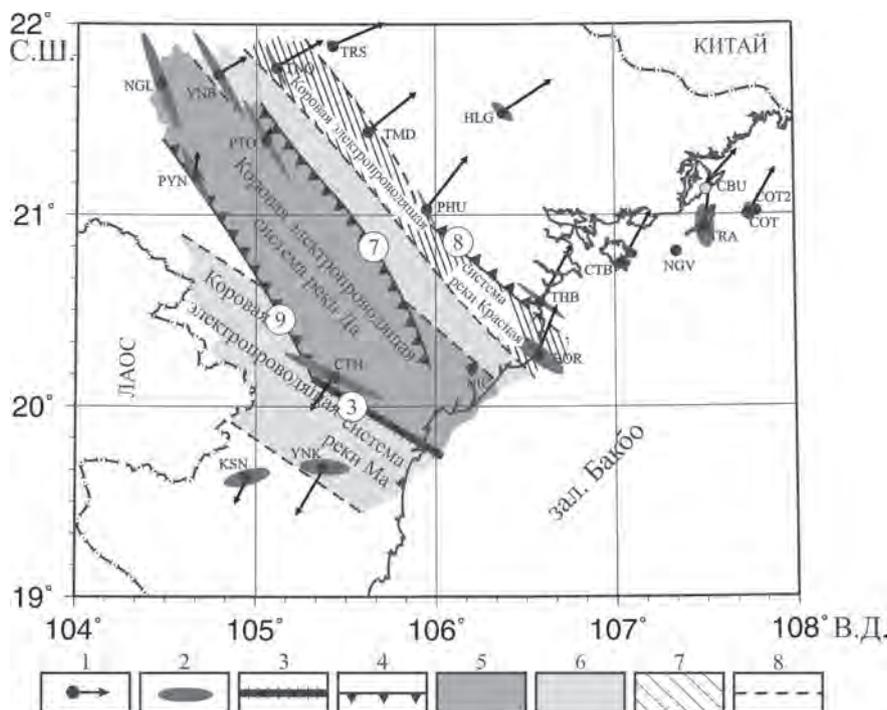
В зонах между разломами 8–4 и 5–6 низкоомные коровые проводники фиксируются только на ортогональных к простиранию кривых  $\rho_{yx}^*$ . Согласно расчётам, эти анизотропно-проводящие образования распространены в интервале глубин 30–40 км, т.е. расположены вблизи границы Мохо [Никифоров и др., 2014, 2018].

Анализ магнитных откликов (см. рис. 3.17, 3.18) показывает, что они связаны, главным образом, с элементами глубинной геоэлектрической модели, простирающимися в северо-западном направлении. К таковым относится сквозьлитосферный разлом 3, коровые разломы 7, 8, 9, коровые электропроводящие системы рек Ма, Да, Красная (рис. 3.26).

Наиболее приподнятая коровая электропроводящая система реки Да (глубина верхней кромки около 10 км) совместно с перечисленными низкоомными разломами, выходящими в основание осадочной толщи (на глубине не более 2 км), образуют на дневной поверхности зону минимальных значений типперов и максимальных значений горизонтальных магнитных откликов  $M(r/r_{NGL})$  или  $M(r/r_{CTB})$ . Границы зон коровых электропроводящих систем, а также низкоомные разломы располагались в модели максимально согласовано по отношению к большим осям эллипсов  $M(r/r_{CTB})$  (см. рис. 3.26).

К северо-востоку от этой, максимально приближенной к поверхности, проводящей системы типперы REW согласовано направлены в северо-восточных азимутах. Их слабое затухание обусловлено наличием еще одной более погруженной коровой электропроводящей системы реки Красная, расположенной гипсометрически ниже коровой системы реки Да. Поскольку электропроводящая система реки Красная максимально проявлена в интервале глубин 20–50 км, её влияние на характер эллипсов  $W(r/r_{CTB})$ , как и назначения типперов REW непосредственно над системой, невелико.

Юго-западнее сквозьлитосферного разлома 3, ограничивающего проводящую систему реки Да, гипсометрически ниже (15–20 км) расположена электропроводящая коровая системы реки Ма. Она несколько больше развернута к западу. С этим азимутальным несогласием с системой реки Да, очевидно, связано изменение направления типперов на пункте PYN и на больших осях эллипсов  $W(r/r_{CTB})$  в пунктах KSN и YNK.



◀ **Рис. 3.26.** Элементы геоэлектрической модели тектоносферы, определяющие магнитные отклики среды.

1 – типперы; 2 – эллипсы горизонтальных откликов относительно пункта СТВ; 3 – низкоомные (флюидонасыщенные) сквозьлитосферные разломы; 4 – низкоомные (флюидонасыщенные) коровые разломы; 5–6 – низкоомные пластины в земной коре; 5 – интервал глубин 10–15 км, 6 – интервал глубин 15–20 км; 7 – зона анизотропно-проводящих в северо-западном направлении образований в интервале глубин 20–40 км; 8 – проекции границ коровых продольных тел на дневную поверхность. Цифрами в кружках обозначены низкоомные разломы, выходящие на поверхность

На данном этапе исследований не обнаружена выраженная связь магнитных откликов среды с разломами 1 и 2 северо-восточного направления, а также с разломами 8, 4, 5, 6 северо-западного направления. Перечисленные разломы представляют собой главные элементы глубинной геоэлектрической модели, с которыми связаны характерные аномалии кажущегося сопротивления. Учитывая, что для образования аномалий кажущегося сопротивления важна вертикальная проводимость разломов, а для образования магнитных аномалий – их горизонтальная проводимость, можно считать, что перечисленные разломы не являются сплошными электропроводящими в горизонтальных направлениях телами.

### Обсуждение результатов

Проведение электромагнитных исследований в длиннопериодном диапазоне ( $10 < T < 20\,000$  с) по программам российско-вьетнамского научного сотрудничества на территории Северного Вьетнама способствовало получению новых результатов как в области электромагнитных явлений в гетерогенном по электропроводности разрезе тектоносферы, так и в области получения новых представлений о глубинном строении в зоне сочленения Индо-Китайского и Южно-Китайского геоблоков. Как выяснилось, важнейшей особенностью

электромагнитного процесса в длиннопериодном диапазоне является гальваническое взаимодействие глубинных электропроводящих систем (проводящая астеносфера и подастеносферные горизонты) с проводящей системой осадочного чехла, включая водную толщу. Взаимодействие осуществляется посредством субвертикальных (крутопадающих) проводников электрического тока, ассоциирующихся с флюидной системой разрывных и трещинных нарушений, образующих сквозьлитосферные разломы.

В зоне суперпозиции приповерхностных и глубинных токов, различающихся по своим частотным характеристикам, образуются (генерируются) аномальные кривые кажущегося сопротивления, обязательной составляющей которых является восходящая ветвь при  $T > 1000$  с. Индивидуальные особенности аномальных кривых МТЗ определяются также наличием в геоэлектрическом разрезе литосферы проводящих тел, прилегающих к проводящим субвертикальным разломам (каналам), и неоднородностью электрического сопротивления приповерхностного слоя, в котором производится регистрация теллурических токов. В этой связи особое место в интерпретации данных занимает разделение локальных и региональных магнитотеллурических эффектов. Предложенные выше подходы к решению этой задачи позволили привести исходные, практически не согласующиеся между собой импедансные отклики к системе с устой-

чиво выраженными закономерностями изменения по площади исследований.

Основными элементами модели являются разнонаправленные вертикальные электропроводящие пластины (пласты), отождествляемые с флюидонасыщенными разломами различных рангов, разделяющие слоистый разрез тектоносферы (весьма похожий по параметрам на разрезы Сахалина, Камчатки, Японии) на геоблоки различных масштабов.

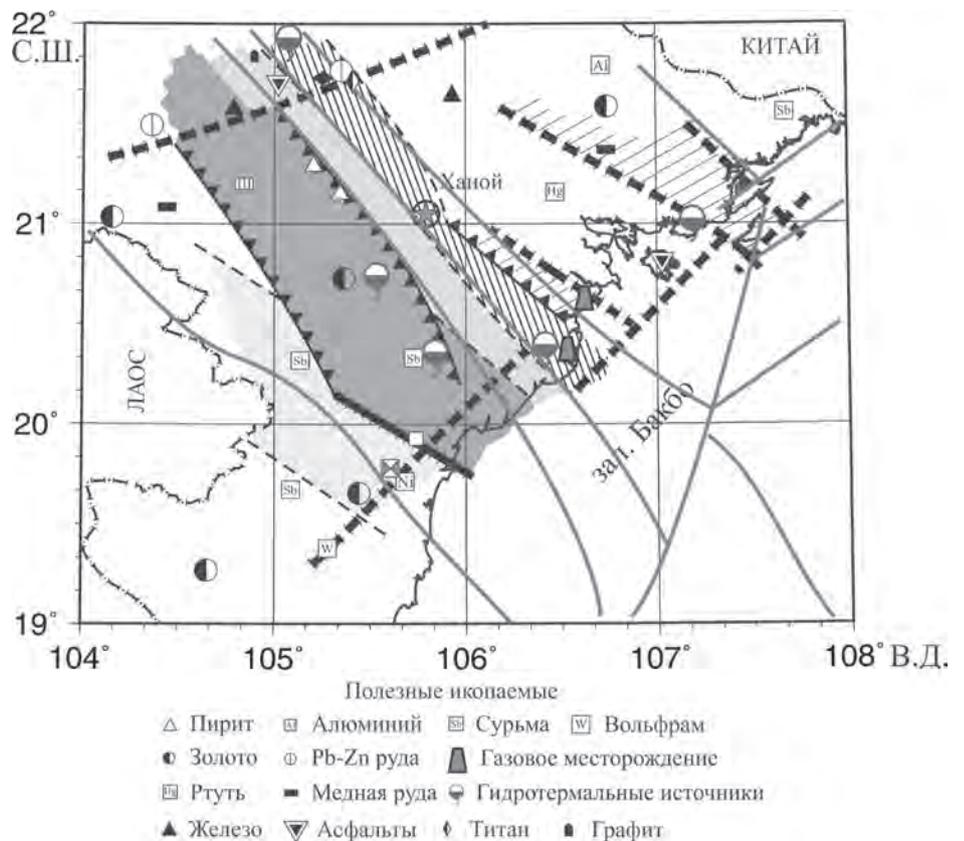
Аномальные вертикальное и горизонтальное магнитные поля отличаются простой структурой, в общих чертах соответствующей двумерной модели. При этом положение коровых проводящих тел северо-западного простирания в междуречье Ма – Красная – Ло, выделенных по интерпретации кажущегося сопротивления, хорошо удовлетворяет характеру типперов REW и эллипсов  $M(r/r_{CTB})$ . Вместе с тем, магнитные аномалии слабо реагируют на ряд проводящих тел в литосфере, как северо-западного, так и северо-восточного простирания. Это приводит к выводу о том, что разломные зоны в одних случаях могут обладать как вертикальной, так и горизонтальной проводимостью, а в других случаях – только вертикальной проводимостью. Свойства электрических и магнитных

полей разным образом реагировать на элементы геоэлектрической структурной тектоносферы придают комплексированию МТЗ и МВЗ важное значение. Оно позволяет получить более полную картину глубинного строения, которую каждый метод в отдельности не даёт.

На рис. 3.27 показано положение главных разломов региона относительно элементов предположенной геоэлектрической модели тектоносферы. Как видно, разломы рек Красная, Тяй, Ло совпадают с проекциями на дневную поверхность границ проводящих призм в земной коре. Они также хорошо согласуются с выходами в основание осадочной толщи фрагментов флюидонасыщенных разломов 3, 7, 8, 9 (см. рис. 3.24, 3.25). Как отмечалось выше, эти элементы модели создают аномалии магнитного поля.

На рис. 3.27 также представлена схема расположения рудных, нефтидных и гидротермальных месторождений в геоэлектрической структуре региона. Здесь отчетливо видно, что местоположение залежей контролируется линиями выходов вертикальных электропроводящих нарушений преимущественно северо-восточного направления (разломные зоны 1 и 2). При этом большинство месторождений располагается вблизи пересечения

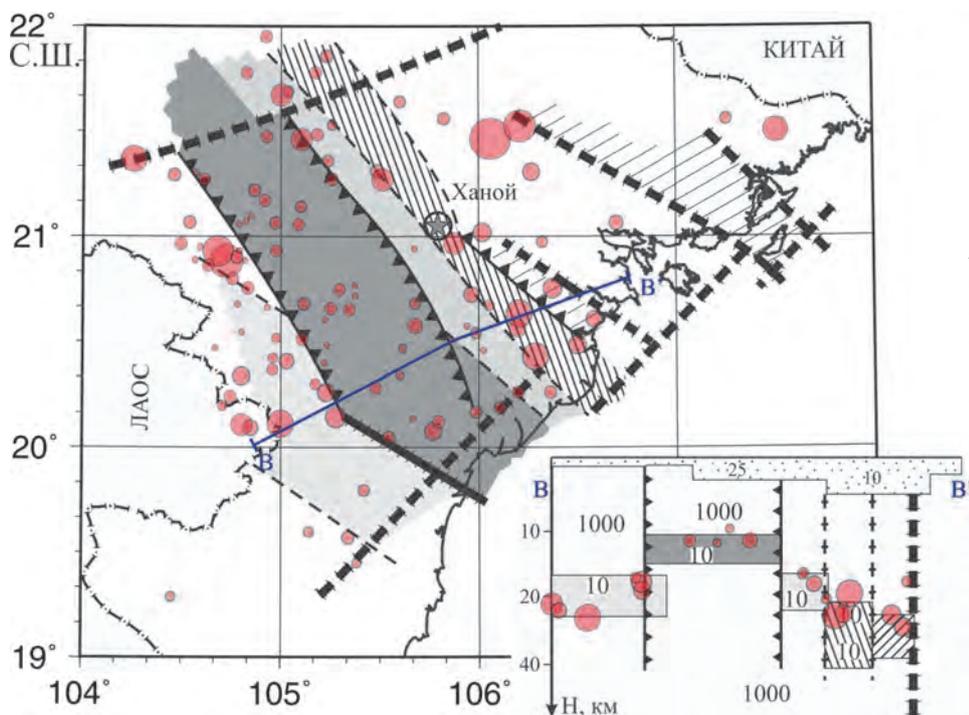
► **Рис. 3.27.** Связь геоэлектрической структуры с расположением полезных ископаемых и основными разломами Северного Вьетнама. Условные обозначения на рис. 3.25



нарушений 1 и 2 с нарушениями северо-западного направления. Можно отметить также и то, что месторождения нефти и газа вблизи дельты реки Красная и месторождения асфальта на о-ве Катба и вблизи г. Йенбай связаны с выходами в основание осадочной толщи электропроводящих сквозьлитосферных разломов. Это характерно, по-видимому, для всей зоны сочленения Азиатского материка с окраинными морями. В нефтегазоносных бассейнах Сахалина обнаружена точно такая же закономерность расположения месторождений углеводородов относительно геoeлектрической структуры [Никифоров и др., 2016].

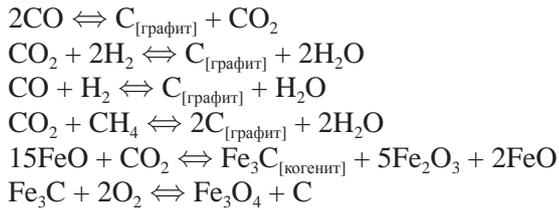
На рис. 3.28 показано положение ковровых землетрясений с магнитудой от 1,5 до 5,7 относительно элементов геoeлектрической модели. Можно отметить, что гипоцентры событий связаны с электропроводящими пластинами в земной коре. При этом с наиболее приподнятой (глубина до кровли около 10 км) пластиной электропроводящей системы реки Да связаны слабые землетрясения. Наиболее сильные землетрясения ( $M > 4$ ) зафиксированы: в западной части площади исследования – в зоне развития проводящей пластины системы реки Ма на глубине 15–25 км, в центральной части – в зоне развития анизотропно-проводящего тела на глубине 15–35 км вдоль реки Красная (рис. 3.28). Таким образом, электропроводящие структуры СГФРС контролируют процессы современной геодинамики.

Связь геологических объектов и процессов с элементами геoeлектрической структуры указывает на то, что геологические процессы сопровождаются изменением удельного электрического сопротивления вмещающих пород. Сухие горные породы характеризуются высоким удельным сопротивлением  $10^4$ – $10^6$  Ом·м. Под воздействием температуры и давления оно монотонно уменьшается с глубиной. Природа горизонтов повышенной проводимости подробно рассмотрена в работах [Ваньян, 1997; Киссин, 1994] и в большинстве моделей связывается, в основном, с процессом частичного плавления верхнемантийного вещества и дегидратации корового вещества в определённых обстановках. Изучению глубинных вертикальных геoeлектрических структур в настоящее время уделено недостаточное внимание. В работах [Никифоров и др., 2013, 2016, 2018] в качестве одной из возможных причин присутствия в тектоносфере вертикальных геoeлектрических структур мы рассматриваем глубинную дегазацию Земли. Главными компонентами глубинного флюида считаются газы  $H_2$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$ ,  $H_2O$  [Кадик, Луканин, 1986]. В зависимости от их количественного соотношения, температуры, давления, деформационно-напряжённого состояния, петрологических свойств вмещающих пород и т.д. происходит трансформация состояния флюида. Обычно рассматривается несколько видов реакций в земной коре и верхней мантии, в результате которых обра-



◀ **Рис. 3.28.** Связь геoeлектрической структуры с расположением эпицентров (схема) и гипоцентров (разрез) коровых землетрясений Северного Вьетнама. Условные обозначения на рис. 3.25. Цифры на разрезе BB' обозначают удельные сопротивления пород блоков

зуется электропроводящий материал [Кадик, Луканин, 1986]:



В процессе прокачки глубинного флюида разномасштабные трещины, образующие разломную зону, по которой происходит перенос мантийного вещества в верхние слои земной коры, заполняются электропроводящим материалом – продуктом выше представленных реакций. Проводящие тела становятся «видимыми» для методов глубинной электроразведки. Поиск вертикальных проводящих зон важен для решения фундаментальных и прикладных задач. Обычно линейные электропроводящие тела в литосфере создают аномалии продольного кажущегося сопротивления и аномалии магнитных откликов. Их интерпретация имеет известный недостаток: сближенные электропроводящие тела отражаются как единое целое. Но, несмотря на это, аномально-проводящие зоны даже в интегральном представлении активно изучаются на всех континентах в самых различных тектонических ситуациях. С ними связаны месторождения алмазов, руд, углеводородов, термальные источники, сейсмически активные линеаменты и т.д.

В процессе эволюции разломной зоны через неё может в больших количествах выноситься в верхние слои легкоплавкий материал и осаждаться ту-

гоплавкий рестит [Магматические..., 1988]. Если последний накопится в количествах, достаточных для образования плохо проводящего электрический ток барьера, разделяющего атмосферу на отдельные блоки, возникнет геоэлектрическая модель (см. рис. 3.23), подробно рассмотренная выше. Её особенность и уникальность состоит в том, что она создает возможность за счет прослеживания аномалий поперечного кажущегося сопротивления надежно трассировать выходы глубинных электропроводящих (флюидонасыщенных) разломов в основание осадочной толщи, оценивать глубину их проникновения в литосферу, детально изучать блоковую структуру литосферы и коровые проводящие пластины.

Такая модель хорошо объясняет характер магнитотеллурических и магнитовариационных аномалий Северного Вьетнама и дает ключ к пониманию особенности природы слоисто-блокового строения литосферы. В частности, в северо-западной части изучаемой площади, по мнению [Долгинов и др., 2011], в тектоносфере на глубине около 250 км расположена «горячая точка» – зона плавления верхнемантийного вещества. По этой причине в астеносфере на «горячей точке» температурные условия не способствует накоплению «твердых» высокоомных реститов. Отсутствие на этом участке территории высокоомного барьера в астеносфере делает малоинформативными поперечные кривые кажущегося сопротивления. Вследствие этого МТ- и МВ-отклики приобретают свойства, характерные для двумерных сред.

---

### 3.7. ВЫДЕЛЕНИЕ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ШЕЛЬФА ВЬЕТНАМА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ АКВАТОРИЙ ПО УСОВЕРШЕНСТВОВАННОЙ МЕТОДИКЕ

(Нгуен Ким Зунг, До Хьи Кыонг, Чан Туан Зунг, Нгуен Ба Даи)

---

На континентальном шельфе Вьетнама находится множество кайнозойских осадочных бассейнов, таких как бассейны Намконсон, Сонгхонг, Фухань, Куулонг и другие. Его геологическая структура по-

своему уникальна и привлекает внимание многих ученых-геологов в мире, особенно разломы или системы разломов, контролирующие распределение полезных ископаемых и углеводородов,

или потенциально представляющие сейсмическую опасность. Системы разломов в этом регионе исследовались во многих работах, среди которых можно выделить работы Ч.Т. Дунг и Н.Т. Тин [Чан Туан Дунг и др., 2013; Tin et al., 2010]. По гравиметрическим данным система разломов определяется по максимальным значениям амплитуд горизонтального градиента. Поэтому точность результатов обработки зависит не только от качества гравиметрических данных, но и от метода их обработки. В работах Ч.Т. Дунг и Н.Т. Тин используемые гравиметрические данные не были увязаны между собой и скорректированы, применяемый метод не был совершен. В статье [Чан Туан Дунг и др., 2019] авторы хотя используют новые увязанные и скорректированные гравиметрические данные, но применяют старый метод обработки. В последние годы появилось много разрабатываемых, усовершенствованных и применяемых геофизиками методов анализа и обработки потенциальных полей. В настоящей работе авторы, используя улучшенные методики обработки потенциальных полей, на основе анализа новых гравиметрических данных, построили карту разломных систем континентального шельфа Вьетнама и сопредельных акваторий.

Для выполнения любой площадной интерпретации в геофизике используют регулярные сети распределения анализируемого параметра. Обычно их получают путем интерполяции данных, полученных при проведении исследований по квазирегулярной сети. Другим важным условием получения значимого результата является равномерность распределения геофизических данных, отсутствие «дыр», «скачков» на границах съемок разных лет и наличие данных за непосредственными границами анализируемой площади (буферные зоны).

Данные о распределении аномального гравитационного поля на исследуемую акваторию были получены из двух источников: данные морской гравиметрической съемки [Чан Туан Дунг и др., 2019] и данные спутниковой альтиметрии ([http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get\\_data.cgi](http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi)). Морские гравиметрические данные имеют более высокую точность относительно данных спутниковой альтиметрии, но в тоже время они выполнены по неравномерной сети наблюдений и покрывают не все участки акватории. Приведение альтиметрических данных к уровню морской гравиметрической съемки позволит повысить точность альтиметрии и распространить цифровую модель гравитационного поля на всю исследуемую акваторию. Для этих це-

лей был использован метод коллокации наименьших квадратов.

Согласно методу коллокации, скорректированные аномалии силы тяжести в точке  $P$  рассчитываются по следующей формуле [Forsberg, Tscherning, 2008]:

$$\Delta g_p = \begin{bmatrix} K(\Delta g^{alt}, \Delta g_p) \\ K(\Delta g^{alt}, \Delta g_p) \end{bmatrix}^T \times \begin{bmatrix} K(\Delta g^{alt}, \Delta g^{alt} + C_{\Delta^{alt}\Delta^{alt}}), K(\Delta g^{alt}, \Delta g^{sh}) \\ K^T(\Delta g^{alt}, \Delta g^{sh}), K(\Delta g^{alt}, \Delta g^{sh} + C_{\Delta^{sh}\Delta^{sh}}) \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} \Delta g^{alt} \\ \Delta g^{sh} \end{bmatrix} \quad (3.5)$$

где:  $\Delta g^{alt}$  – значения гравитационных аномалий, полученных с помощью альтиметрии;  $\Delta g^{sh}$  – значения гравитационных аномалий, полученных по данным судовой гравиметрии;  $K(\Delta g^{alt}, \Delta g^{sh})$  – ковариационная матрица гравитационных аномалий;  $C_{\Delta^{alt}\Delta^{alt}}$  – ковариационная матрица расхождения гравитационных аномалий.

Матрица ковариации гравитационных аномалий рассчитывается по модели Чернинга-Раппа [Tscherning, Rapp, 1974]:

$$K(\Delta g_i \Delta g_j) = \alpha \sum_{l=2}^N d_l \frac{(l-1)^2}{r_i r_j} \left[ \frac{R^2}{r_i r_j} \right] P_l(\cos \Psi) + \sum_{l=N+1}^{\infty} \frac{A}{(l-2)(l+b)} \frac{(l-1)}{r_i r_j} \left[ \frac{R_B^2}{r_i r_j} \right] P_l(\cos \Psi) \quad (3.6)$$

где:  $P_l(\cos \Psi)$  – интерполяционный полином Лагранжа порядка  $l$ ;  $\Psi$  – сферическое расстояние между точками  $i$  и  $j$ ;  $r_i, r_j$  – расстояние до точек  $i$  и  $j$  от начала координат;  $R$  – средний радиус Земли;  $\alpha$  – параметр коррекции;  $d_l$  – дисперсия коэффициентов порядка  $N$ ;  $b$  – выбранная константа = 4;  $A$  – единица измерения  $(\text{м/с})^4$ ;  $R_B$  – радиус сферы Бьерхаммара.

Чтобы определить геологические границы по гравиметрическим данным, мы использовали новый алгоритм, основанный на функции двух переменных, а затем применили метод исключения Гаусса для обнаружения точек максимумов. Эффективность предложенного алгоритма была опробована на выборках синтетических данных.

Первый шаг в поиске максимума заключался в том, чтобы в каждом узле сетки  $3 \times 3$  рассчитать коэффициенты функции двух переменных искомым поверхности, проходящей через девять экспериментальных точек. Функция двух переменных, которую мы рассматриваем, выражается в виде:

$$g(x, y) = a_1 x^2 + a_2 y^2 + a_3 x^2 y^2 + a_4 x^2 y + a_5 x y^2 + a_6 x y + a_7 x + a_8 y + a_9. \quad (3.7)$$

Здесь мы использовали метод исключения Гаусса для определения коэффициентов ( $a_i$ ) функции (3.7). Для каждого узла сетки  $3 \times 3$  мы получаем 9 уравнений:

$$\begin{cases} a_1x_1^2 + a_2y_1^2 + a_3x_1^2y_1^2 + a_4x_1^2y_1 + a_5x_1y_1^2 + a_6x_1y_1 + \\ + a_7x_1 + a_8y_1 + a_9 = g_1 \\ a_1x_2^2 + a_2y_2^2 + a_3x_2^2y_2^2 + a_4x_2^2y_2 + a_5x_2y_2^2 + a_6x_2y_2 + \\ + a_7x_2 + a_8y_2 + a_9 = g_2 \\ \dots \\ a_1x_9^2 + a_2y_9^2 + a_3x_9^2y_9^2 + a_4x_9^2y_9 + a_5x_9y_9^2 + a_6x_9y_9 + \\ + a_7x_9 + a_8y_9 + a_9 = g_9 \end{cases} \quad (3.8)$$

где от  $x_1$  до  $x_9$  и от  $y_1$  до  $y_9$  – координаты девяти данных.

Расширенная матрица, соответствующая системе линейных уравнений, имеет вид:

$$\left[ \begin{array}{cccccccc|c} x_1^2 & y_1^2 & x_1^2y_1^2 & x_1^2y_1 & x_1y_1^2 & x_1y_1 & x_1 & y_1 & 1 & g_1 \\ x_2^2 & y_2^2 & x_2^2y_2^2 & x_2^2y_2 & x_2y_2^2 & x_2y_2 & x_2 & y_2 & 1 & g_2 \\ x_3^2 & y_3^2 & x_3^2y_3^2 & x_3^2y_3 & x_3y_3^2 & x_3y_3 & x_3 & y_3 & 1 & g_3 \\ x_4^2 & y_4^2 & x_4^2y_4^2 & x_4^2y_4 & x_4y_4^2 & x_4y_4 & x_4 & y_4 & 1 & g_4 \\ x_5^2 & y_5^2 & x_5^2y_5^2 & x_5^2y_5 & x_5y_5^2 & x_5y_5 & x_5 & y_5 & 1 & g_5 \\ x_6^2 & y_6^2 & x_6^2y_6^2 & x_6^2y_6 & x_6y_6^2 & x_6y_6 & x_6 & y_6 & 1 & g_6 \\ x_7^2 & y_7^2 & x_7^2y_7^2 & x_7^2y_7 & x_7y_7^2 & x_7y_7 & x_7 & y_7 & 1 & g_7 \\ x_8^2 & y_8^2 & x_8^2y_8^2 & x_8^2y_8 & x_8y_8^2 & x_8y_8 & x_8 & y_8 & 1 & g_8 \\ x_9^2 & y_9^2 & x_9^2y_9^2 & x_9^2y_9 & x_9y_9^2 & x_9y_9 & x_9 & y_9 & 1 & g_9 \end{array} \right] \quad (3.9)$$

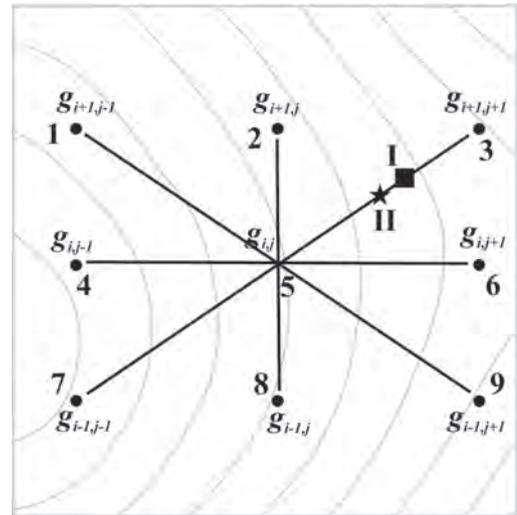
Если мы рассмотрим локальную систему координат с началом в центре окна  $3 \times 3$ , где она соответствует 5-й точке данных (рис. 3.29), а расстояния между узлами сетки равны  $\Delta x$  и  $\Delta y$  в направлениях  $x$  и  $y$ , соответственно, с помощью исключения Гаусса получим верхнетреугольную матрицу:

$$\left[ \begin{array}{cccccccc|c} \Delta x^2 & \Delta y^2 & \Delta x^2\Delta y^2 & \Delta x^2\Delta y & -\Delta y\Delta y^2 & -\Delta x\Delta y & -\Delta x & \Delta y & 1 & g_1 \\ 0 & \Delta y^2 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \Delta y & 1 & g_2 \\ 0 & 0 & -\Delta x^2\Delta y^2 & -\Delta x^2\Delta y & \Delta x\Delta y^2 & \Delta x\Delta y & 2\Delta x & 0 & 1 & g_6 - g_1 + g_2 \\ 0 & 0 & 0 & -2\Delta x^2\Delta y & 2\Delta x\Delta y^2 & 0 & 2\Delta x & -2\Delta y & 0 & g_9 - g_1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & -2\Delta x\Delta y^2 & 2\Delta x\Delta y & -2\Delta x & 0 & 0 & g_7 - g_9 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 4\Delta x\Delta y & 0 & 0 & 0 & g_3 - g_1 + g_7 - g_9 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & -2\Delta x & 0 & 0 & g_4 - g_6 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & -2\Delta y & 0 & g_8 - g_2 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & g_5 \end{array} \right] \quad (3.10)$$

Из треугольной матрицы мы можем вывести коэффициенты  $a_i$  следующим образом:

$$\begin{aligned} a_9 &= g_5; \quad a_8 = \frac{g_8 - g_2}{-2\Delta y}; \quad a_7 = \frac{g_4 - g_6}{-2\Delta x}; \\ a_6 &= \frac{(g_8 - g_1) + (g_7 - g_9)}{4\Delta x\Delta y}; \\ a_5 &= \frac{(g_7 - g_9) + 2(g_6 - g_4) + (g_1 - g_3)}{-4\Delta x\Delta y^2}; \\ a_4 &= \frac{(g_9 - g_3) + 2(g_2 - g_8) + (g_7 - g_1)}{-4\Delta x^2\Delta y}; \\ a_3 &= \frac{2(g_8 + g_2) + 2(g_6 + g_4) - (g_7 + g_1) - (g_9 + g_3) - 4g_5}{-4\Delta x^2\Delta y^2}; \\ a_2 &= \frac{g_2 - 2g_5 + g_8}{2\Delta y^2}; \quad a_1 = \frac{g_4 - 2g_5 + g_6}{2\Delta x^2}. \end{aligned} \quad (3.11)$$

Для определения точки максимума функции сначала нужно определить критические точки распределения поля в анализируемой области (точка максимума, точка минимума или седловая точка) путем одновременного решения уравнений  $g_x = 0$ ;  $g_y = 0$ , а затем применить экстремальные условия функции двух переменных для определения точки максимума. Однако представленный нами метод не обнаруживает критические точки функции  $g_{(x,y)}$ , он выделяет экстремальные точки функций одной переменной, которые соответствуют четырем конкретным случаям:  $x = 0$ ,  $y = 0$ ,  $y = -x$  и  $y = x$  функции  $g_{(x,y)}$ . Для обнаружения этих экстремальных точек, вычислялись производные пер-



▲ Рис. 3.29. Расположение точек пересечения сетки для обнаружения точки максимума  $M$  вблизи  $g_{i,j}$ . I – максимальная точка, определяемая новым методом; II – максимальная точка, определяемая методом Блейкли-Симпсона

вого порядка от этих функций и решалась система уравнений. Предположим, что точка  $M(x_m, y_m)$  – это обнаруженная экстремальная точка. Пусть точка  $M$  является точкой максимума, тогда для  $M$  необходимо выполнение условия:

Случай  $x = 0$ :

если:  $-\Delta y < y_m < 0$  и  $g_8 \leq g_{\max} \geq g_5$ ;

если:  $0 < y_m < \Delta y$  и  $g_2 \leq g_{\max} \geq g_5$ ;

Случай  $y = 0$ :

если:  $-\Delta x < x_m < 0$  и  $g_4 \leq g_{\max} \geq g_5$ ;

если:  $0 < x_m < \Delta x$  и  $g_6 \leq g_{\max} \geq g_5$ ;

Случай  $y = -x$ :

если:  $-\Delta x < x_m < 0$  и  $g_1 \leq g_{\max} \geq g_5$ ;

если:  $0 < x_m < \Delta x$  и  $g_9 \leq g_{\max} \geq g_5$ ;

Случай  $y = x$ :

если:  $-\Delta x < x_m < 0$  и  $g_7 \leq g_{\max} \geq g_5$ ;

если:  $0 < x_m < \Delta x$  и  $g_3 \leq g_{\max} \geq g_5$ ;

где  $g_{\max}$  – значение функции  $g(x, y)$  в точке  $M$ .

Значение  $N$  увеличивается на единицу для каждого удовлетворительного случая, где параметр  $N$  – уровень значимости максимума. Мы обнаружили, что  $N \geq 2$  позволяет создать наиболее полезные карты. В табл. 3.3 представлено сравнение различий в условиях, используемых в данной работе, с условиями Блейкли-Симпсона [Blakely, Simpson, 1986]. На основе теории, представленной выше, был построен код MATLAB для обнаружения экстремальных и максимальных точек данных координатной сетки.

Район исследования включает континентальный шельф Вьетнама и прилегающие акватории, простирающиеся между  $7^\circ$  и  $21^\circ$  с.ш. и  $106^\circ$  и  $112^\circ$  в.д. (рис. 3.30). Целью исследования является обнаружение точек максимума функции амплитуды полного горизонтального градиента вертикальных производных второго порядка гравитационного поля и аппроксимация геологических границ в районе исследования.

По результатам увязки спутниковых и набортных данных были получены карты гравитационного поля в редукциях Буге и в свободном воздухе. На полученной карте аномалий Буге, представленной на рис. 3.31, а, значения силы тяжести изменяются в диапазоне от  $-45$  до  $310$  мГал, аномалии в свободном воздухе изменяются в диапазоне от  $-45$  до  $25$  мГал (см. рис. 3.31, б).

Хорошо известно, что гравитационное поле в силу суперпозиции включает эффект как глубоко залегающих, так и неглубоких локальных источников. После того, как альтиметические данные

были пересчитаны в редукции Буге и в свободном воздухе, был выполнен пересчет в верхнее полупространство на различные высоты (10, 15, 20, 25, 30 км), чтобы избавиться от высокочастотных аномалий, соответствующих как вариациям топографии морского дна, так и мелким неоднородностям геологического строения внутри блоков. Затем были вычислены первые вертикальные производные гравитационного поля. Полученные сетки использовались для расчета, как горизонтального градиента, так и амплитуды горизонтального градиента. Наконец, на сетках амплитуд горизонтального градиента, описываемыми выше методами (где  $n \geq 2$ ), были рассчитаны точки максимума. Точки максимумов, вычисленные для рассматриваемой акватории на разных расчетных высотах, показаны на рис. 3.32.

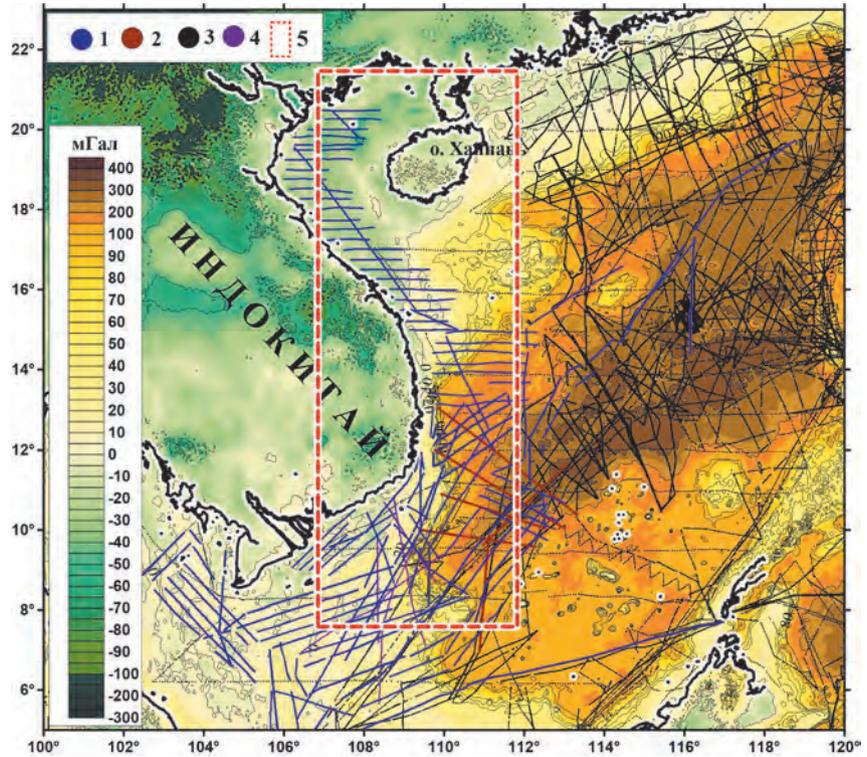
Для детального отображения эффективности предложенного метода были выбраны результаты определения тектонических нарушений, полученные с помощью двух разных подходов для двух небольших зон размерами  $2^\circ \times 2^\circ$  ( $109.5^\circ$ – $111.5^\circ$  в.д.,  $12^\circ$ – $14^\circ$  с.ш.;  $107.5^\circ$ – $109.5^\circ$  в.д.,  $8^\circ$ – $10^\circ$  с.ш.) (рис. 3.33). Синие точки соответствуют определению с помощью настоящего подхода местоположения геологических границ, тогда как желтые точки являются результатом использования в расчетах подхода Блейкли и Симпсона. Сравнение результатов для пересчитанного на разные высоты поля, показывает, что подход Блейкли и Симпсона

Таблица 3.3.

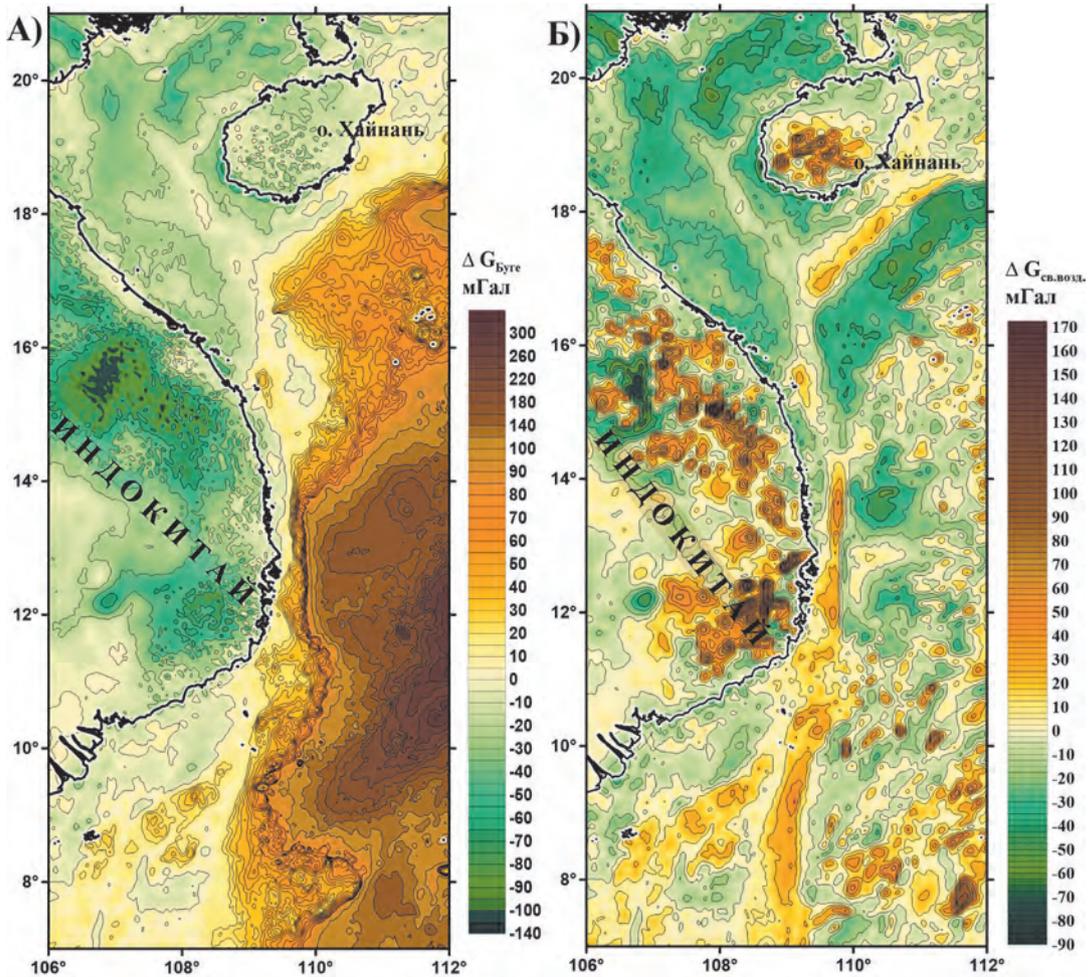
**Сравнение условий, использованных в данном исследовании, с условиями Блейкли-Симпсона [Blakely, Simpson, 1986]**

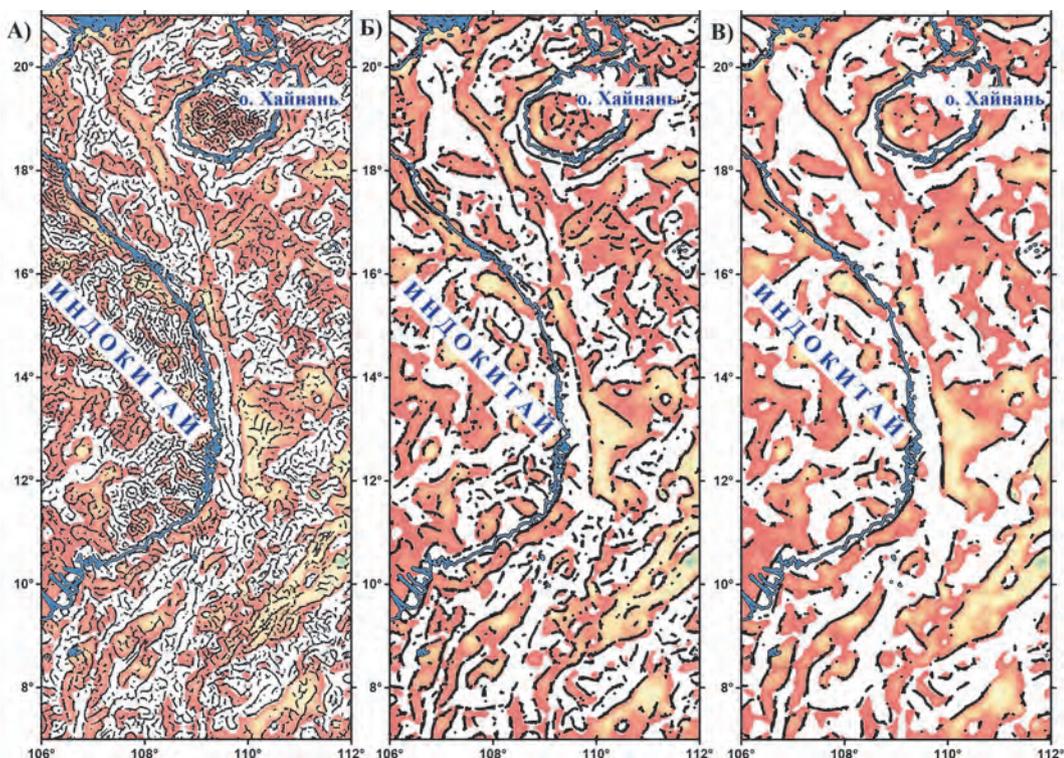
	Blakely, Simpson [1986]	Данное исследование
Количество уравнений	4	4
Порядок полинома	2	2 (для случая $x = 0, y = 0$ ); и 4 (для случая $y = -x, y = x$ )
Определение коэффициентов функции	На основе 3 точек	На основе 9 точек
Определение точки максимума	– значение в центральной точке сетки превышает значение двух внешних точек (прямая линия)	– значение в экстремальной точке превышает значение двух внешних точек – экстремальная точка (прямая линия)

► **Рис. 3.30.** Карта гравитационного поля исследуемого района с маршрутами морских гравиметрических съемок: 1 – ТОИ ДВНЦ АН СССР (ныне ТОИ ДВО РАН); 2 – ИМГГ ВАНТ; 3 – Международного бюро гравиметрии (BGI), 4 – прочих источников, 5 – исследуемая акватория

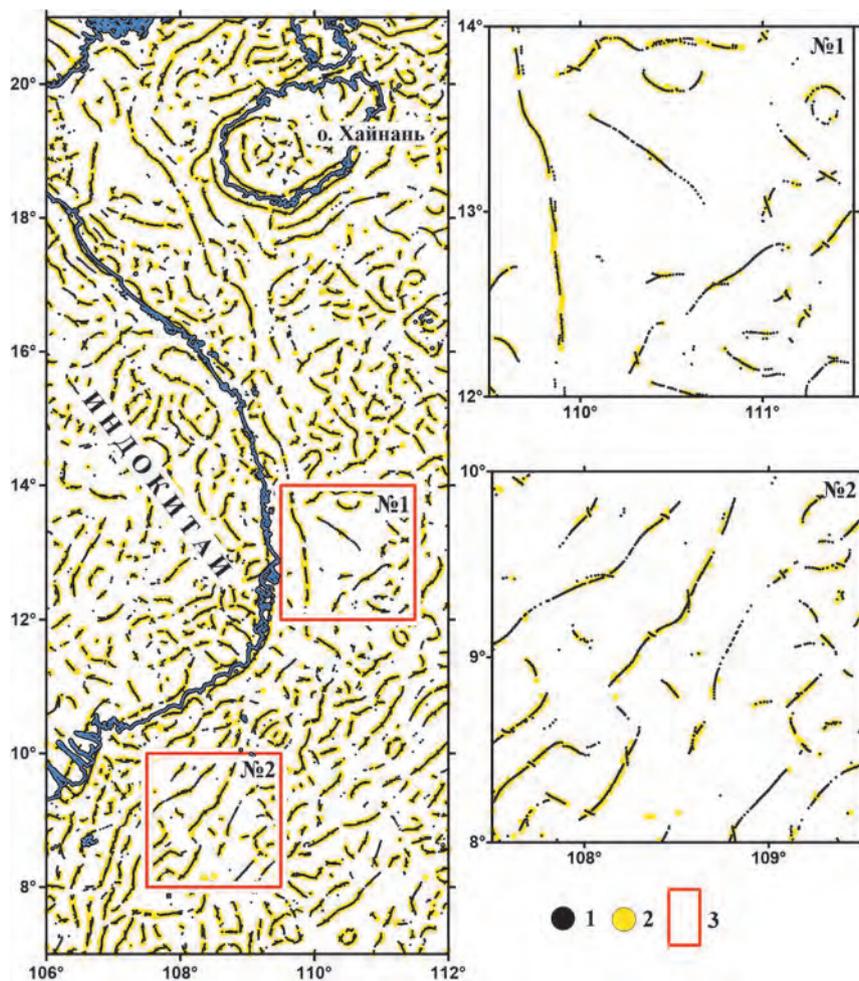


▼ **Рис. 3.31.** Карта аномалий Буге (а) и карта аномалии силы тяжести в свободном воздухе (б) на исследуемой акватории

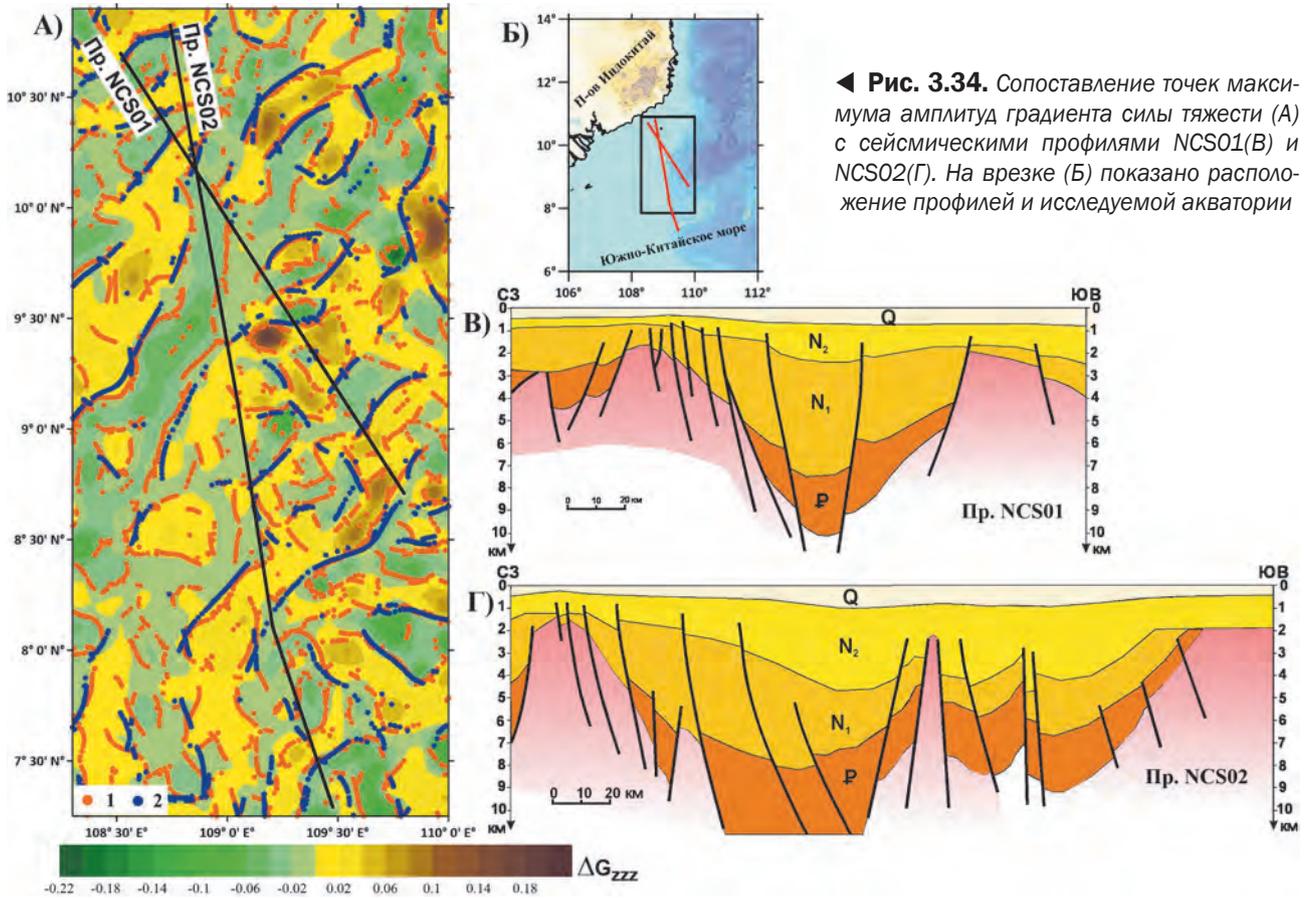




▲ **Рис. 3.32.** Точки максимума амплитуд градиента силы тяжести, полученные с помощью предложенного метода при пересчёте поля на высоту: А – 10 км, Б – 20 км, В – 30 км



◀ **Рис. 3.33.** Точки максимума амплитуд градиента силы тяжести, вычисленные предложенным методом (1) и методом Блейкли-Симпсона (2) на высоте 20 км, 3 – детали участки № 1 и № 2, показанные на врезках



обеспечивает меньшее количество точек получения данных, определяющих геологические границы. Геологические границы могут быть аппроксимированы соединением точек максимума в линии.

Полученные результаты показывают, что усовершенствованный метод выделения разломов и тектонических зон, основанный на расчете экстремальных точек (максимумов) функции амплитуды полного горизонтального градиента вертикальных производных второго порядка гравитационного

поля хорошо себя зарекомендовал при исследовании привьетнамской части акватории Южно-Китайского моря. Определенные таким способом точки максимума оказались ближе к реальным геологическим границам, чем в предыдущих исследованиях. В результате были обнаружены некоторые новые границы. Местоположение точек максимума сопоставимо с картой разломов, полученной при интерпретации сейсмических профилей (рис. 3.34).

### 3.8. ВЫВОДЫ

Геофизический комплекс работ, представленный в монографии, можно разделить как по методам, так и по территориальному применению этих методов, направленных в первую очередь на ис-

следование глубинной структуры шельфовой зоны Вьетнама. Так гравимагнитная морская съемка на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 88, 2019 г.), сосредоточенная преимущественно в юго-

западной и западной части акватории ЮКМ и дополненная данными спутниковой альтиметрии и глобальной базой данных по магнитному полю, позволила выявить особенности глубинного строения в районе перехода от юго-восточного побережья Вьетнама к глубоководной котловине Южно-Китайского моря. Результаты исследования с помощью МТЗ позволили определить геоэлектрическую структуру тектоносферы Северного Вьетнама. Вьетнамскими коллегами был предложен метод сопоставления набортной гравиметрической съемки с данными спутниковой альтиметрии, что позволило составить обобщенную карту гравитационных аномалий в различных редукциях на всю территорию Южно-Китайского моря по данным предыдущих исследований, а также локализовать выявленные аномалии с помощью трансформаций с различной высотой пересчета и выявить разломные области, как регионального, так и локального характера. Ниже приводятся основные выводы по геофизическому комплексу работ, проведенных в различные периоды времени.

Анализ геофизических полей и проведенное структурно-плотностное моделирование выявили особенности глубинного строения зоны перехода от п-ова Индокитай к глубоководной части Южно-Китайского моря и ее юго-восточному подводному обрамлению. Переход характеризуется сокращением мощности земной коры со сменой континентального типа коры на океанический, при этом меняется тип фундамента: континентальный замещается океаническим. Формирование континентального склона сопровождалось активными вулканотектоническими процессами, о чем свидетельствует наличие блоковых выступов в фундаменте на сочленении структур, формирующих юго-восточный континентальный склон Вьетнама и глубоководную котловину. По всей видимости, данные выступы являются северным продолжением субмеридионального линеймента ( $109\text{--}110^\circ$  в.д.), где предыдущими исследованиями были установлены участки вулканической активности в пределах южного континентального склона Вьетнама [Горшков, 1981; Горшков и др., 1983, 1984, 1991; Кулинич и др., 1989; Кулинич, Обжиров, 1985; Рашидов, 1997; Родников и др., 2014, 2011]. В настоящее время блоковые выступы фундамента скрыты мощным осадочным чехлом, образованным в результате сноса терригенного материала с суши и аккумулярующимся в пределах шельфовой зоны и глубоководных прогибах и депрессиях.

Результатами моделирования установлено, что фундамент плато Най подвергся наибольшему

влиянию деструктивных процессов, протекавших во время формирования глубоководной части Южно-Китайского моря. Здесь наблюдается большая раздробленность фундамента, представленного вулканогенно-осадочным субстратом, сложенным продуктами вулканической деятельности, образовавшимися в процессе деструкции континентальной окраины и раскрытия глубоководной котловины.

Юго-восточное окончание профиля представлено раздробленным подводным обрамлением, включающим блоковые выступы подводных гор и возвышенностей с субконтинентальным типом земной коры, претерпевшим тектономагматическую перестройку в процессе формирования данных структур.

Центральная глубоководная часть профиля представлена рифтогенной структурой, где наблюдается уменьшение мощности земной коры, подъем границы Мохо, снижение плотности в верхней мантии до  $3.25\text{ г/см}^3$ , а также большое количество разломов, выявленных по сейсмическим данным. О спрединговом процессе свидетельствует утолщение базальтового слоя в осевой части рифта.

Результатами моделирования было установлено, что фундамент исследуемого региона в основном подразделяется на гранитный ( $2.6\text{--}2.7\text{ г/см}^3$ ) и переходный ( $2.45(2.5)\text{--}2.7\text{ г/см}^3$ ). В зонах проникновения базитового вещества плотностные характеристики увеличиваются до  $2.55(2.6)\text{--}2.75\text{ г/см}^3$  – в переходном слое и до  $2.65\text{--}2.75\text{ г/см}^3$  – в гранитном. Моделирование выявило, что «базификация» происходила преимущественно к юго-востоку от осевой части рифта, затрагивая северо-западный склон подводных гор Наньша. На отметке 430 км выявлена структура – предположительно, подводный вулкан, погребенный под толщей осадочного чехла. Кроме того, повышенные плотности и магнитные свойства установлены на юго-западной оконечности профиля, представленной выступами и понижениями рельефа дна юго-западной части подпровинции банки Рид, отделенной от подпровинции подводных гор Наньша предположительно молодой рифтогенной структурой.

Базальтовый слой ( $2.85\text{--}3.05\text{ г/см}^3$ ) присутствует на всем протяжении разреза. Его мощность колеблется от 3 до 15 км. Наиболее выдержанный по мощности базальтовый слой, расположенный в северо-западной части разреза, имеет отличие от центральной и юго-восточной части. Здесь наблюдается сложный рельеф кровли и подошвы базальтового слоя, претерпевшего значительную перестройку

в результате сложных тектономагматических процессов, сопровождавших формирование глубоко-водного юго-западного подбассейна и юго-восточного подводного обрамления Южно-Китайского моря.

Магнитотеллурическими зондированиями на территории Северного Вьетнама обнаружены крутопадающие геоэлектрические структуры, пронизывающие всю литосферу и уходящие глубоко под неё, названные нами сверхглубинные флюидно-разломные системы (СГФРС). Структуры СГФРС в плане геоэлектрики представлены высокоомными нарушениями, разделяющими электропроводящую астеносферу, и низкоомными пластинами (зона разлома), пронизывающими всю литосферу и обеспечивающими гальваническую связь проводящей астеносферы с осадочной толщей. Установлено, что Северный Вьетнам расположен на пересечении ортогональных СГФРС северо-восточного и юго-восточного простирания. Такой структурный план сверхглубинных разломных систем в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану обнаружен впервые.

Низкоомные (флюидонасыщенные) сквозьлитосферные разломы, выходящие в основание осадочной толщи и надежно фиксируемые методом МТЗ, контролируют расположение залежей рудных и нефтегазовых месторождений.

С выделяемыми МВ/МТ методами электропроводящими (5–20 Ом·м) пластинами в земной коре связана большая часть зафиксированных в Северном Вьетнаме землетрясений, причем слабые землетрясения тяготеют к кровле приподнятых про-

водящих пластин, а сильные – к залегающим в нижней части коры и вблизи границы Мохо анизотропно-проводящим призмам.

Представленные структурные особенности глубинного разреза тектоносферы Северного Вьетнама объясняют причину того, что на исследованной площади импедансные и магнитные отклики электромагнитного поля формируются различными элементами геоэлектрической модели. Комплексирование МТ и МВ методов позволяет получать более полное представление о геоэлектрической структуре изучаемого района.

Предложен метод разделения локальных и региональных магнитотеллурических эффектов, позволивший надёжно определить главные направления региональной двумерной структуры и конфигурацию кривых кажущегося сопротивления в главных направлениях. Необходимо продолжать исследования МТ и МВ методами разрывных флюидонасыщенных нарушений, выявленных на суше, в заливе Бакбо. Их изучение совместно с изучением электрических параметров перекрывающих кайнозойских отложений может стать основой для выработки направлений продолжения нефтегазопроисковых работ на шельфе региона.

Апробирован новый метод прослеживания разрывных нарушений и разломных зон. Показано, что предложенный новый метод более эффективен, чем метод Блейкли-Симпсона. Широкое применение этого метода позволит эффективно проследить разрывные нарушения на морских акваториях, что даст более детальные и точные данные о тектонике и геологическом строении.

## ГЛАВА 4

# ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В главе главным образом рассмотрены результаты работ по изучению геолого-геохимических, литологических, минералогических и геоэкологических характеристик донных отложений Вьетнамского шельфа и склона Южно-Китайского моря, которые выполнены по материалам, полученным в 88-ом рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в 2019 г. и исследований по серии локальных проектов. Также приведены результаты комплексного изучения осадочных отложений залива Тонкин и юго-западной части Южно-Китайского моря, полученных в последнее десятилетие. Кроме этого, здесь проанализированы основные сведения

об особенностях базальтового вулканизма акватории и побережья Вьетнама и некоторых островов Южно-Китайского моря и проведено сравнение с другими районами Юго-Восточной Азии. В главе также представлены частные результаты изучения некоторых районов Южного и Центрального Вьетнама и острова Катба.

Для геологического опробования в 88-м рейсе на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» были выбраны 3 района – Южный, Центральный и Северный, расположенные с юга на север вдоль шельфа и материкового склона Вьетнама (рис. 4.1).

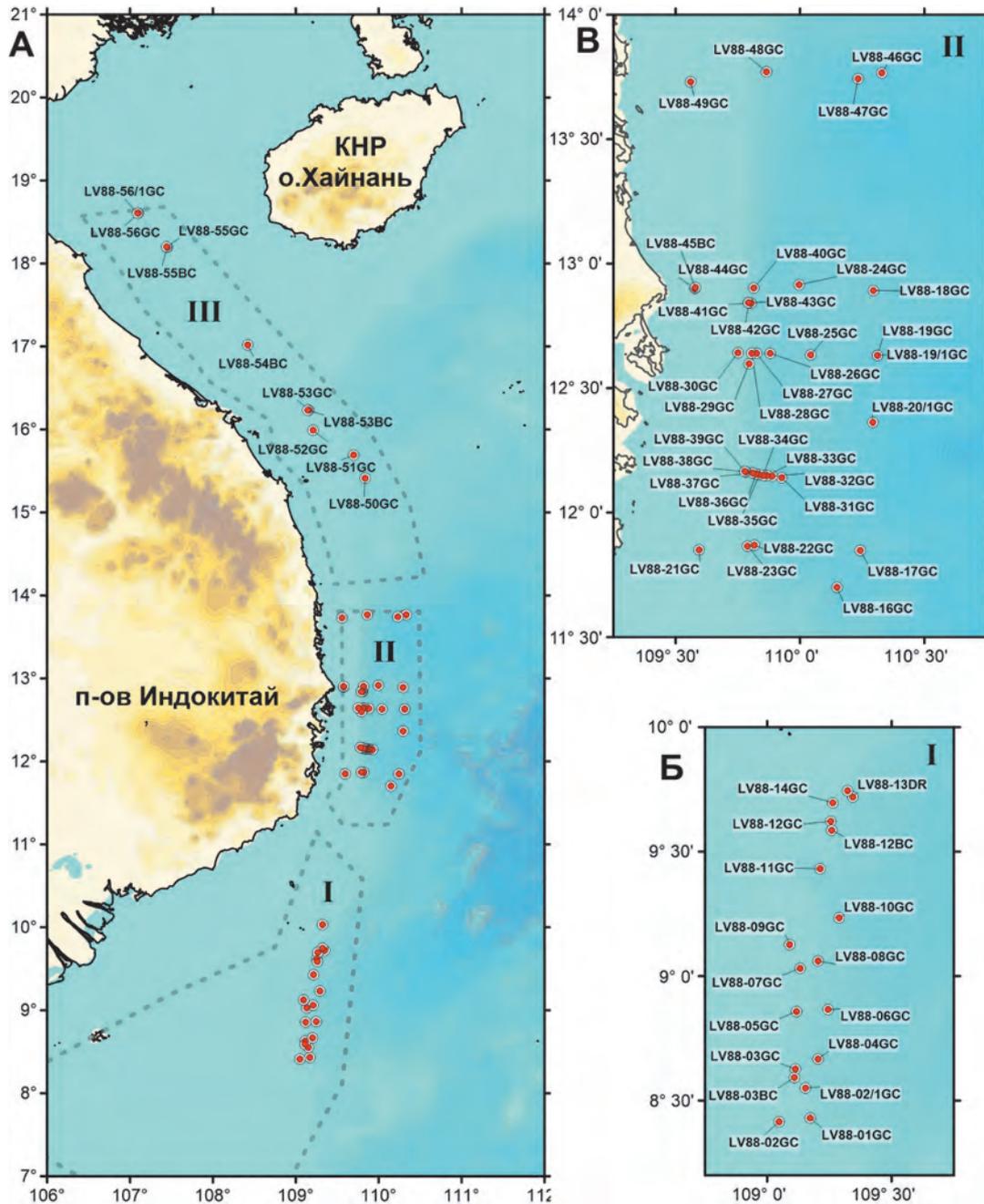
### 4.1. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

*(В.Ю. Калгин, В.Т. Съедин, Т.С. Якимов, В.В. Саттарова,  
А.В. Сорочинская, Зунг Хоаи Нен, А.К. Окулов, Д.С. Максеев)*

#### **Методика отбора проб донных осадков на геолого-литологические исследования**

Опробование в 88-м рейсе на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» проводилось главным образом методом ударного малоуглубинного бурения с помо-

щью гравитационного пробоотборника из нержавеющей стали («трубки») с внутренним диаметром 120 мм и длиной 520 см. На ряде станций с грубозернистыми и грубообломочными осадочными отложениями отбор осадка выполнялся с помощью коробчатого пробоотборника (Бокс-корер). Также



▲ **Рис. 4.1.** Карта станций отбора донных осадков в 88-ом рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (А). Пунктиром обозначены районы работ, разрешенные СРВ для проведения исследований: I – Южный (Б); II – Центральный (В); III – Северный

на одной станции было выполнено драгирование цилиндрической геологической драгой (рис. 4.2).

Внутри гравитационного пробоотборника закладывались 2-х секционные (распиленные вдоль на две части и заклеенные клейкой лентой) пластиковые трубы (материал ПВХ, изготовлены по спецзаказу во Вьетнаме) меньшего диаметра для сохранения внутри них керн и быстрого извлече-

ния поднятого осадочного материала из пробоотборника. Судно выходило на заданную координату станции, ложилось в дрейф, отработывая носовым подруливающим устройством для удержания позиционирования. Гравитационный пробоотборник опускался на стальном тросе лебедкой на электрическом приводе со скоростью 1–1.5 м/с. Время и координаты входа пробоотборника в донный грунт



▲ **Рис. 4.2.** Оборудование отбора проб донных осадков: а – гравитационный пробоотборник; б – коробчатый пробоотборник (бокс-корер); в – геологическая драга

(определялись по судовой спутниковой навигационной системе) записывались в судовой журнал.

После поднятия пробоотборника с осадком на борт судна и измерения температуры осадка в забое, из трубки извлекалась пластиковые вкладыши, которые затем переносили в судовую лабораторию. Извлеченный из трубки керн разрезали вдоль на две равные половины. Полученные таким образом «половинки» обрабатывались по стандартной методике: измерение длины керна, фотографирование, описание и опробование на различные виды анализов. Из первой половины керна производили отбор проб на ряд газогеохимических, геохимических, литологических, минералогических, микробиологических и прочих видов анализов.

Вторая половина осадка из распиленной пластиковой трубки не подвергалась опробованию. Эта оставшаяся часть керна вместе с вкладышем консервировалась, путем обматывания полиэтиленовой пленкой, маркировалась и складировались. Эта – нетронутая часть керна предназначалась для дальнейшей работы с осадком в береговых условиях.

### Методика отбора проб на минералогические исследования

Минералогические исследования шлихов проводились по стандартной методике: сбор литологического материала, промывка пробы, доводка шлиха, сушка шлиха, описание шлиха.

В рейсе отбор проб выполнялся из той половины трубки, из которой брались пробы на все виды анализов. Вес и количество отобранных проб зависел от общей длины трубки. Пробы брались поинтервально с шагом 10 см. Осадочный материал подвергался отситовке, промывке теплой водой (взмучивание) и доведению на лотке тяжелой фракции (рис. 4.3) с целью выявления в шлихах аутигенных минералов, россыпных элементов и благородных металлов. Полученный из осадка шлих подвергался сушке при температуре до +60 °С (плита электрическая 230 В, 50/60 Гц) и упаковывался в плотную бумагу (крафт) с соответствующей маркировкой. для дальнейшего проведения минералогических анализов на борту судна. Об-

работка полученных данных (шлиха) производилась с помощью микроскопа МБС-10. Результаты, полученные на борту судна, активно обрабатывались, после проводилось сопоставлении с результатами предшественников.

В ходе сопровождающих береговых исследований шлиховые пробы отбирались в излучинах рек в объеме 12–15 кг. Промывка проб осуществлялась в несколько приемов на лотке типа «канадка».

Доводку шлиха производили тем же лотком. Для доводки требовалось полученный материал полностью освободить от глинистых частиц и органических соединений, совершая маятниковые движения так, чтобы смыть большую часть этой фракции. На выходе получался минералогический шлик. После доводки минералогический шлик смывали в «зип пакет».

Сушка полученных после промывки проб происходила в основном на судне в сушильном шкафу, в береговых экспедициях большая часть проб была высушена на открытом воздухе.

Анализ шлиха осуществлялся с помощью тринокулярного микроскопа ЛОМО ХС1452 и приставки к нему в виде источника света с лампами рассеянного и концентрированного пучков света.

В ходе береговых геологических исследований отбор горных пород производился геологическим молотком и зубилом по стандартной методике. Необходимым условием было получение не менее трех свежих сколов на образце.

Спектрометрические и минералогические исследования проводились в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток. Предварительно напыленные образования, в вакуумном напылительном poste JEOL JEE-420, были исследованы на четырехканальном микроанализаторе JXA 8100 (производство компании Jeol). Кристаллы – анализаторы: LiF, PET, TAP, LDE2. Энергодисперсионный спектрометр INCA-sight производства Oxford Instruments (Великобритания) в Дальневосточном геологическом институте (ДВГИ) ДВО РАН, оператор: к.г.-м.н. Карабцов А.А., ведущий научный сотрудник и руководитель лаборатории рентгеновских методов ДВГИ ДВО РАН.

### Аппаратура и методика геохимических исследований

Определение химического состава донных осадков проводилось в Аналитическом центре Дальне-



▲ Рис. 4.3. Геологический лоток типа «Канадка»

восточного геологического института ДВО РАН. Образцы высушенного осадка (0.10 г) обрабатывали смесью концентрированных кислот ( $\text{HNO}_3 + \text{HF} + \text{HClO}_4$ ) по стандартной методике [Зарубина и др., 2002; Sattarova, Aksentov, 2018].

Концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ), Cr, Ni, Cu, Zn, Pb, As и Cd определяли с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой (Agilent 7500с, Agilent Technologies, США). Содержание Al, Fe и Mn определяли на атомно-эмиссионном спектрометре с индуктивно связанной плазмой (спектрометр ICAP6500 Duo, Thermo Electron Corporation, США). Стандартные образцы MAG-1 (США) и ООПЕ 201 (Россия) были включены в анализ для обеспечения контроля качества. Аналитическая точность находилась в пределах  $\pm 10\%$ .

Содержание органического углерода определялось методом сжигания на анализаторе фирмы «SHIMADZU» (ТОИ ДВО РАН, н.с. А.А. Марьяш).

При интерпретации результатов содержания РЗЭ рассматривались в виде, нормализованном на состав северо-американского сланца NASC [Дубинин, 2006] и использовались следующие критерии оценки составов лантаноидов:

$$\text{Eu}_{\text{ан}} = \text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{EuN}/(\text{SmN} + \text{GdN})/2 \quad (4.1)$$

$$\text{Ce}_{\text{ан}} = \text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{CeN}/(\text{LaN} + \text{PrN})/2 \quad (4.2)$$

Отношение легких РЗЭ к тяжелым рассматривается как

$$\begin{aligned} (\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ})^N &= (\text{La}/\text{La}^N + 2 \times \text{Pr}/\text{Pr}^N + \text{Nd}/\text{Nd}^N)/ \\ &(\text{Er}/\text{Er}^N + \text{Tm}/\text{Tm}^N + \text{Yb}/\text{Yb}^N + \text{Lu}/\text{Lu}^N) \quad (4.3) \end{aligned}$$

Статистическая и графическая обработка результатов выполнена в пакетах стандартных программ EXCEL-2016 с визуализацией полученных данных в программе Grapher-11 на диаграмме

Шепарда [Shepard, 1954] и StatSoft STATISTICA (версия 10) с использованием Z-нормализации данных. На основе нормального распределения на уровне  $p < 0.05$  были рассчитаны коэффициенты Пирсона для выявления корреляции между гранулометрическим составом и химическими элементами. Картографическое построение выполнялось в программе ArcGIS Geostatistical Analyst. Геохимические поверхности были рассчитаны с использованием метода взвешивания обратных расстояний (IDW).

### **Методика изучения гранулометрического и минерального состава в осадках залива Тонкин**

Для детальных исследований были отобраны тридцать поверхностных образцов донных отложений с помощью грейфера Петерсена и два осадочных керна ручным поршневым пробоотборником. Поверхностные образцы хранились при температуре 40 °С до тех пор, пока не были доставлены в лабораторию, где образцы были высушены при температуре 16 °С в условиях атмосферного воздуха для гранулометрического и минералогического анализов.

#### *Анализ гранулометрического состава*

Осадки промывали и удаляли из них органические вещества, затем промывали через сито 63 мкм. Фракцию размером более 63 мкм высушивали при 105 °С, затем просеивали, а фракцию размером менее 63 мкм анализировали с помощью пипетки. Параметры отложений были рассчитаны с помощью программного обеспечения GRADISTAT, типы отложений в соответствии с Вентвортом [Wentworth, 1922]. Этот анализ был проведен в Институте морской среды и ресурсов ВАНТ.

#### *Анализ минерального состава*

Образцы были измельчены и просеяны с помощью сита 0.074 мм, полученная фракция объемом не более 2 мл помещалась в специальное отверстие для образца, затем образец прижимался стеклянной пластиной размером 4.5×5 см, чтобы создать плоскую поверхность. Образцы были измерены на современном лабораторном дифрактометре D8 Advance с настройкой излучения  $\text{Cu}(K_{\alpha 1,2})$ , напряжением 35 кВ, током 35 мА с шагом  $0.015^\circ 2\theta$ , вре-

менем паузы 3 секунды и диапазоном сканирования  $5\text{--}60^\circ 2\theta$ . Этот анализ был проведен в Центре геологического экспериментального анализа Министерства природных ресурсов и окружающей среды Вьетнама.

Кластерный анализ был проведен на основе результатов определения размера зерен и минералов в осадке. Кластеризация – это метод многомерного анализа, используемый для объединения параметров и станций с аналогичными свойствами на основе коэффициентов корреляции. Цель метода кластеризации состоит в том, чтобы найти различные группы, внутри которых значения рассматриваемых параметров были одинаковыми. Факторный анализ использовался для оценки влияния параметров на характеристики отложений, определения происхождения, образования и определения запасов отложений, которые контролируют осадочную среду. Все эти методы были выполнены в программе для численного анализа данных и научной графики Origin Pro 9.1.

### **Отбор проб базальтов. Методика определения радиоизотопного возраста и изотопно-геохимического состава базальтов и минеральных включений**

Отбор проб базальтов и их петрографические исследования выполнены стандартными современными методами. Возраст базальтов был определен К-Аг методом в Институте ядерных исследований Венгерской академии наук (Дебрецен, Венгрия). Эта методика подробно описана в работе Hoang et al. [2019b]. Радиоизотопное датирование образцов К-Аг методом также проводилось в ДВГИ ДВО РАН в соответствии с методикой, приведенной в работе Ignat'ev et al. [2010]. Для проверки точности определений, полученных К-Аг методом, некоторые образцы с К-Аг датировками возраста были повторно проанализированы с использованием Аг-Аг метода и U-Pb датирования возраста по цирконам. В целом точность метода К-Аг составляет  $(1\sigma)\pm 0.1\text{--}0.2$  для возрастов  $< 1$  млн лет и около  $(1\sigma)\pm 0.3\text{--}0.4$  для возрастов  $> 5\text{--}7.5$  млн лет. Геохимический состав был получен с помощью XRF и ICP-MS, а радиогенные изотопы, такие как Sr, Nd, Hf и Pb, были проанализированы с помощью многоколлекторного масс-спектрометра с ионизацией образца в индуктивно связанной плазме Neptune MC-ICP-MS. Аналитические методики, точность и надежность каждого

метода подробно описаны в Hoang et al. [2019b] и кратко приведено здесь.

Ультрамафические клинопироксены мантии были обработаны для анализа химического состава EPMA (JEOL 8800) в Геологической службе Японии (Цукуба, Ибараки). Основной элементный состав репрезентативных мантийных ксенолитов и породообразующих минералов приведен в работах Hoang et al. [2019a] и др. Клинопироксены отбирались вручную под бинокулярным микроскопом, а затем измельчались, чтобы удалить примазки оливина и ортопироксена. Затем порошок несколько раз промывали в ультразвуковой ванне, каждый раз в чистой воде. Полученные образцы высушивали и измельчали в агатовой мельнице. Для анализа на микроэлементы отбирали 100 мг порошкообразного образца в тефлоновом стакане объемом 15 мл с добавлением концентрированных кислот  $\text{HNO}_3$  и  $\text{HF}$  (соотношение 1:2) и оставляли стаканы на горячей плите при  $140^\circ\text{C}$  не менее чем

на 48 часов для растворения образца. Подробно методика подготовки образцов описаны в работе Хоанга и Уто [Hoang, Uto, 2006]. Состав микроэлементов анализировали с помощью квадрупольной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (Q) – ICP-MS Neptune Elemental. Соотношения изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  были проанализированы на факультете физики и наук о Земле Университета Рюкю, Окинава, Япония, с помощью анализатора Neptune MC-ICP-MS. В ходе изотопного анализа для  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  использовался стандарт изотопа стронция NBS987 (получено значение  $0.71025 \pm 0.000015$  ( $2\sigma$ ,  $n = 80$ )), для  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – японский стандарт неодима JNDi-1 (показал значение  $0.512116 \pm 0.000013$  ( $2\sigma$ ,  $n = 75$ )); для изотопов свинца –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  стандарт NBS981 (изотопный состав свинца показал значения, соответственно,  $16.939 \pm 0.004$ ,  $15.496 \pm 0.0057$  и  $36.712 \pm 0.0182$  ( $2\sigma$ ,  $n = 75$ )).

---

## 4.2. РЕЗУЛЬТАТЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В 88-М РЕЙСЕ НИС «АКАДЕМИК М.А. ЛАВРЕНТЬЕВ»

(С.П. Плетнев, Нгуен Чун Тхань, А.А. Легкодимов,  
В.Ю. Калгин, Зыонг Куок Хынг)

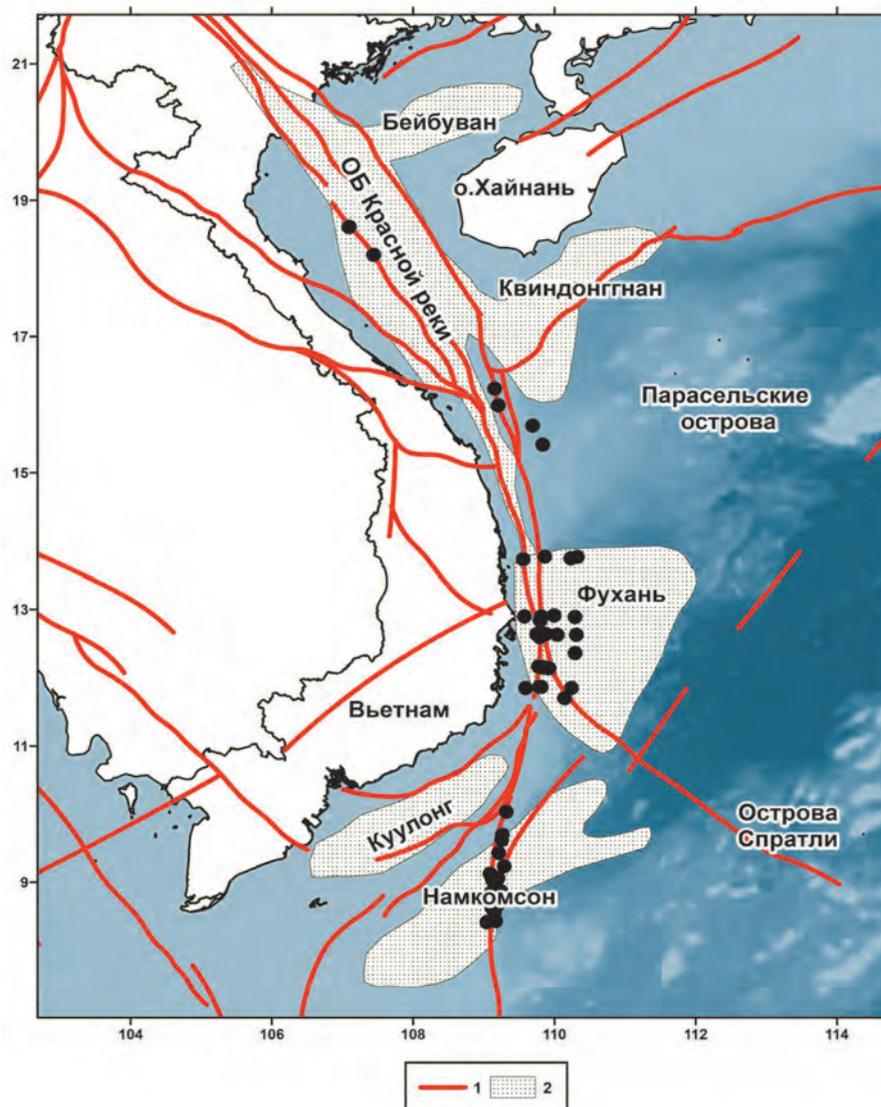
---

Южно-Китайское море относится к морям суб-экваториального и экваториального пояса. Для региона характерны высокие среднегодовые температуры, большая годовая сумма осадков (до 3000 мм/год), муссонный климат с чередованием дождливого и засушливого периода. Подобные процессы активно влияют на процесс выветривания, что и объясняет значительный вынос осадочного материала реками в море [Лисицын, 1978; Деркачев, Николаева, 2010].

Литологические исследования заключались в описании четвертичных отложений, которые были подняты всеми видами пробоотборников, используемых в настоящем рейсе. Описание и основные характеристики станций даны в приложении 1, положение станций см. на рис. 4.1. Кроме этого проводилось выборочное опробование для изучения

фораминифер (см. глава 5) по некоторым наиболее интересным станциям.

Вскрытый трубками осадочный разрез на исследуемых полигонах представлен нестратифицированными голоцен-верхнеплейстоценовыми терригенными отложениями. Исходя из имеющихся данных по скоростям осадконакопления на материковом склоне Южно-Китайского моря, около 15–20 см в тыс. лет, граница плейстоцена должна проходить в наших колонках около 1.5–2 м от поверхности дна. В результате полевого описания все поднятые нами колонки можно разбить на три группы. Станции литологического опробования были сосредоточены главным образом в пределах крупных осадочных бассейнов, имеющих высокий нефтегазоносный потенциал (рис. 4.4).



▲ **Рис. 4.4.** Карта станций фактического материала и расположение основных осадочных бассейнов западной части Южно-Китайского моря. Черные кружки – станции литологического опробования.  
1 – разломы, 2 – осадочные бассейны

Первая группа объединяет колонки, сложенные пелитовыми осадками оливкового цвета. Как правило, эти осадки однородны по всей длине колонки и часто несут следы биотурбации и проявления постседиментационных образований в виде гидротроилита (более темные точечные распределения). В них трудно однозначно провести границу между плейстоценом и голоценом или можно предполагать, вся осадочная толща может быть сложена только голоценом.

Вторая группа объединяет колонки с разрезами пластичных пелитовых илов оливкового цвета, сменяющихся к низу более плотными илами зеленовато-серой и темно-серой окраски. Предпо-

ложительно, нижняя часть разреза может быть отнесена к плейстоцену.

Третья группа включает колонки с наличием в них песчаных прослоев от 1–2 до 5 см, которые указывают на нарушение нормальной седиментации турбидитовыми потоками. Часто в таких колонках отмечены следы оползания и смятия слоев.

На внешнем шельфе трубки вскрыли реликтовые аллювиальные пески времени последней регрессии (14–18 тыс. лет и уровень моря в это время был ниже современного на 130 м) и сам осадочный разрез маломощен или только отмечены осадки в забое трубки. Исключением являют-

ся колонки, отобранные на станциях LV88-55GC и LV88-56GC с глубин около 60–70 м. Осадок в этих колонках представлен однородным пластичным пелитом. К низу в них увеличивается обилие мелких фрагментов битой ракушки и возрастает роль тонкозернистого песка. Предполагаем, что 325 см разрез в колонке LV88-55GC с глубины 78 см содержит палеогеографическую летопись (за последние 14 тыс. лет) развития позднеледниковой – голоценовой трансгрессии в исследуемом районе. К началу голоцена (10.3 тыс. лет) уровень моря располагался на отметке минус 60 м. Такие уникальные морские разрезы голоцена, со скоростью 25 см в тыс. лет, встречаются очень ограниченно.

В целом можно сказать, что в исследуемых районах за период голоцена и позднего вюрма седиментация была обусловлена преимущественно терригенной поставкой с суши и контролировалась климатическими изменениями и связанными с ними гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря.

На нижеприведенных рисунках показаны особенности распределения литологического состава осадков в соответствии с периодами регрессии

моря, их цветовыми характеристиками (рис. 4.5–4.8).

В районе бассейна Фухань, который имеет ярко выраженную в рельефе континентальную ступень (рис. 4.6), были обнаружены осадочные отложения с признаками сильной палеогипоксии (глубины моря от 130 до 2300 м).

На приведенном ниже рис. 4.7 показана закономерность смены цвета осадков вкост склона бассейна Фухань.

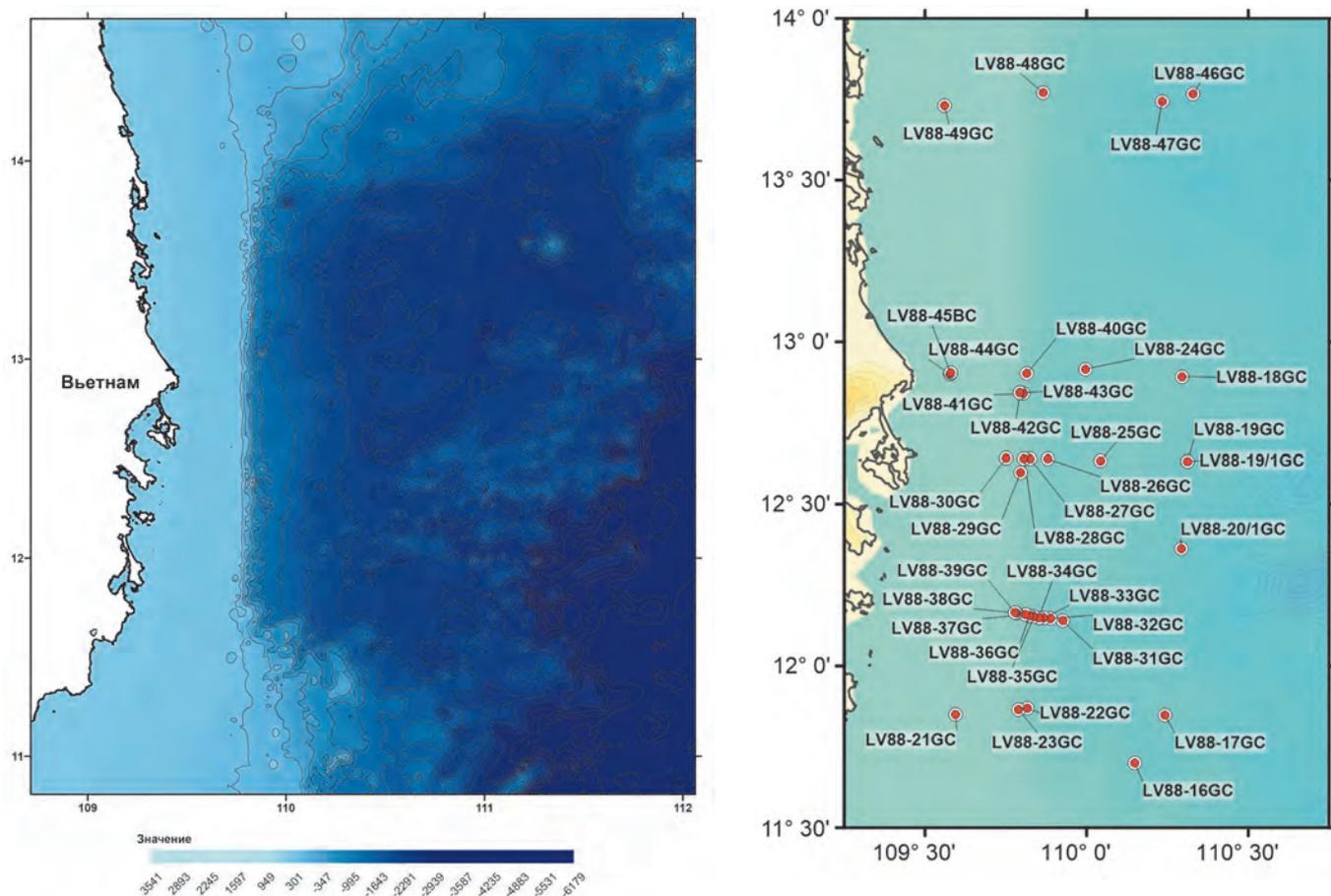
На следующем рис. 4.8 на примере более длинного профиля показаны особенности терригенной нагрузки (преимущественно речной сток) в осадконакоплении и примерное положение границы восстановительных условий в бассейне Фухань.

На континентальном склоне бассейна Фухань были обнаружены признаки восстановительных палеоусловий в осадочных отложениях, которые в других районах встречены не были (рис. 4.9). Вместе с тем подобные примеры в изобилии существуют в Охотском и Японском морях [Шакиров, 2018].

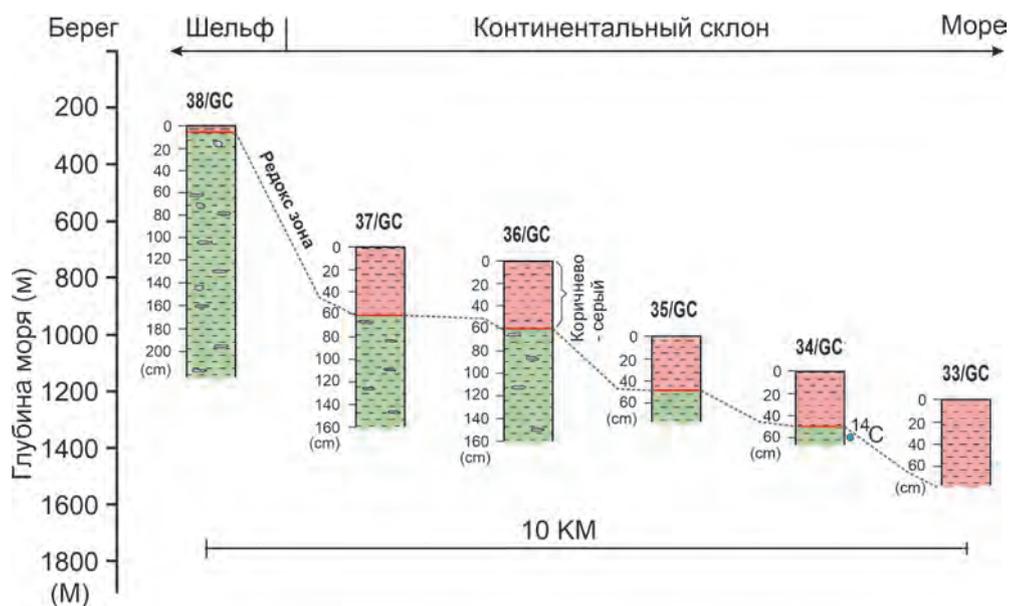
С помощью высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования были исследованы основные особенности формирования отложения



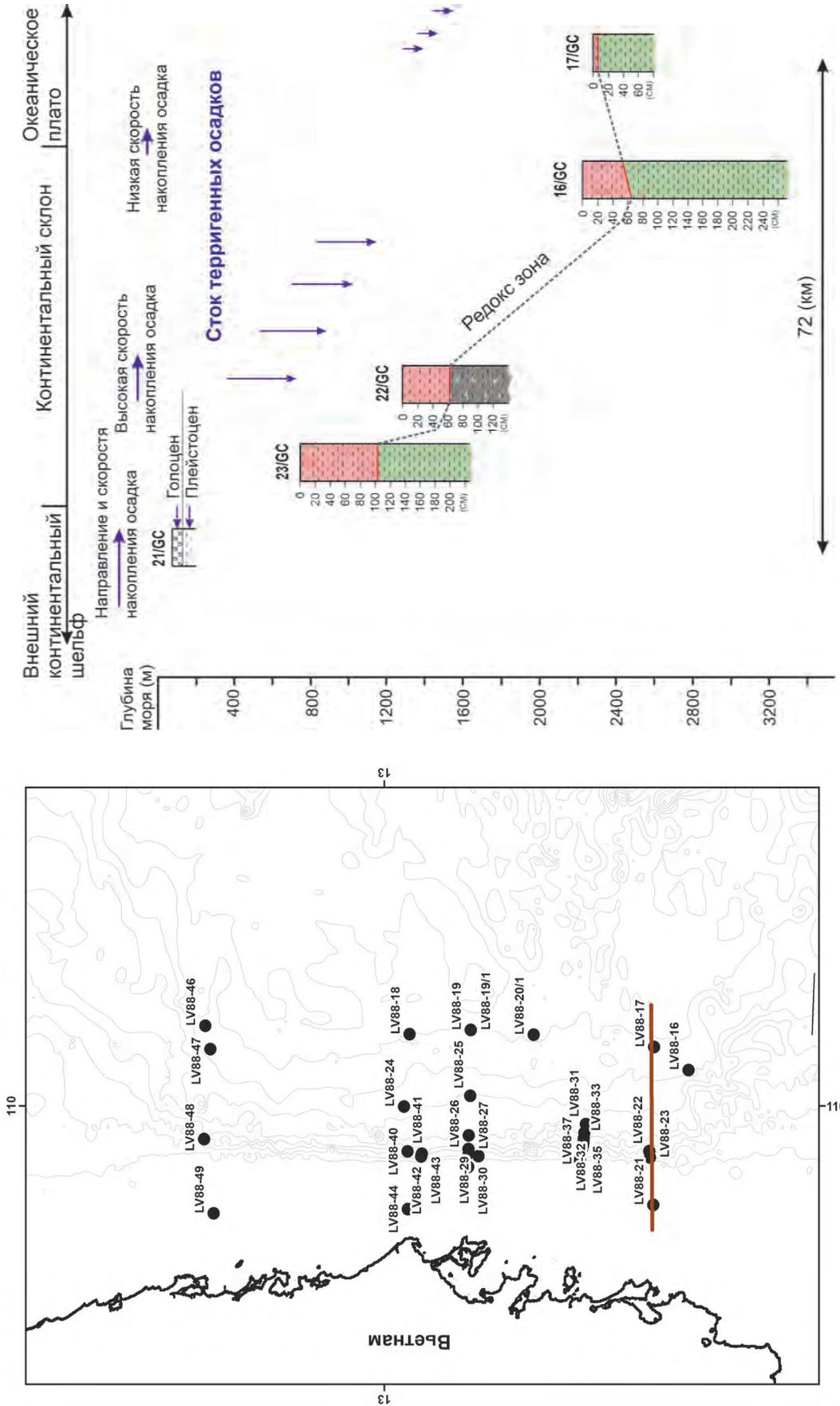
▲ Рис. 4.5. Литологический состав осадка. Район бассейна Намконсон



▲ Рис. 4.6. Карта рельефа (слева) и литологических станций (справа) в бассейне Фухань



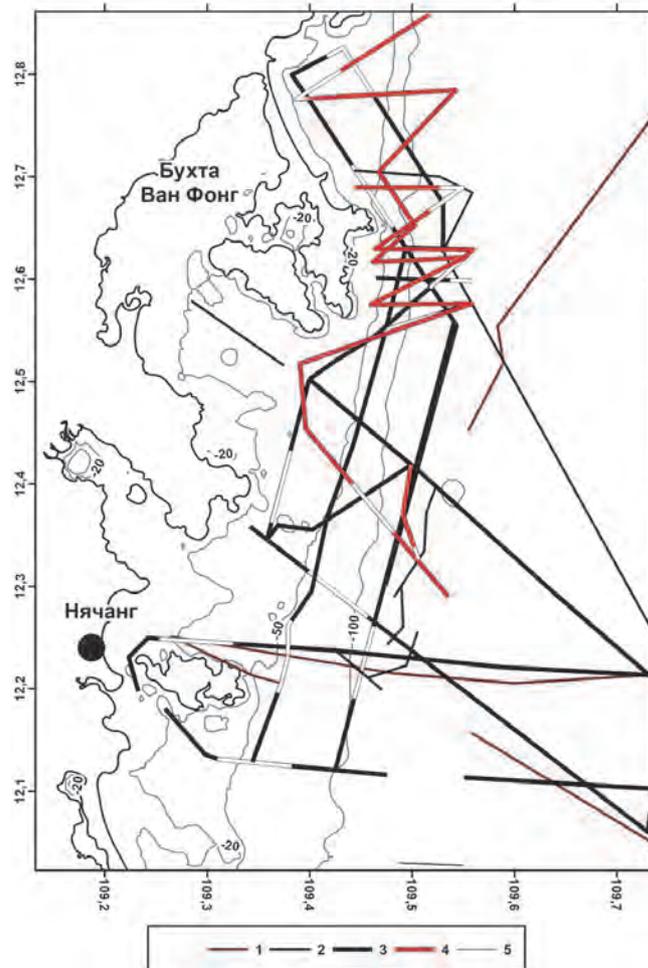
▲ Рис. 4.7. Положение границы перехода преобладающего цвета донных отложений на континентальном склоне бассейна Фухань (район 2) (нижняя часть зелено-серые оттенки, верхняя часть кернов – коричневатые и коричнево-красноватые). Местоположение станций указано на рис. 4.1



▲ Рис. 4.8. Пример особенностей осадконакопления в бассейне Фухань по профилю станций LV88-23GC – LV88-17GC

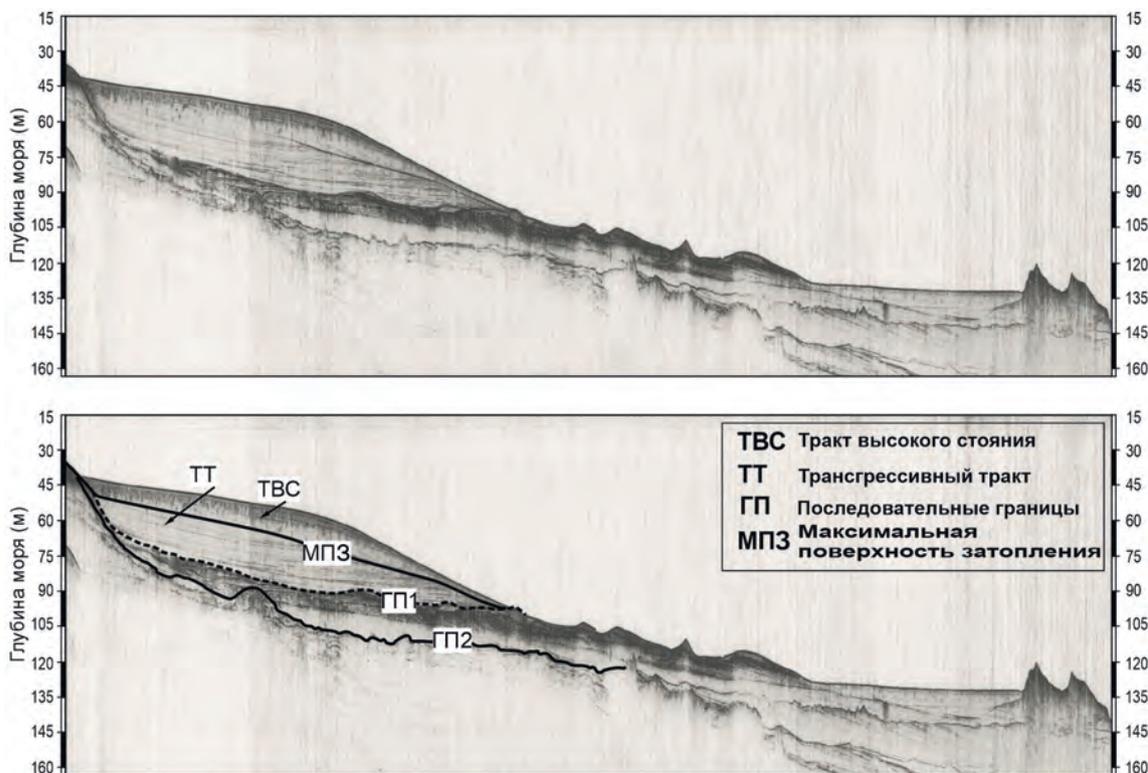


▲ **Рис. 4.9.** Фотография фрагмента керна из подножия бассейна Фухань с обильными проявлениями гидротроилита



► **Рис. 4.10.** Примеры разрезов сейсмопрофилирования на трассе п. Нячанг.

1 – Парасаунд SO 140 (1999); 2 – Парасаунд SO 180 (2006); 3 – бумер VG5 (2004); 4 – бумер VG9 (2005); 5 – изолинии ▼





▲ **Рис. 4.11.** Фотография керна с коричнево-бежевыми плотными латеритными отложениями из бассейна Шонхон

на шельфе бассейна Фухань в районе п. Нячанг (рис. 4.10). Установлено, что осадочная призма сформирована в ходе голоценовой трансгрессии и высокого стояния уровня моря. Средний шельф характеризуется низкими значениями скоростей осадконакопления благодаря отдаленности от источников сноса и переотложения волнами и течениями в муссонные периоды.

В бассейне Красной реки (бассейн Шонхон) были обнаружены латеритные отложения (рис. 4.11).

### Органоминеральные образования

В рамках проведения работ на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» во время геологического опробования в осадочном бассейне Фухань был поднят керн на станции LV88-42GC (глубина станции 650 м). При опробовании керна на горизонте 200 см был найден необычный органоминеральный агрегат [Еськова и др., 2020] (рис. 4.12). При визуальном осмотре было сделано предположение, что это карбонатный минерал по типу икаита. Распределение концентраций различных газов в керне показано на рис. 4.12. Керн отличается аномальными концентрациями метана (3422 нМ/кг), а также высокой численностью метанотрофов по всей длине керна ниже окисленного слоя до 150 см. Обнаружены 3 группы микроорганизмов: метанотрофные, углеводородокисляющие и сульфатредуцирующие.

Органоминеральный агрегат изучен в Институте химии ДВО РАН (С.В. Суховерхов). Сначала агрегат был высушен до постоянного веса при +105 °С. Образцы исследованы энергодисперсионным рентгенофлуоресцентным методом анализа (ЭДРФА) на спектрометре Shimadzu EDX-800HS. Результаты химического анализа представлены в табл. 4.1. Содержания даны в пересчете на наиболее вероятные химические соединения и содержа-

ние зола, так как в высушенном образце есть органическое вещество и связанная вода.

Также были определены органические соединения. Анализ выполняли на газовом хромато-масс-спектрометре Shimadzu GCMS QP-2010Plus с пиролизером Double-Shot Pyrolyzer PY-2020iD [Суховерхов и др., 2014]. Температура пиролизера 400 °С, температура интерфейса PY/GC – 320 °С. Разделение проводили на колонке UltraALLOY-5-MS при программировании температуры колонки от 40 °С до 320 °С со скоростью 20 °С/мин, газ-носитель – гелий. Температура интерфейса 280 °С, ионного источника 260 °С, напряжение на детекторе 1 кВ, диапазон масс ( $m/z$ ) 29–850. Идентификация по библиотеке NIST17.

Достоверно идентифицированы пики фенолов – продуктов окисления лигнина [Пересыпкин, Романкевич, 2010].

Сам лигнин является веществом, характеризующим одеревеневшие стенки растительных клеток: сложное полимерное соединение, содержащееся в клетках сосудистых растений и некоторых водорослях. Исходя из полученных результатов анализа неорганических соединений, были установлены повышенные концентрации металлов и солей (см. табл. 4.1).

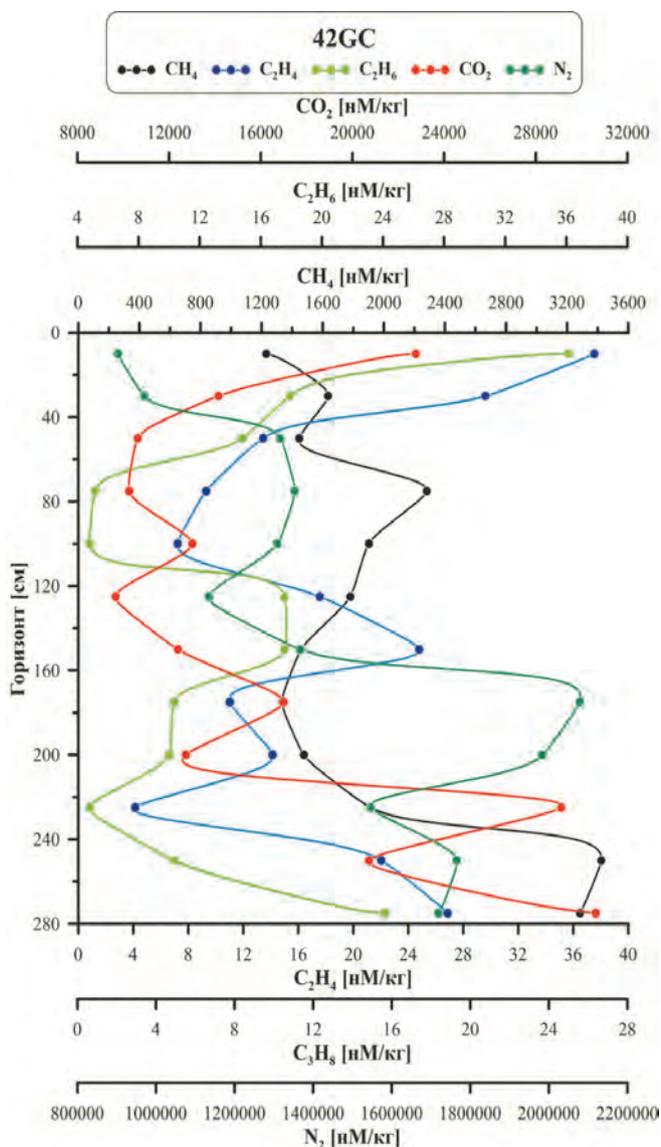
Также были проведены исследования по визуализации структуры соединения агрегата в высоком разрешении с помощью сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) на базе отделения электронной микроскопии «Национальный научный центр морской биологии им. А.В. Жирмунского Дальневосточного отделения Российской академии наук». Использовали сканирующий электронный микроскоп Evo 40 Carl Zeiss AG, Германия. Результаты анализа приведены на рис. 4.13.

На рис. 4.13, а предположительно расположены сульфидные образования (пентагондодекаэдры и их вариации с кубической сингонией). Их

Таблица 4.1

Состав неорганических соединений в пересчете на содержание золы

Соединение	Содержание			
	Древесное вещество		Минеральное вещество	
	% EDX	% масс.	% EDX	% масс.
Зола, 700 °C	-	25.41	-	59.07
NaCl	65.48	16.64	9.33	5.51
KCl	2.35	0.59	3.83	2.26
CaCl <sub>2</sub>	6.61	1.68	-	-
CaCO <sub>3</sub>	-	-	11.06	6.53
SiO <sub>2</sub>	2.96	0.75	43.38	25.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.29	0.33	20.34	12.02
MgCO <sub>3</sub>	5.58	1.42	5.36	3.17
MgSO <sub>4</sub>	15.15	3.85	2.10	1.24
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	0.38	0.10	3.57	2.11
TiO <sub>2</sub>	-	-	0.49	0.29
BaSO <sub>4</sub>	-	-	0.32	0.19
SrCO <sub>3</sub>	0.04	0.01	0.05	0.03
MnO	-	-	0.05	0.03
Br	0.11	0.03	0.02	0.01

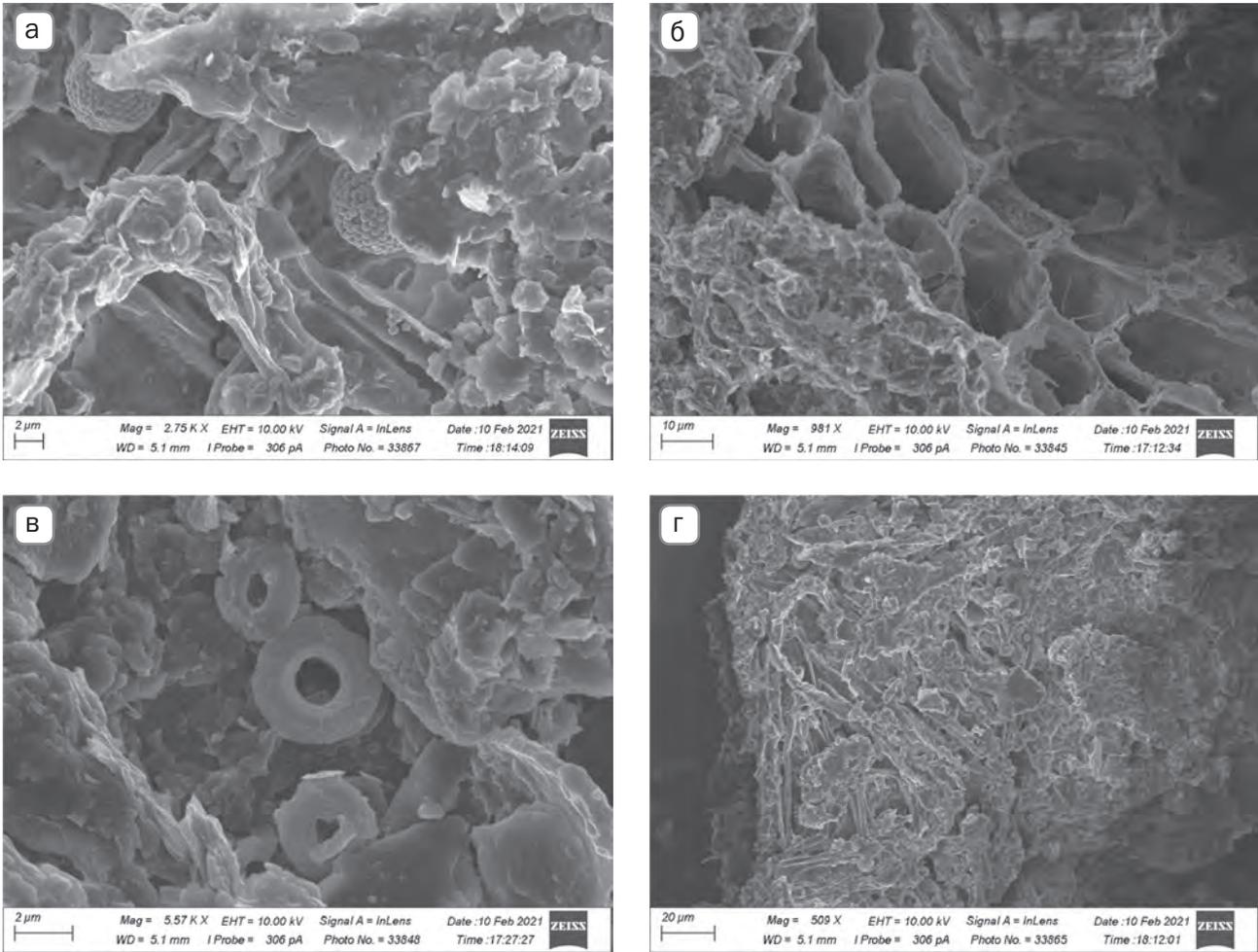


▲ Рис. 4.12. Распределение концентраций газов вдоль длины керна (вверху); фотография органоминерального агрегата коричневато-бежевого цвета в керне (внизу)

образование в осадках связывается с разложением органических остатков без доступа свободного кислорода в глубоких участках водных бассейнов. Также в литературе упоминаются псевдоморфозы при воздействии H<sub>2</sub>S, но на исследуемом образце они не были обнаружены.

На рис. 4.13 б, в выделяются структуры сосудистых растений. На рис. 4.13 г представлены останки многочисленных кокколитофорид – основных представителей нанопланктона в морской среде и осадочных породах, образованных в умеренных и экваториальных широтах, а также при накоплении известковистых осадков в областях распространения глобигеринового ила.

Из полученных данных следует вывод о том, что, скорее всего, данный органоминеральный агрегат первоначально был фрагментом древесной растительности, который был вынесен речным стоком и из-за высокой скорости осадкоосаждения быстро перешел в бескислородную среду. По результатам других исследований были установлены параморфозы сульфидов по органическим остаткам в этом же осадочном бассейне на разных глу-



▲ Рис. 4.13. Визуализация органоминерального агрегата.

а – сульфидные образования; б и в – структуры сосудистых соединений; г – останки кокколитофорид

бинах. Часто встречаемые параморфозы сульфидов не были идентифицированы в данном образце и, скорее всего, органоминеральный агрегат имеет относительно молодой возраст образования.

### Карбонатные и железистые соединения донных отложений Южно-Китайского моря

Станции характеризуются относительно малой глубиной от 159 до 196 метров. В осадках на станциях LV88-7GC, LV88-9-GC были обнаружены карбонатные образования. Они представляют собой карбонатные трубочки и их обломки. Цвет данных образований: от светло-серого до черного. На поверхности можно наблюдать наросты неправильной формы и остатки раковин. Размеры

их варьируется от 0.5 см до 10 см в длину. Помимо трубчатой формы, карбонатные конкреции встречаются уплощенной формы, длиной до 6 см (рис. 4.14).

Среди образцов карбонатных агрегатов на станции LV88-09GC при детальном просмотре было найдено железистое образование с содержанием Mn. Один из образцов имеет размер 4×3×1 см. Цвет корочки имеет коричнево-матовый оттенок с жирным блеском. На сколе образец оранжево-желтого и ржаво-бурого цвета, со слоистой текстурой (рис. 4.15).

По данному образцу был сделан рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) (результаты получены в г. Казань ООО «Союз-Прибор» на портативном РФА X-MET 8000), в котором отмечено высокое содержание Fe, достигающее 91.6%, и Mn – 1.96% в подчинённом количестве (табл. 4.2). Обращает

на себя внимание высокое содержание рубидия – до 2%.

Таким образом, в результате минералогических исследований были встречены карбонатные и железистые корочки и трубочки, которые могут быть связаны с каналами разгрузки флюида. Железистые корочки образуются в связи с высокой реакционной способностью железа в осадках, интенсивно окисляют сероводород, образуя микроконкреции сорбирующие в себя Mn. Также в образовании подобных конкреций часто участвуют микробиологические сообщества, жизнедеятельность которых, часто связана с элементами Fe, Mn, S и других. Обнаруженные минеральные образования нуждаются в дополнительных аналитических исследованиях.

Таблица 4.2

Химический состав железомарганцевой корки Южно-Китайского моря (%)

Элемент	%	Погрешность	Предел
Fe	91.60	0.285	94.2–100.0
Rb	2.00	0.041	
Mn	1.96	0.053	0.7–1.0
Rh	1.64	0.049	
Ti	1.08	0.075	
Pd	0.48	0.049	
Pb	0.45	0.023	
Au	0.42	0.027	



▲ Рис. 4.14. Уплющенной формы карбонатные агрегаты и обломки железисто-карбонатных трубочек



▲ Рис. 4.15. Железомарганцевые корки. Станция LV88-9GC

### 4.3. ТЯЖЕЛЫЕ МЕТАЛЛЫ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

(В.В. Саттарова, К.И. Аксентов, Ле Дык Лыонг, Р.Б. Шакиров,  
М.В. Иванов, А.А. Легкодимов)

Загрязнение окружающей среды тяжелыми металлами (ТМ) в последние годы является глобальной проблемой. Попадая в водоемы, они длительное время находятся в наиболее опасной ионной форме и, даже переходя в связанное состояние (коллоидную форму, донные осадки или другие малорастворимые соединения) продолжают представлять потенциальную угрозу. Большинство ТМ при повышенных концентрациях оказывают токсическое действие на живые организмы [Ghrefat, Yusuf, 2006; Liu et al., 2014]. Помимо непосредственного токсического действия на живые и растительные организмы, тяжелые металлы имеют тенденцию к накоплению в пищевых цепях, что усиливает их опасность для человека. При небольших глубинах в накоплении металлов велика роль периодических и постоянных течений, перемывающих и переотлагающих осадок, транспортирующих минеральные и органические примеси, поступающие с береговым стоком. Изучение пространственного распределения ТМ в отложениях имеет решающее значение для оценки загрязнения прибрежной среды. Разработано несколько современных методологий и критериев качества донных отложений [Ghrefat, Yusuf, 2006; Zhou et al., 2004]. Среди них коэффициент обогащения (EF), индекс геоаккумуляции ( $I_{geo}$ ) [Ghrefat, Yusuf, 2006; Müller, 1969] и индекс потенциального экологического риска (PERI) [Hakanson, 1980; Yi et al., 2011].

В Южно-Китайском море главными источниками загрязнения являются добывающие и перерабатывающие предприятия, расположенные на побережье, производство нефтепродуктов, твердые и жидкие стоки от густонаселенных прибрежных городов. В связи с этим изучение закономерностей распределения и поведения тяжелых металлов в донных отложениях западной части Южно-Китайского моря является актуальным для выявления уровня антропогенного загрязнения в районах исследования.

По данным гранулометрического анализа, осадки, в основном, представлены плохо сортированными алеврит-пелитовыми илами от зеленовато-серого с желтым оттенком до оливкового цвета. Распределение мономодальное симметричное, мезокрутическое, исключение составляют несколько проб, где содержание песчанистой фракции изменяется от 20 до 66% (табл. 4.3).

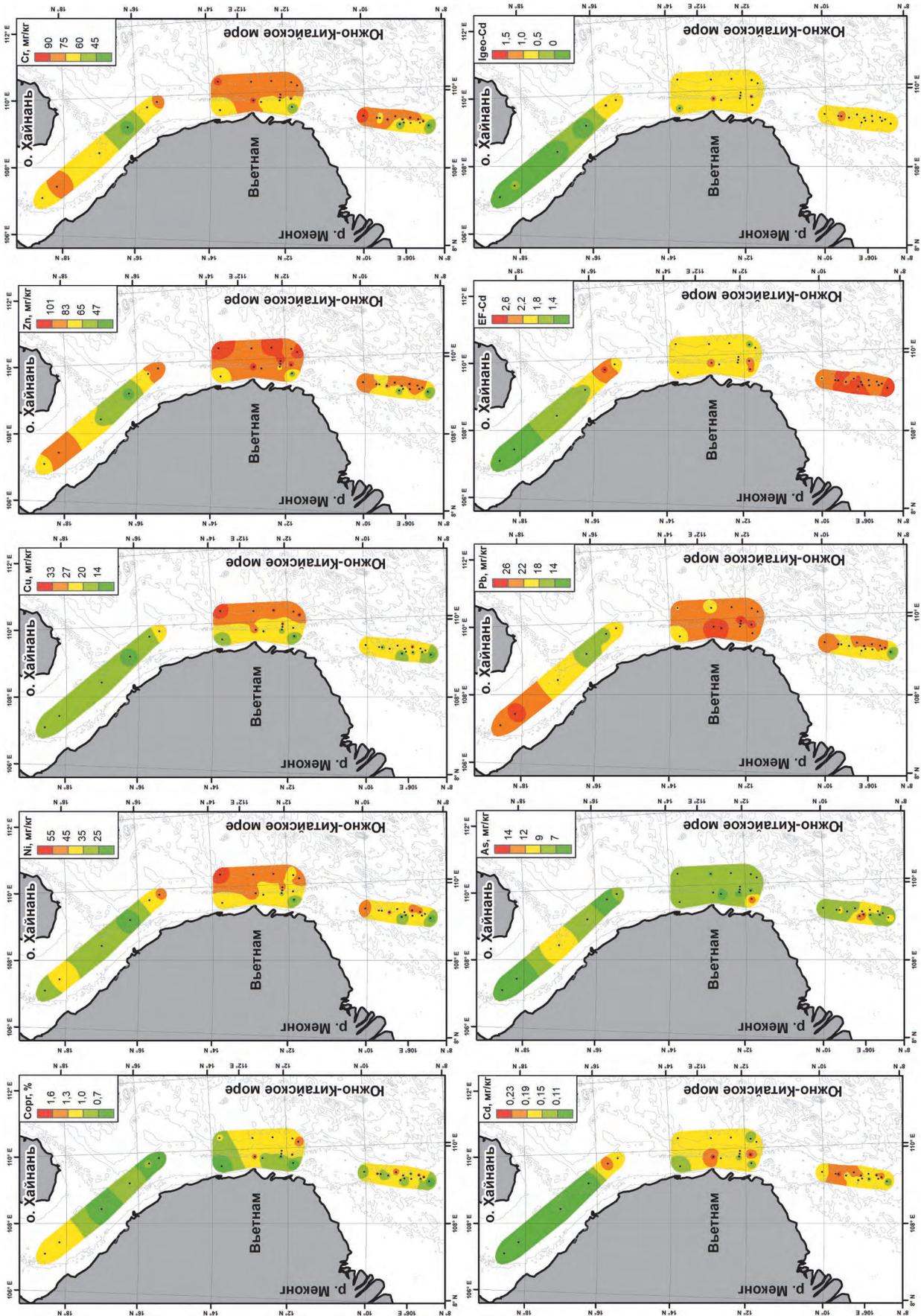
Пространственное распределение тяжелых металлов (ТМ) в западной части Южно-Китайского моря [Sattarova et al., 2021] представлено на рис. 4.16. Район осадочного бассейна р. Красная отличается от других изученных районов низкими значениями концентраций ТМ. Здесь среднее значение этих металлов составило 17.2 мг/кг для Cu, 0.12 мг/кг для Cd, 33.8 мг/кг для Ni, 21.0 мг/кг для Pb, 77.1 мг/кг для Zn, 66.2 мг/кг Cr и 7.15 мг/кг для As. В центральном районе отмечаются повышенные содержания Cr (в среднем 75.9 мг/кг), Cu (в среднем 25.9 мг/кг), Zn (в среднем 95.3 мг/кг) и Ni (в среднем 44.2 мг/кг), особенно для склоновых станций. Пространственное распределение  $C_{орг}$  практически аналогично распределению Cr, Cu, Zn и Ni. В этом районе также были выявлены повышенные концентрации Pb (в среднем 24.1 мг/кг) и Cd (в среднем 0.17 мг/кг) с максимумами на шельфовых станциях. Аналогичное распределение Pb (среднее значение 21.4 мг/кг), Zn (среднее значение 80.7 мг/кг), Cr (среднее значение 72.6 мг/кг), частично Ni (среднее значение 39.3 мг/кг) и Cd (среднее значение 0.19 мг/кг) отмечается и в юго-западной части Южно-Китайского моря в районе бассейна Намконсон.

По сравнению со средними содержаниями ТМ в осадках из других районов, они сопоставимы или ниже (табл. 4.4), но выше, чем содержания в верхней континентальной коре. Среднее содержание Cu было сопоставимо с концентрациями ее в осадках на шельфе в северной части Южно-Китайского моря и в верхней части континентальной коры.

Таблица 4.3

**Содержание гранулометрических фракций (%), макроэлементов Al–Fe (вес.%)  
и тяжелых металлов Cu–As (мг/кг) в донных отложениях западной части  
Южно-Китайского моря**

Станции	Ил <4 мкм	Алеврит 4–63 мкм	Песок >63 мкм	Al	Mn	Fe	Cu	Ni	Cr	Zn	Pb	Cd	As
I. Юго-западная часть Южно-Китайского моря в районе бассейна Намконсон (Nam Con Son)													
LV88-02	25	44	31	2.9	0.04	1.4	7.1	12.1	29.0	29.7	10.2	0.12	9.95
LV88-02/1	44	56	0	8.3	0.06	4.0	24.3	44.0	80.5	100.7	24.5	0.23	7.10
LV88-03	37	62	1	7.0	0.04	3.1	17.6	32.7	63.3	81.3	20.9	0.15	6.00
LV88-04	44	56	0	8.2	0.74	3.9	26.7	54.9	82.6	102.1	26.5	0.20	12.13
LV88-05	37	63	0	5.9	0.04	2.8	18.2	33.3	61.8	83.9	19.9	0.13	6.15
LV88-06	43	57	0	8.5	0.26	4.1	30.0	60.3	96.9	106.9	25.4	0.18	11.89
LV88-07	41	59	0	6.1	0.05	3.4	21.3	27.9	54.9	60.5	20.1	0.15	16.64
LV88-08	39	61	0	8.4	0.06	4.0	27.1	46.6	83.8	100.1	24.3	0.22	8.05
LV88-09	14	28	58	3.1	0.04	2.4	8.5	17.9	33.5	38.3	17.9	0.19	13.89
LV88-10	40	60	0	8.1	0.05	3.8	25.9	44.8	88.1	94.1	24.7	0.21	7.03
LV88-11	46	54	0	7.9	0.04	3.5	23.9	47.9	94.8	84.5	20.8	0.18	6.56
LV88-12	40	60	0	6.2	0.04	3.0	16.8	35.0	63.2	67.4	17.6	0.28	11.24
LV88-14	42	58	0	8.2	0.04	3.7	25.2	40.0	78.6	90.5	24.6	0.18	6.69
LV88-15	39	61	0	8.3	0.05	3.7	26.9	53.4	105.3	89.6	22.4	0.17	8.71
II. Центральный привьетнамский шельф и склон (бассейн Фухань (Phu Khanh))													
LV88-16	37	63	0	8.5	0.24	4.0	35.4	55.6	90.1	108.9	22.1	0.16	8.16
LV88-17	37	62	1	8.3	0.10	3.8	28.8	41.8	82.6	97.9	22.7	0.12	6.89
LV88-18	34	61	4	7.8	0.15	3.6	30.3	45.9	80.0	96.7	19.3	0.16	6.89
LV88-20	41	59	0	8.4	0.27	3.9	34.3	54.4	81.2	112.4	24.1	0.17	7.45
LV88-21	29	51	20	4.6	0.08	2.8	9.8	20.5	42.3	51.6	22.2	0.12	14.53
LV88-22	35	65	0	8.7	0.05	4.1	26.1	43.5	76.2	107.2	28.1	0.27	6.08
LV88-30	37	63	0	7.8	0.05	3.6	19.4	35.4	68.3	90.1	27.5	0.16	5.59
LV88-31	36	64	0	8.4	0.32	4.0	27.8	47.6	76.2	109.1	27.8	0.20	8.52
LV88-34	37	63	0	8.5	0.12	4.1	28.4	50.2	89.6	107.1	27.3	0.17	9.42
LV88-39	35	65	0	5.9	0.04	2.9	13.3	27.6	53.6	68.7	20.9	0.12	4.53
LV88-42	39	61	0	8.4	0.05	4.0	28.6	49.5	95.6	103.9	29.7	0.25	9.01
LV88-46	38	62	0	7.8	0.70	3.6	39.8	64.8	92.3	118.2	21.9	0.19	7.24
LV88-49	37	63	0	5.8	0.05	2.8	14.8	37.6	59.2	66.4	20.3	0.11	7.49
III. Район осадочного бассейна р. Красная													
LV88-50	36	64	0	7.4	0.10	3.6	23.8	48.0	80.4	97.7	21.3	0.16	7.75
LV88-51	31	65	4	6.5	0.05	3.0	17.1	34.9	64.0	82.3	17.00	0.22	4.70
LV88-53	10	23	66	3.8	0.05	2.0	11.7	18.4	39.4	42.9	16.7	0.07	8.36
LV88-54	35	65	0	5.6	0.07	2.7	17.0	32.7	67.6	64.5	21.4	0.09	11.45
LV88-55	37	63	0	8.5	0.07	3.7	18.1	38.2	80.7	96.2	26.9	0.10	5.94
LV88-56	34	62	4	7.3	0.05	3.3	15.7	30.4	65.0	78.8	22.6	0.09	4.70



▲ Рис. 4.16. Пространственное распределение  $S_{орг}$ ,  $TM$ , значений  $EF$  и  $I_{geo}$  для  $Cd$  в донных отложениях западной части Южно-Китайского моря (данные по распределению элементов приведены в колонках условных обозначений)

Таблица 4.4

Средние содержания тяжелых металлов (мг/кг) в донных отложениях различных районов

Районы	Cu	Ni	Cr	Zn	Pb	Cd	As	Ссылки
Западная часть Южно-Китайского моря	22.4	40.2	72.7	85.8	22.4	0.17	8.39	Наши данные
Залив Дайя, Китай	24.1	26.8	108.7	108.9	35.3	0.09	6.5	Tang et al., 2018
Залив Бейбуван, Китай	58.3	н.д.	53.6	67.3	28.0	0.16	9.53	Dou et al., 2013
Осадки р. Красная (Хонгха)	83.0	38.0	85.7	127.0	66.0	0.35	н.д.	Nguyen et al., 2016
Северная часть Южно-Китайского моря, шельф	22.7	19.9	48.8	63.6	15.4	0.14	4.4	Xu et al., 2016
Поверхностные отложения р. Меконг и прибрежной зоны в сезон дождей (октябрь)	53.0	35.0	88.0	138.0	35.0	0.50	н.д.	Cenci, Martin, 2004
Поверхностные отложения р. Меконг и прибрежной зоны в засушливый сезон (март)	47.0	31.0	98.0	144.0	37.0	0.40	н.д.	
Колонки донных отложений р. Меконг и прибрежной зоны	50.0	37.0	75.0	166.0	44.0	0.40	н.д.	
Устье р. Жемчужная (Чжуцзян), Китай	45.7	36.7	106.0	176.8	57.9	н.д.	н.д.	Yu et al., 2010
Верхняя континентальная кора	25.0	20.0	35.0	71.0	20.0	0.098	1.5	Taylor, McLennan, 1995

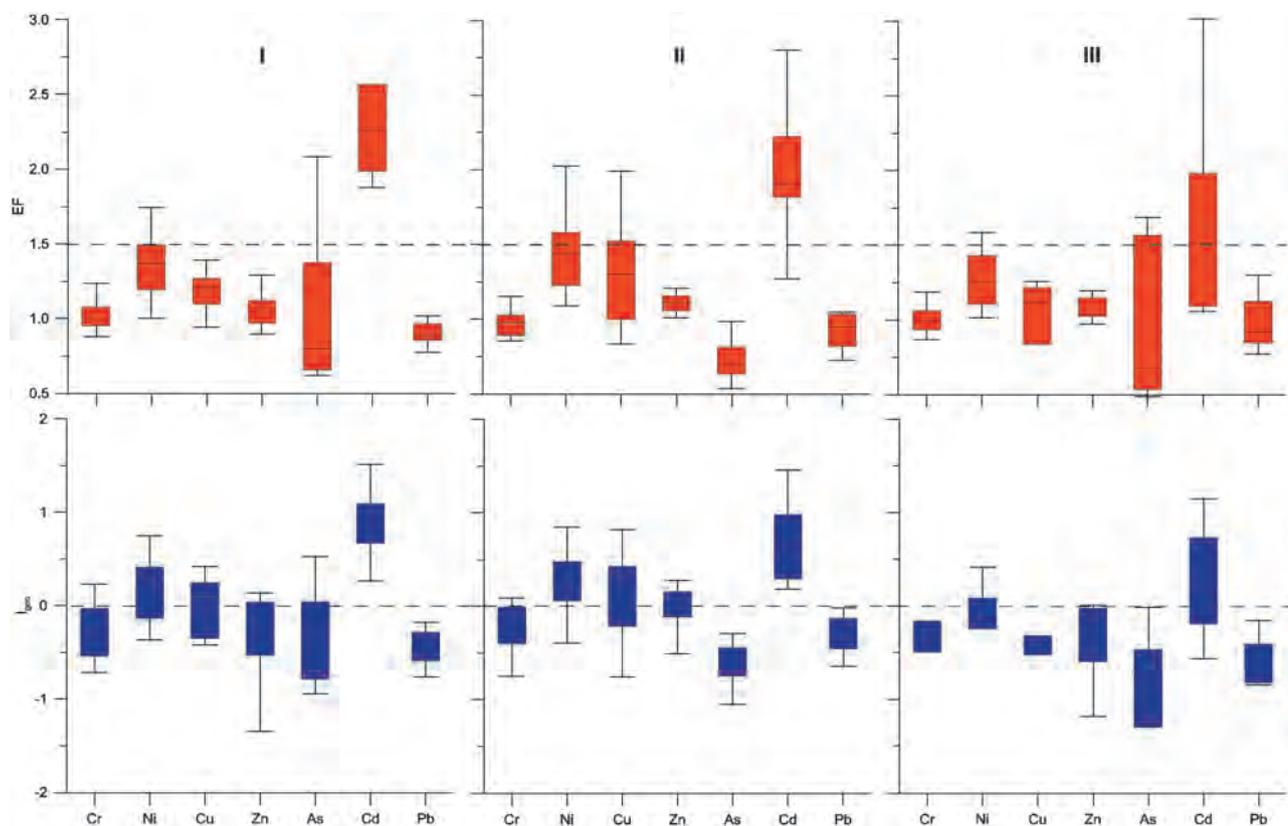
Примечание. Н.д. – нет данных.

Как показали результаты этого исследования, средние значения EF для Ni, Cu, Zn, As, Cr и Pb были меньше 1.5, что свидетельствует о преимущественно естественном источнике ТМ в отложениях (рис. 4.17). Напротив, среднее значение EF для Cd составило 1.69 для станций, расположенных в осадочном бассейне р. Красная, EF = 2.02 для центральной части вьетнамского шельфа и склона, а более высокое значение EF для Cd обнаружено в юго-западной части Южно-Китайского моря в районе бассейна Намконсон (EF = 2.62), что указывает на «умеренное» обогащение кадмием (см. рис. 4.17). Согласно шкале Мюллера [Müller, 1979], средние значения  $I_{geo}$  для Cr, Pb, As и Zn были меньше нуля, что также свидетельствует о том, что отложения не были загрязнены этими металлами, в то время как  $I_{geo}$  для Cd больше нуля, указывая на «умеренное» загрязнение этим металлом (см. рис. 4.17).

Согласно расчетам показателя PERI, экологический риск загрязнения кадмием достигает наибольшего значения среди всех ТМ (рис. 4.18). Согласно классификации PERI [Hakanson, 1980], на станциях LV88-12GC, LV88-22GC и LV88-42GC отмечается «умеренный» риск по Cd (150–300) в отличие от других станций, где риск «низкий» (<150).

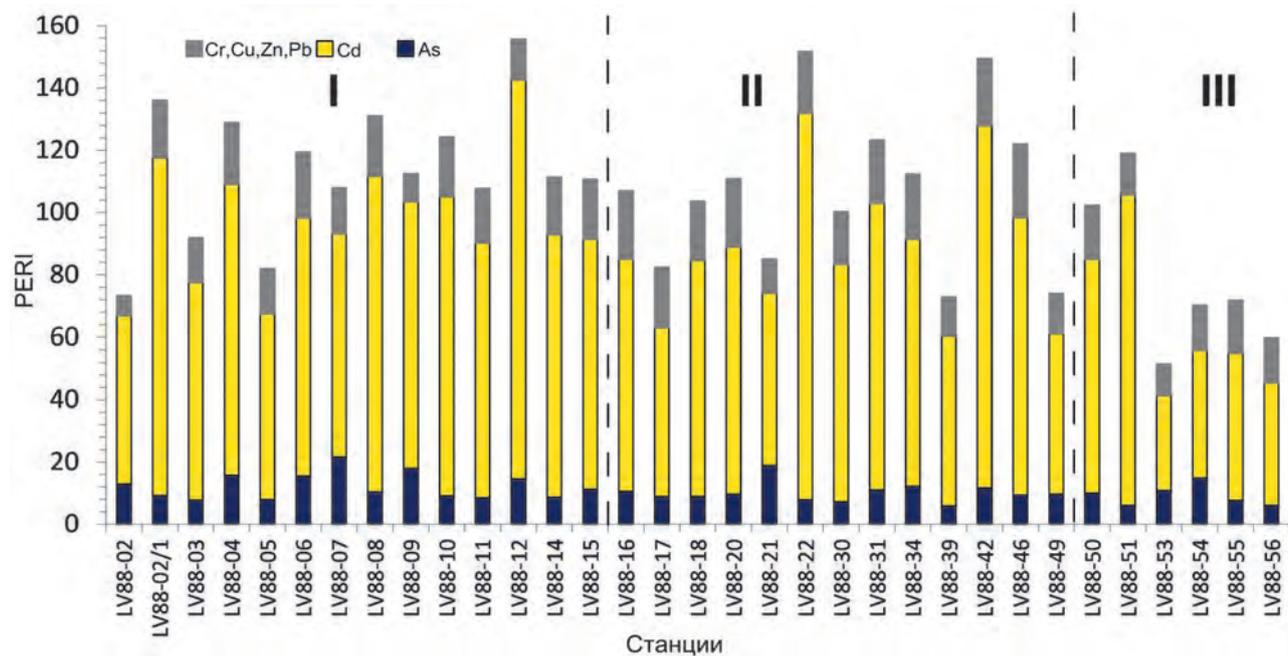
Результаты статистического анализа данных показали значительную положительную корреля-

цию тонкодисперсных фракций (алеврит и пелит) с Cr, Ni, Zn и Pb (табл. 4.5). Наблюдались положительные корреляции Al и Fe с Cr, Ni, Zn, Pb. Было показано, что эти элементы имеют также положительную корреляцию с  $C_{орг}$ , что позволяет предположить, что органическое вещество играет важную роль в определении их седиментации. Концентрации Mn коррелируют с Ni, Cu и Zn, скорее всего эти металлы имеют схожие источники и сорбируются на поверхности оксигидроксидов Mn/Fe и глинистых минералах, содержащих Al, который является элементом терригенных алюмосиликатов [Zhuang, Zhou, 2021]. Отрицательная корреляция отмечается между пелитовой фракцией, Al, Zn и As, указывая на то, что As не является производным вторичных глинистых минералов. As не показал значительных положительных корреляций с другими металлами, однако с фракцией песка отмечается незначительная положительная корреляция (0.29). Мышьяк может присутствовать в отложениях в виде арсенопирита, что характерно для свинцово-цинковых полиметаллических месторождений. Ранее было показано, что As связан с Ca и Sr с образованием Ca-арсенатов [Российско-вьетнамские..., 2020]. По данным Аникиева и соавт. [2004], поступление As в отложения изучаемой территории возможно при незначительных антропогенных поступлениях в результате использования соединений мышьяка в сельском хозяйстве.



▲ **Рис. 4.17.** EF и I<sub>geo</sub> тяжелых металлов в донных отложениях западной части Южно-Китайского моря.

Условно выделенные районы: I – юго-западная часть Южно-Китайского моря в районе бассейна Намконсон, II – центральный привьетнамский шельф и склон (бассейн Фухань), III – район осадочного бассейна р. Красная



▲ **Рис. 4.18.** Значения PERI для тяжелых металлов в донных отложениях западной части Южно-Китайского моря.

Условно выделенные районы см. на рис. 4.17

Таблица 4.5

Корреляционная матрица гранулометрического состава и химических элементов в поверхностных донных осадках западной части Южно-Китайского моря

	Ил	Алеврит	Песок	Al	Mn	Fe	C <sub>орг</sub>	P	Cr	Ni	Cu	Zn	As	Cd	Pb
Ил	1.00														
Алеврит	<b>0.76</b>	1.00													
Песок	<b>-0.92</b>	<b>-0.95</b>	1.00												
Al	<b>0.77</b>	<b>0.67</b>	<b>-0.76</b>	1.00											
Mn	0.24	0.09	-0.17	0.30	1.00										
Fe	<b>0.71</b>	<b>0.58</b>	<b>-0.68</b>	<b>0.95</b>	0.32	1.00									
C <sub>орг</sub>	0.31	0.15	-0.23	<b>0.69</b>	0.27	<b>0.69</b>	1.00								
P	<b>0.37</b>	<b>0.37</b>	<b>-0.40</b>	<b>0.61</b>	0.23	<b>0.68</b>	<b>0.42</b>	1.00							
Cr	<b>0.73</b>	<b>0.56</b>	<b>-0.68</b>	<b>0.91</b>	0.33	<b>0.86</b>	<b>0.61</b>	<b>0.58</b>	1.00						
Ni	<b>0.49</b>	<b>0.38</b>	<b>-0.46</b>	<b>0.61</b>	<b>0.72</b>	<b>0.59</b>	<b>0.37</b>	<b>0.44</b>	<b>0.72</b>	1.00					
Cu	0.08	0.08	-0.08	0.09	<b>0.61</b>	0.07	0.03	0.09	0.20	<b>0.79</b>	1.00				
Zn	<b>0.67</b>	<b>0.64</b>	<b>-0.70</b>	<b>0.94</b>	<b>0.47</b>	<b>0.92</b>	<b>0.68</b>	<b>0.67</b>	<b>0.88</b>	<b>0.75</b>	0.28	1.00			
As	-0.14	<b>-0.38</b>	0.29	<b>-0.38</b>	0.13	-0.17	-0.29	-0.16	-0.27	-0.18	-0.10	<b>-0.39</b>	1.00		
Cd	0.34	0.19	-0.27	<b>0.46</b>	0.14	<b>0.54</b>	<b>0.39</b>	<b>0.48</b>	<b>0.45</b>	<b>0.35</b>	0.07	<b>0.45</b>	0.09	1.00	
Pb	<b>0.52</b>	<b>0.45</b>	<b>-0.51</b>	<b>0.78</b>	0.23	<b>0.84</b>	<b>0.63</b>	<b>0.62</b>	<b>0.64</b>	<b>0.38</b>	-0.01	<b>0.74</b>	-0.15	<b>0.37</b>	1.00

Примечание: жирным шрифтом отмечены значимые корреляционные связи при  $p < 0.05$  ( $n = 33$ ).

Относительно положительная корреляция кадмия с Fe, Al, Ti, C<sub>орг</sub>, P, Cr, Ni, Zn и Pb указывает на то, что он поступает из разных источников. Значения корреляции для глинистой фракции и Cd близки к уровню значимости и составляют 0.34 (см. табл. 4.5). Кадмий связан с глинистым материалом. Реки являются важнейшим источником морского Cd [Lambelet et al., 2013]. Принято считать, что процессы мобилизации, происходящие при смешивании речной воды с морской водой, приводят к высвобождению Cd из-за образования растворимых комплексов Cd-хлор и Cd-сульфат [Cenci, Martin, 2004]. Вероятно, обогащение осадков Cd происходит в результате притока взвешенного материала из реки Меконг, которая является основным поставщиком наносов в Южно-Китайское море [Jagodziński et al., 2020; Szczuciński et al., 2013].

Дельтовые водотоки являются основными путями поступления загрязняющих веществ. Взвешенный материал реки Меконг частично оседает в зоне смешения речной и морской воды, обогащая отложения шельфа ТМ в сорбированной форме, которые в конечном итоге попадают в зону

континентального шельфа; это согласуется с гидродинамикой и процессами переноса наносов в районе исследования [Liu et al., 2016]. В твердом стоке реки Меконг преобладает тонкий глинистый материал, а объем выносимого материала подвержен сильным сезонным колебаниям [Аникиев и др., 1993].

Прибрежный регион полуострова Индокитай состоит из крупных городов с процветающей экономикой и промышленностью, а также с большим населением. В связи с быстрым экономическим, промышленным и сельскохозяйственным развитием этих городов влияние антропогенной деятельности значительно возрастает. Согласно Jones and Johnston [1989] и Xia et al. [2011], распределение Cd было тесно связано с интенсивным использованием фосфорных удобрений. Непрерывное внесение этих удобрений и других почвенных добавок потенциально увеличивает накопление ТМ в сельскохозяйственных почвах [Lambert et al., 2007]. Поступление кадмия возможно при промышленном производстве, в частности по легированию, гальванике и окрашиванию [Li et al., 2009; Xu et al., 2015].

## 4.4. ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ГЕНЕЗИСА АУТИГЕННОЙ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИВЬЕТНАМСКОГО ШЕЛЬФА И СКЛОНА ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

(В.Ю. Калгин, Т.С. Якимов, А.И. Еськова)

Южно-Китайское море является одним из ключевых морей активных окраин для изучения минералогических индикаторов в нефтегазоносных бассейнах. Существует недостаток информации в области минералогических и геохимических исследований аутигенных минералов, их парагенезисов и причин образования. Регион исследований характеризуется высоким потенциалом нефтегазоносности и осадочно-гидротермальных месторождений.

Ранее аутигенные сульфиды были обнаружены и описаны в юго-западной части Южно-Китайского моря (ЮКМ), где был определен их микроэлементный состав и микроструктура сульфидных конкреций [Астахова, Астахов, 1990]. В этой же работе были сделаны предположения, что сульфиды имеют биогенную и абиогенную природу образования. Также они были обнаружены в бассейне Бейкан в южной части ЮКМ, где авторы связывают аутигенную минерализацию с холодным просачиванием газов в области газогидратов [Yang et al., 2020].

Изучение аутигенных минералов с каждым годом набирает потенциал, так как разного рода их образования распространены в различных районах Мирового океана. Они несут информацию об усло-

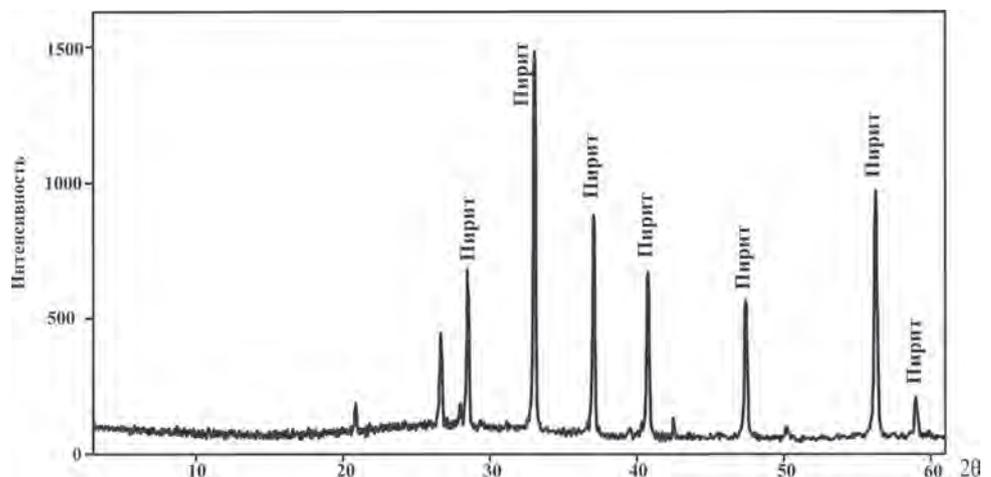
виях осадконакопления, нефтегазоносности, окислительно-восстановительных обстановках, очагах разгрузки флюидов, палеогеодинамических событиях, связанных с ледниковыми эпохами и т.д. [Астахова, Астахов, 1990; Yang et al., 2020; Логвина, 2008].

Целью раздела является исследование особенностей распространения и генезиса сульфидных аутигенных минералов в осадочных толщах привьетнамского континентального шельфа и склона.

Пробы осадочных отложений были получены в ходе экспедиции (88-ой рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев»). Сульфиды были встречены во всех шлиховых пробах станций при проведении минералогического анализа. По данным рентгеноструктурного анализа конкреции сульфидов представлены пиритом. Рентгенограмма одной из конкреций сульфидов представлена на рис. 4.19.

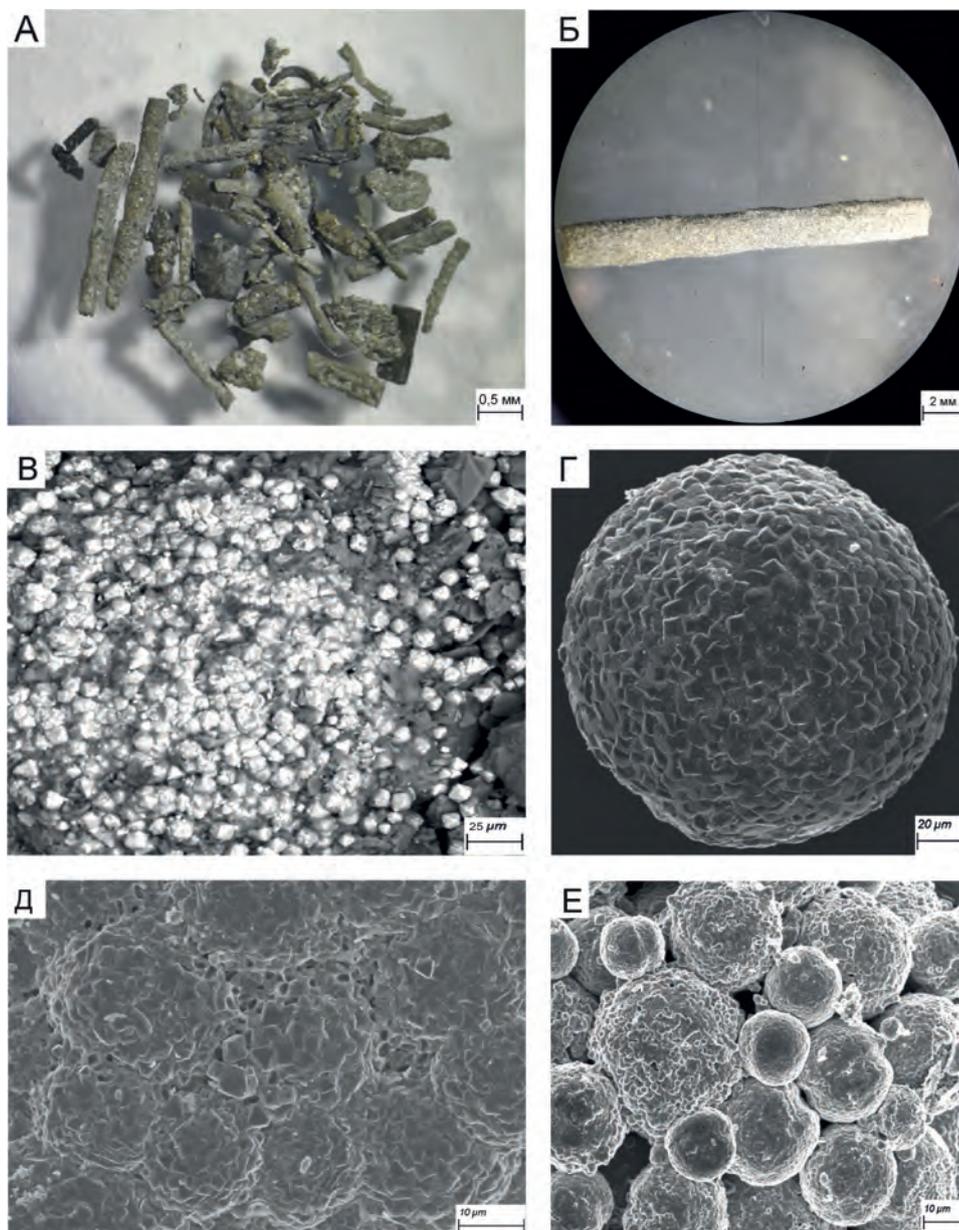
Морфология проанализированных образований пирита впечатляет своим разнообразием. Конкреции сульфидов формируют крупные сростки пирита в виде трубочек (рис. 4.20, А, Б), ксеноморфных форм, сфероидальных образований (см. рис. 4.20, Г), часто наблюдается заполнение ство-

► **Рис. 4.19.** Рентгенограмма сульфидной конкреции из станции LV88-25GC



рок раковин фораминифер. Один из самых крупных образцов имеет форму трубочки в длину 5 см, при диаметре 5 мм. Пирит, в основном, имеет светло-желтый, латунный, серый и черный цвет. В образце из одной станции могут часто встречаться все виды окрасок. Черный цвет можно объяснить тем, что ранее образованный пирит окислился, а верхняя часть преобразовалась в гематит. Псевдоморфозы данного минерала известны и встречаются часто [Наумов, 1981]. Также некоторые об-

разцы имеют пеструю побегалость ярко-синего цвета. При детальном увеличении (10  $\mu\text{m}$ ) с помощью сканирующего электронного микроскопа видно, что у каждого образца поверхность состоит из сформированных шаровидных образований «глобул», формирующих колломорфную структуру (см. рис. 4.20, В). Поверхность глобул сформирована хорошо ограниченными октаэдрическими кристаллами пирита в мелкокристаллической массе (см рис. 4.20, Д, Е). Нами проведены исследования



▲ **Рис. 4.20.** А – сульфидные конкреции из осадков Южно-Китайского моря (LV88-25GC); Б – трубкообразная конкреция (LV88-20/1GC); В – поверхность сульфидной конкреции, сложенная октаэдрическими разноразмерными кристаллами пирита; Г – идеальная конкреция в виде глобулы, сложенная пентагон-дodeкаэдрическими и октаэдрическими кристаллами пирита; Д – фрамбоидальный пирит; Е – слабосцементированный агрегат разноразмерных фрамбоидов пирита

в трех разных районах, которые отличаются по содержанию сульфидных конкреций в колонках.

**Район 1.** В бассейне Намконсон исследования выполнялись на глубинах моря от 163 м до 1011 м. В распределении сульфидных конкреций в колонках станций выявлены некоторые закономерности: в верхних интервалах 10–20 см, 30–40 см и 80–90 см в полужидком алевропелитовом-пелитовом иле серовато-желтом до оливкового цвета выявлено небольшое количество конкреций. Как правило, их содержание составляло доли процента от общего объема тяжелой фракции. На некоторых станциях встречаются мелкие единичные зерна глобул пирита светло-латунного цвета с металлическим блеском. Все глобулы не превышали размеры 0.2 мм. С интервала 80 см и ниже по колонке осадок представлен обычно однородным алевропелитовым илом, от серовато-зеленого до темно-серого цвета. Здесь помимо привычных нам глобул появляются агрегаты пирита вытянутой формы в виде трубочек. Сульфиды имеют светло-серебристый цвет, иногда встречаются полностью темно-серого цвета, с металлическим блеском. Агрегаты имеют длину до 1 см, размеры глобул достигают до 0.5 мм, а в шлихе тяжелой фракции их содержание от общего объема составляет до 10%. Нижняя часть кернов станций представлена более плотным алевритопелитовым и пелитовым илом. В этой части колонки осадка содержание сульфидов по станциям различно, на некоторых станциях по направлению к забою увеличивается содержание сульфидов в пробе. Такая особенность наблюдается на станциях LV88-02/1GC, LV88-03GC, LV88-08GC, LV88-12GC и LV88-14GC. Там пирит слагает агрегаты в виде трубочек и конкреций ксеноморфной формы, часто встречаются обломки этих же агрегатов.

**Район 2.** Бассейн Фухань. Станции расположены на глубинах от 170 м до 2400 м. Этот район характеризуется обилием сульфидных конкреций в осадочных отложениях. Отличительной чертой бассейна является то, что в верхнем слое в интервале 30–40 см, который представлен полужидким алевропелитовым илом зеленовато-оливкового цвета, обильно проявлена аутигенная сульфидная минерализация. К примеру, на станции LV88-20/1GC в верхней части колонки были встречены сульфидные конкреции до 5 см в длину. Подобное распространение сульфидов прослеживается на станциях LV88-18GC, LV88-25GC, LV88-27GC, LV88-28GC, LV88-29GC и, как правило, эти станции расположены на континентальном склоне и являются глу-

боководными. Ниже по керну, в интервале от 80–90 до 180–190 см осадки сменяются на однородные и плотные, местами пластичные пелитовые илы. В этом слое сульфиды представлены в виде трубочек, агрегатов в виде лепестков неправильной формы и в подчинённом количестве глобулами пирита. Нижний интервал от 180–190 см до забоя представлен плотным алевритопелитовым илом. В этом интервале на некоторых станциях прослеживается увеличение содержания аутигенной сульфидной минерализации с увеличением глубины моря (LV88-16GC, LV88-18GC, LV88-29GC, LV88-36GC, LV88-40GC, LV88-46GC, LV88-47GC, LV88-48GC). На станциях (LV88-22GC, LV88-30GC, LV88-42GC) в верхней (10–90 см) и центральной (90–190 см) части колонок выявлено множество разных форм агрегатов сульфидов, которые составляют 70% от общего объема тяжелой фракции шлиха, а к забою колонки встречаются лишь единичные зерна пирита. Из станций, выполненных в этом районе, выделяются LV88-38GC, LV88-39GC, LV88-49GC, минералогический анализ которых показал, что по всей длине колонки сульфидная аутигенная минерализация проявлена слабо и представлена в основном глобулами пирита.

**Район 3.** В северной части ЮКМ располагается третий район работ – бассейн Красной реки. Район работ характеризуется небольшими глубинами моря от 62 м до 520 м. Для станций, выполненных в этом районе, характерно увеличение аутигенной сульфидной минерализации вниз по колонке. По сравнению с описанными выше акваториями, этот район отличается незначительным проявлением сульфидной минерализации. Сульфиды в основном представлены в виде глобул пирита светло-серого, иногда латунного цвета с металлическим блеском размерами до 0.5 мм, также на станции LV88-55GC в нижнем интервале обнаружены агрегаты пирита вытянутой формы.

Результаты исследования позволяют сделать выводы, что в бассейнах ЮКМ сульфидные конкреции можно разделить на 3 основных разновидности: глобулы, удлиненные трубчатые агрегаты и агрегаты пирита неправильной, приплюснутой формы. Содержание пирита в осадках по направлению от шельфа к континентальному склону увеличивается. В окисленном слое (от 0 см до 80–90 см), как правило, пирит представлен в виде мелкозернистых глобул. В восстановленном слое станций (80–90 см до забоя колонки), в основном, встречаются удлиненные трубчатые агрегаты. Агрегаты крупных размеров (от 1 см до 5 см) можно связать

с интенсивным проявлением газогеохимических процессов и активностью сульфатредуцирующих бактерий. Можно предположить, что дно бассейна Фухань имело сероводородное заражение. Возможно, проявление сероводорода связано с очагами разгрузки флюидов, которые являются индикатором нефтегазоносных проявлений [Логвина, 2008]. Станции с обильным содержанием сульфидов по всей длине колонки приурочены к тектонически активным зонам и поствулканической деятельности в регионе [Горшков, 1981; Обжиров и др., 1985].

### Изотопные исследования

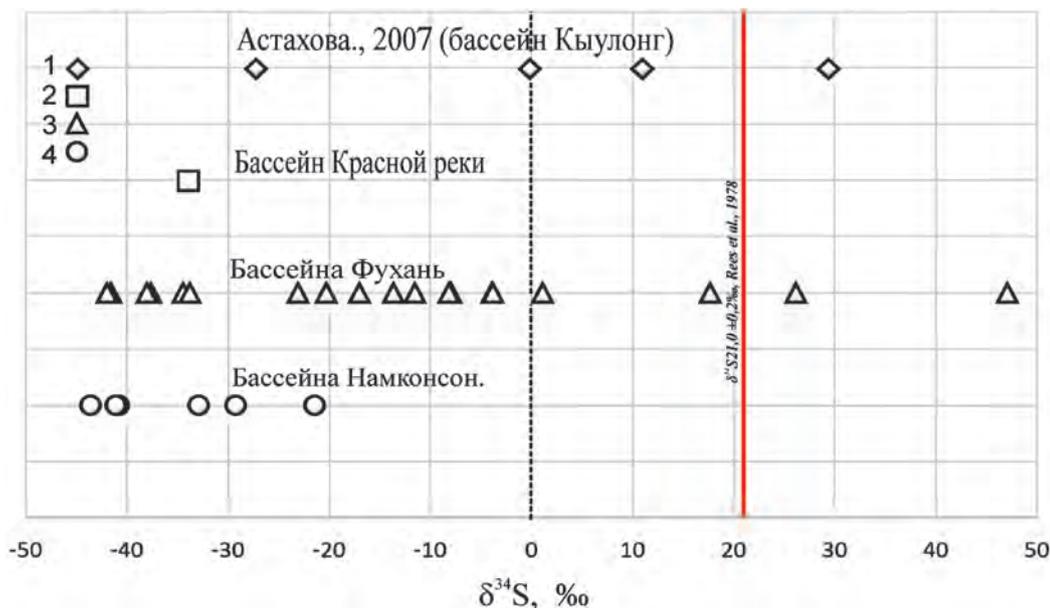
Для выяснения источника серы были проведены изотопные исследования сульфидных конкреций из ряда станций. Диапазон полученных значений варьирует в широких пределах от  $-43.6$  до  $+47.0$ ‰. Полученные данные приведены на рис. 4.21.

На основе литературных данных выделяются три основных источника серы по изотопным отношениям [Гриненко, Гриненко, 1974]: 1) сера abiогенного (мантийного) происхождения со значениями  $\delta^{34}\text{S} +0\pm 3$ ‰, но этот диапазон может быть увеличен, т.к. для современных субмаринных гидротермальных систем она может достигать  $\delta^{34}\text{S} +12$ ‰ [Дубинина и др., 2020]; 2) сера, близкая к сульфату морской воды, около  $\delta^{34}\text{S} +21.0\pm 0.2$ ‰

[Rees et al., 1978]; 3) сильно восстановленная сера, которая характеризуется отрицательными значениями изотопного отношения, характерная для биогенной природы образования [Леин, Иванов, 2018]. Из полученных данных следует, что изотопные отношения пирита весьма различны для станций, отобранных на шельфе ЮКМ и континентальном склоне.

**Район 1.** Для южного района работ полученные значения достигают рекордного отрицательного значения  $\delta^{34}\text{S} -43.6$ ‰ в сульфидах, отобранных на шельфе бассейна Намконсон. В осадках континентального склона из станции LV88-06 GC пирит менее обеднен изотопом  $^{34}\text{S}$  и равен  $-33.10$ ‰.

**Район 2.** В бассейне Фухань сульфиды для изотопных исследований были отобраны в осадках шельфа и континентального склона. Полученные значения варьируют от  $-42$ ‰ до  $+47$ ‰. Изотопные соотношения для глубоководной части континентального склона имеют разные значения. Так, для пирита из станции LV88-16GC значение  $\delta^{34}\text{S} -34.5$ ‰, а для LV88-18GC –  $\delta^{34}\text{S} -11.5$ ‰. На станциях LV88-20/1GC и LV88-25GC были отобраны по две монофракции сульфидов из верхнего и нижнего горизонтов. Полученные значения для первой станции близки и имеют соотношения  $-37.7$ ‰ и  $-38$ ‰, тогда как для второй значения, на удивление, разные  $+17.7$ ‰ и  $-17.0$ ‰. Из станции LV88-

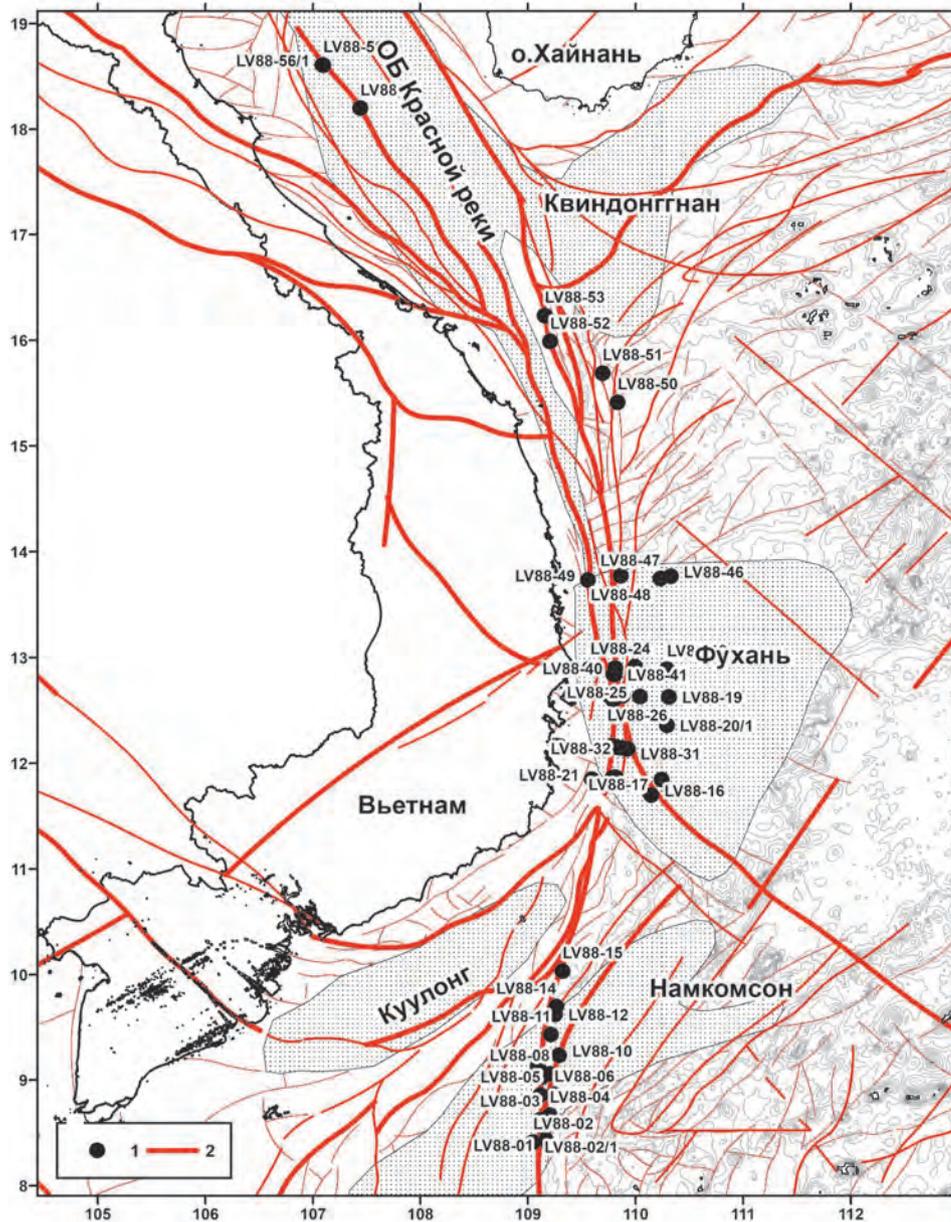


**▲ Рис. 4.21.** Систематика изотопного состава серы в пирите в донных отложениях ЮКМ. Вертикальная красная линия – интервал изотопного состава серы современного сульфата морской воды ( $\delta^{34}\text{S} +21.0\pm 0.2$ ‰, [Rees et al., 1978]).

1 – литературные данные по ЮКМ [Астахова, 2007]; 2 – изотопные отношения бассейна Красной реки; 3 – изотопные отношения бассейна Фухань; 4 – изотопные отношения бассейна Намконсон

17GC проба была отобрана на глубине 2300 м и имеет значение, близкое к сере abiогенного происхождения  $-3.9\text{‰}$ . На большинстве станций пирит из осадка континентального склона имеет обогащение тяжелыми изотопами и положительные значения  $\delta^{34}\text{S}$ . Так, на станции LV88-23GC значение достигает  $\delta^{34}\text{S} +26.1\text{‰}$ , причем величины  $^{34}\text{S}$  на станции LV88-27GC больше в 2 раза и достигают  $+47.0\text{‰}$ . На станции LV88-32GC значение попадает в диапазон мантийной серы и равно  $+1.1\text{‰}$ . Для бассейна Фухань (станции LV88-17GC, LV88-

28GC, LV88-32GC, LV88-33GC, LV88-34GC) изотопные отношения серы варьируют в диапазоне от  $-10\text{‰}$  до  $+12\text{‰}$ . Такие изотопные отношения серы можно объяснить близостью пространственного расположения станций к зоне тектонических разломов (рис. 4.22) или залежей углеводородов, где поток  $\text{H}_2\text{S}$  поступает со дна совместно с  $\text{CH}_4$  [Леин, Иванов, 2018]. Высокие величины изотопов серы  $+26.1\text{‰}$  и  $+47\text{‰}$  в донных отложениях станций LV88-23GC и LV88-27GC можно объяснить тем, что в толще осадков сульфатредуценты вос-



▲ **Рис. 4.22.** Карта тектонических разломов для западной части Южно-Китайского моря и положение станций минералогических исследований с их номерами.  
1 – станции опробования; 2 – разломы

становливают уже утяжеленный сульфат, поэтому и продуцируемый ими сероводород существенно обогащен изотопом  $^{34}\text{S}$  [Леин, Иванов, 2018].

**Район 3.** В северном районе работ выполнен анализ только для одной станции LV88-55GC, расположенной на шельфе бассейна Красной реки. Пирит обеднен изотопом  $^{34}\text{S}$ :  $\delta^{34}\text{S} -34.0\%$ . Для большинства проб бассейнов ЮКМ, отмечены отрицательные изотопные отношения серы, что говорит о биогенном генезисе [Гриненко, Гриненко, 1974]. На основании полученных данных для всех станций по изотопному составу серы можно сделать вывод, что пирит имеет как биогенную, так и абиогенную природу образования.

### Геомикробиологические исследования

Для дальнейшего изучения сульфидной минерализации были проведены микробиологические исследования, в результате которых было установлено присутствие в донных отложениях сульфатредуцирующих бактерий. Их присутствие указывает на накопление органического вещества, что ведет к интенсивному восстановлению сульфата и выделению сероводорода. Сероводород, вступая в реакцию с ионами железа, образует сульфиды железа.

**Район 1.** На станции LV88-03GC наблюдалась наибольшая численность метанотрофных микроорганизмов ( $2 \cdot 10^4$  кл/г), отмечено присутствие сульфатредуцирующих микроорганизмов [Еськова и др., 2020].

**Район 2.** Только для станций LV88-20/1GC и LV88-42GC была установлена численность микроорганизмов. Для станции LV88-20/1GC получено максимальное значение  $3 \cdot 10^4 - 5 \cdot 10^4$  кл/г. На стан-

ции LV88-42GC в керне осадка обнаружены сразу три исследуемые группы микроорганизмов: метанотрофные, углеводородокисляющие и сульфатредуцирующие [Еськова и др., 2020].

**Район 3.** На станциях LV88-55GC и LV88-56GC отмечается присутствие сульфатредукторов, но с небольшой численностью (10 кл/г) [Еськова и др., 2020].

Таким образом, на перечисленных станциях влияние сульфатредуцирующих сообществ на образование сульфидной аутигенной минерализации возможно.

На станциях LV88-23GC, LV88-25GC, LV88-27GC, LV88-32GC, где были получены положительные изотопные отношения, присутствие сульфатредуцирующей сообществ не установлено.

### Состав и элементы-примеси пирита

Содержание микроэлементов для проб пирита приведено в табл. 4.6. В сравнении с литературными данными, в пирите из станции LV88-20/1GC отмечается резкое увеличение содержания Ni в 5 раз, тогда как содержание Pb, Cd и Ag сравнительно ниже данных, полученных предшественниками [Астахова, 2007]. Незначительные различия наблюдаются по содержанию Fe, Mn, Co, Zn, где они близки к среднему содержанию по образцам из юго-западной части Южно-Китайского моря.

Таким образом, нами получены новые особенности распределения и формирования аутигенных сульфидных минералов в донных осадках привьетнамского шельфа и склона. Эти особенности характеризуют как условия образования сульфидов,

Таблица 4.6

Содержание микроэлементов (в  $10^{-4}\%$ ) в аутигенном пирите из бассейна Фухань

	Fe,%	Mn	Ni	Co	Pb	Zn	Cd	Ag
Пирит LV88-20/1GC	34.9	165.9	573.0	67.3	8.7	48.8	0.1	0.1
Пирит LV88-25GC	36.13	180.4	82.3	57.3	8.01	43.9	0.1	0.1
Пирит LV88-31GC	35.8	170.8	79.2	58.6	9.5	51.2	0.2	0.1
8758-1*	41.3	517.5	58.3	31.3	29.6	87.5	4.4	-
8758-2*	43.7	267.0	73.8	-	48.5	97.1	19.4	48.5
8758-3*	47.9	179.4	134.5	89.7	67.3	56.1	-	-
8758-4*	42.6	221.4	73.8	40.6	18.5	48.2	3.7	-
пирит*	43.0	214.1	107.1	37.1	32.1	56.1	4.8	-
8388*	-	1345.0	182.0	156.0	110.0	-	8.0	4.0

\* Образцы из литературных источников по ЮКМ [Астахова, 2007].

так и их значение как индикаторов углеводородов и геологических условий седиментогенеза. Характеристики групп сульфатредуцирующих и других

микроорганизмов позволяют обоснованно судить о процессах их участия в аутигенном минералообразовании.

## 4.5. ХАРАКТЕРИСТИКА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ В КАЧЕСТВЕ ПЕЛОИДОВ

(Ле Дык Лыонг, Нгуен Хоан, Рюичи Синдзэ, Р.Б. Шакиров, А.И. Обжиров, А.О. Холмогоров, М.В. Шакирова)

Определение и применение пелоидов было описано в работах многих исследователей [Ahmad, Nicholas, 2009; Carretero et al., 2010; Glavas et al., 2017; Khiari et al., 2014; Quintela, 2012]. В этих работах основные терапевтические и косметические свойства пелоидов были определены согласно их минералогическим, геохимическим и физико-химическим параметрам. Carretero et al. [2010] упомянули, что пелоид является естественным продуктом, состоящим из смеси органических и неорганических веществ с морской, соленой озерной или минерально-лечебной водой после созревания и может применяться в терапевтических или косметических целях. Таким образом, «соленая грязь» играет основную роль в качестве базового материала, формирующего пелоиды.

Южно-Китайское море является, возможно, самым перспективным районом среди окраинных морей северо-западной части Тихого океана для изучения донных отложений как самостоятельного минерального ресурса [Шакиров и др., 2020а]. Юго-западный суббассейн ЮКМ (рис. 4.23) расположен в южной части континентального шельфа Вьетнама, имеет широкую протяженность и низкий уклон [Schimanski, Statterger, 2005]. Эта область включает юго-западный суббассейн ЮКМ и восточную часть бассейна Намконсон. Sang et al. [2020] подчеркнули важную роль реки Меконг в формировании терригенных отложений в исследуемой области. Кроме того, Wang et al. [2014] представили распределение гемипелагического и абиссального известкового ила в южной части и абиссального кремнистого ила в северной части исследуемой области.

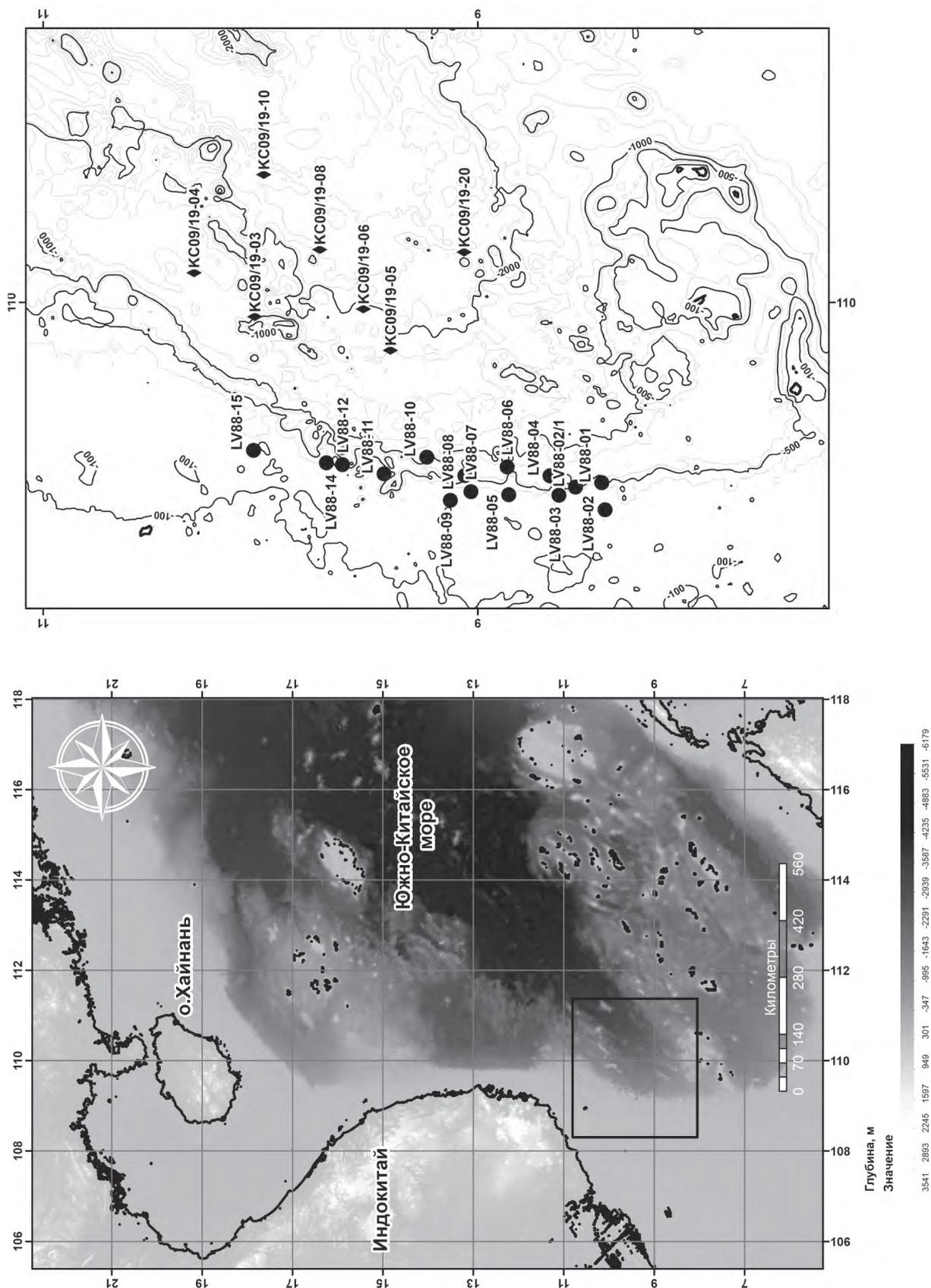
Восемь образцов донных отложений «соленой грязи» из юго-западного суббассейна Южно-Китайского моря были проанализированы на химический, минералогический и физико-химический составы для оценки соответствия исследуемых образцов пелоидам (рис. 4.23), [Luong et al., 2021]. Данные образцы были взяты из 8 гравитационных кернов во время двух рейсов экспедиции ДК105 в августе и сентябре 2019 года и рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в ноябре 2019 года. Данные рейсы были выполнены в рамках Национального проекта Вьетнама КС.09/16-20 и совместного проекта ТОИ ДВО РАН – ИМГТ ВАНТ (QTRU.02.05/19-20), соответственно.

Результаты анализа основных элементов в донных отложениях (рис. 4.24) показывают очень высокое содержание  $\text{SiO}_2$  (32.79–48.09%),  $\text{CaO}$  (3.10–13.93%) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (11.26–13.63%). Кроме того, рентгеновский анализ показывает преобладание кварца, иллита, кальцита над другими второстепенными минералами.

Анализ размера частиц показывает, что образцы тонкозернистых осадков хорошо соответствуют пелоидам (рис. 4.25).

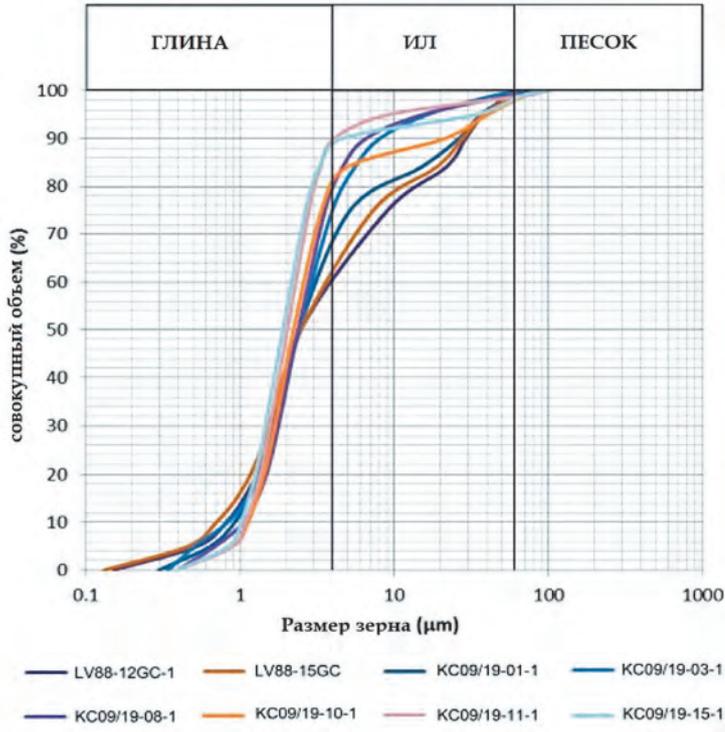
Важно отметить, что низкие содержания потенциально токсичных элементов (Ag, As, Ba, Bi, Cd, Cr, Cs, Co, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb, Sr, Zn) в образцах пелоидных осадков сравнимы с таковыми в образцах «соленой грязи» в Словении и полностью схожи с пелоидами, обнаруженными в Испании и Турции (рис. 4.26).

Распределение органических компонент, включая ТОС, TS и TN, также указывают на соответ-

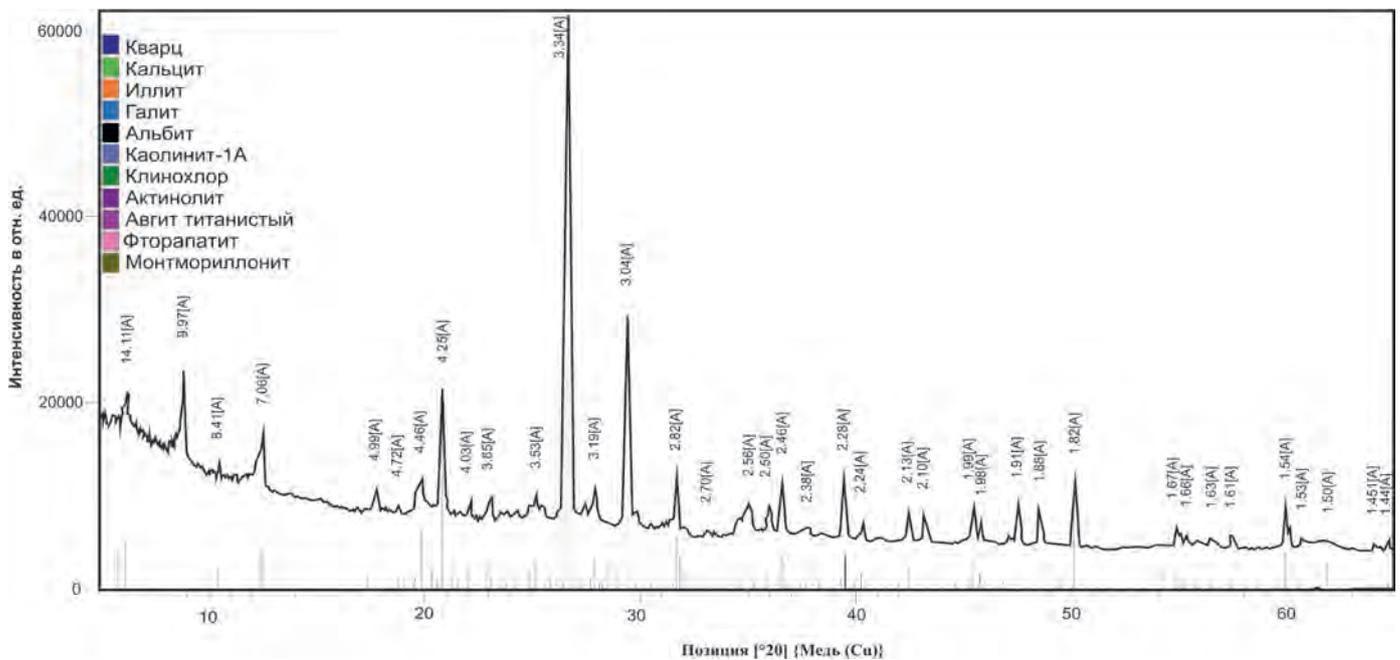


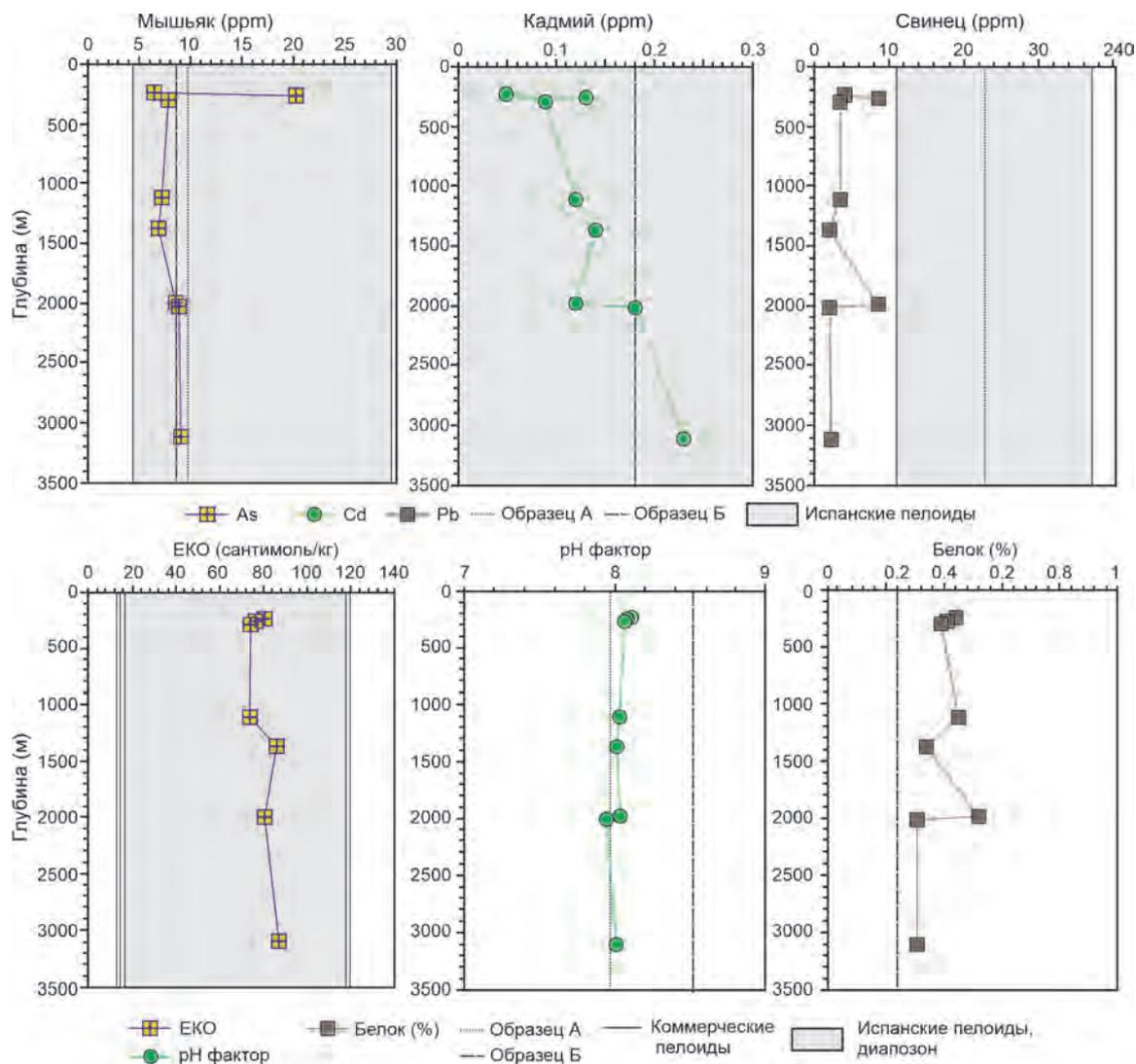
▲ Рис. 4.23. Район исследований в Южно-Китайском море (слева) и места отбора проб (справа) [Luong et al., 2021]

► **Рис. 4.24.** Пелоидоподобные глубоководные отложения, полученные при драгировании в 88-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев»



◀ **Рис. 4.25.** Размеры частиц (совокупные значения) пелоидных осадков (верхний рисунок) и пример рентгенограммы образца КС09/19-01-1 (нижний рисунок) ▼





▲ **Рис. 4.26.** Вертикальные профили As, Cd, Pb, СЕС, pH, белка образцов грязи в сравнении с эталонными значениями образцов соленой грязи из Словении (образец А и образец В; [Glavas et al., 2017], пелоидов из Испании [Carretero et al., 2014], коммерческих пелоидов [Luong et al., 2021; Quintela et al., 2012]



▲ **Рис. 4.27.** Лук, высаженный в глубоководный пелоидоподобный осадок (слева) и осадок, высушенный в естественных условиях (справа)

стве изучаемых осадков пелоидам. За исключением образца со станции LV88-12GC-1 с высоким содержанием TS и высокими концентрациями As, Mo, Pb, которые образуют богатые серой соединения, формирующиеся в результате гидротермальной активности, вследствие чего такой осадок не рекомендуется использовать в качестве пелоидов.

Образцы наших осадков имеют относительно высокий ЕКО в диапазоне 73.74–87.36 смоль/кг, приемлемое значение рН (7.95–8.11) и высокое содержание белков (0.31–0.52%) (см. рис. 4.26).

Таким образом, результаты анализов образцов осадочных отложений из исследуемого района позволяют характеризовать их как потенциальные пелоиды за редкими исключениями (LV88-12GC-1)

В ходе экспедиции в 88-м рейсе были выполнены дополнительные эксперименты с пелоидоподобными донными отложениями (рис. 4.27). Глубоководные осадки имеют благоприятные свойства для некоторых растений, а также могут быть полезными (после соответствующего тестирования) для применения в качестве пластичных природных со-

ставов для лепки, например, в целях детского творчества и развития.

Предварительные исследования авторов также показывают определенное сходство свойств пелоидных осадков Южно-Китайского моря с сопочными отложениями Южно-Сахалинского грязевого вулкана (о. Сахалин).

Таким образом, в соответствии с приведенными результатами, донные глубоководные отложения Южно-Китайского моря имеют существенное сходство с глинами, обладающими полезными свойствами и содержащими полезные элементы для их использования в качестве пелоидов. В связи с этим, можно рекомендовать изучение донных отложений как колоссальный самостоятельный альтернативный ресурс, особенно учитывая площади развития особо тонкозернистых отложений. Глубоководные пелоиды могут стать новым видом ценных морских полезных ископаемых Вьетнама. В дальнейшем необходимо выполнить исследование микробиологических характеристик этих отложений, согласно соответствующим требованиям.

---

---

## 4.6. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО СУББАСЕЙНА ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

*(Ле Дык Ань, Нгуен Ну Чунг, Нгуен Хоан, Р.Б. Шакиров,  
Нго Бик Хьонг, Буи Ван Нам, Май Дык Донг)*

---

### Обзор топографических особенностей, геоморфологии и геологии изучаемого района

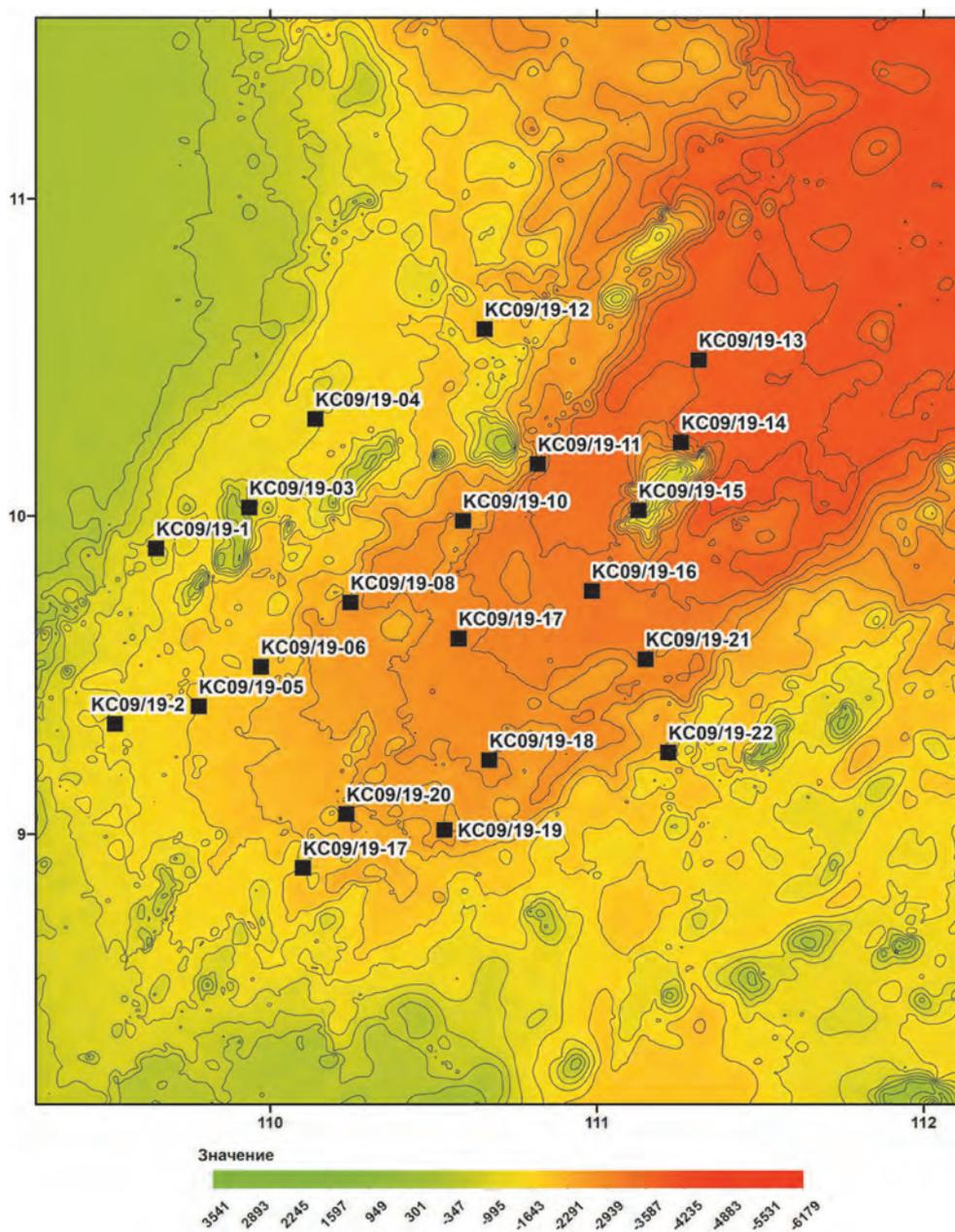
На карте геологического строения глубоководная юго-западная область Южно-Китайского моря представляет собой переход между континентальным шельфом юга Центрального Вьетнама и океанической корой Южно-Китайского моря. Рельеф морского дна исследуемой области характеризуется зоной проседания с осью растяжения дна северо-восток – юго-запад. Глубины колеблются от 500 м до 4000 м ниже уровня моря. Согласно рис. 4.28,

исследуемую область можно разделить на 4 основных топографических типа, соответственно точкам отбора проб донных отложений:

1) Топографические ступени на краю континентальной окраины (местоположение станций КС09-01, КС09-02); рельеф относительно равнинный, глубина дна в среднем колеблется от 300 м до 500 м.

2) Рельеф, прилегающий к окраине континента на станциях отбора проб КС09-03, КС09-04, КС09-05; сильное погружение рельефа, большой уклон, глубина резко изменяется с 500 м до 1000 м.

3) Подножие континентального склона в точках отбора проб от КС09-05 до КС09-18, КС09-



▲ Рис. 4.28. Карта-схема исследуемого района и местоположение станций отбора проб

22; местность относительно пологая, глубина ниже уровня моря колеблется от 1000 до 2500 м.

4) Глубоководная котловина в точке отбора проб KC09-21, поверхность дна относительно ровная, глубина ниже уровня моря более 2500 м.

На континентальном склоне, вдоль осевого разлома, находится подводный горный хребет, высоты которого меняются от 800 до 1500 м. Горный массив в месте отбора проб KC09-08 простирается в продольном направлении, рельеф вершин относительно пологий, крутые склоны характерны для

остатков материковой окраины. Другие подводные горные хребты простираются с северо-востока на юго-запад параллельно нижней оси растяжения, основания у них широкие, а вершины имеют вулканическую форму (см. рис. 4.28). В центре нижней оси находится подводный горный массив Динь Чунг, высотой около 1800 м над уровнем морского дна. Размеры подводного горного хребта составляют около 36 км в длину и 6 км в ширину. Морфологические особенности горного хребта включают крутые склоны, широкое основание, узкую и

неровную вершину, а также отдельные (вероятно, наложенные) вулканические постройки.

Данные, использованные в исследовании, представляют собой результаты анализа химического состава 80 проб донных отложений из 15 осадочных кернов, полученных в юго-западном бассейне впадины Южно-Китайского моря (см. рис. 4.28). Для удобства изучения химического состава пробы донных отложений были разделены на две основные группы. Первая группа – это осадочные образцы, принадлежащие колонкам КС09-1, КС09-2, КС09-5, КС09-6, КС09-7, КС09-9, КС09-22 на континентальном шельфе, глубина от 500 м до 1000 м, вдали от выступающих блоков. Вторая группа – это пробы донных отложений КС09-8, КС09-10, КС09-11, КС09-12, КС09-13, КС09-15, КС09-16, КС09-18, расположенные в верхней и нижней части подводных горных хребтов.

По результатам описания в полевых условиях, в пробах донных отложений основными компонентами являются ил, серая, зеленовато-серая рыхлая глина в смеси с органическими остатками. В разных местах отбора пробы различаются по цвету и обломкам раковин организмов. Эти и другие факты свидетельствуют, что отложения в этом районе сформированы под влиянием многих факторов, основными из которых являются выветривание коренных пород, продукты сноса разрушаемых осадочных пород континента в море, биохимическая активность морской среды. Одним из методов исследования, используемых для классификации морских отложений, является анализ состава химических элементов в пробе.

Обычно увеличение или уменьшение содержания одного или нескольких элементов является результатом физических и химических процессов, происходящих в определенном регионе. Для оценки степени подвижности химических элементов (или оценки источников химических элементов) были рассчитаны коэффициенты обогащения ( $E_j^i$ ), определяемые как отношение содержания фактора  $i$  к содержанию коэффициента нормализации  $j(X_i/X_j)$  и рассчитываемые по формуле:  $E_j^i = (X_i/X_j)_{\text{образец}} / (X_i/X_j)_{\text{контрольное значение}}$ . Значение коэффициента обогащения ( $E_j^i$ ) > 1 означает, что фактор  $i$  в выборке обогащен относительно контрольного значения, ( $E_j^i$ ) < 1 означает, что фактор  $i$  обеднен. В этом исследовании авторы при определении коэффициента обогащения, в качестве нормирующего элемента использовали алюминий ( $E_{Al}^i$ ).

Особенностью расчета коэффициента обогащения является использование контрольного значе-

ния, которое обычно представляет собой среднее содержание элемента, присутствующего в образце в конкретном регионе или в мире (кларк). Результаты расчета коэффициента обогащения обычно не отражают взаимосвязи группы элементов, объективно существующих в конкретном исследуемом образце. Для преодоления указанных недостатков, прежде чем определять коэффициент обогащения в общей выборке, авторы предложили анализ случайно сгенерированных соотношений групп элементов в образцах донных отложений. Суть метода определения взаимосвязи группы элементов на основе статистического расчета в геологической математике упоминается в исследовании J.C. Davis [1973].

Результаты статистических расчетов представлены в табл. 4.7–4.9 и в приложении 2 (табл. Пр. 2.1, 2.2). Критериями оценки результатов факторного анализа являются:

1) Коэффициент КМО (Кайзера–Мейера–Олкина) – показатель изучения представительности анализа. Диапазон значений КМО в исследовании достигает 0.790 (в диапазоне от 0 до 1), этот диапазон подходит для анализа (см. табл. 4.7).

2) Критерий Бартлетта (тест сферичности Бартлетта) используется для проверки корреляции наблюдаемых переменных.

3) Величина собственного значения – это индекс, используемый для определения числа наиболее подходящих факторов, извлеченных из матрицы данных.

Таблица 4.7

#### Коэффициент КМО и тест Бартлетта

Коэффициент КМО (Кайзера–Мейера–Олкина) – показатель изучения пригодности анализа		0.790
Тест сферичности Бартлетта	Аппроксимация «Chi-Square»	2177.367
	df	325
	Sig.	0.000

Для рассмотрения наблюдаемой переменной целесообразно использовать индексы по КМО (Кайзера–Мейера–Олкина) и тест Бартлетта (см. табл. 4.7).

В исследовании величина собственного значения лежит в общем значении дисперсии, выделенном из выборки числом 1155 соответственно, а из всех существующих наблюдаемых значений извлечены 7 факторов (от  $F1$  до  $F7$ ), представляющих

Результаты факторного анализа

Компо- ненты	Первичные собственные значения			Отобранные суммы квадратов нагрузок			Повёрнутые суммы квадратов нагрузок		
	Сумма	% диспер- сии	Совокуп- ный %	Сумма	% диспер- сии	Совокуп- ный %	Сумма	% диспер- сии	Совокуп- ный %
1	11.217	43.143	43.143	11.217	43.143	43.143	10.244	39.399	39.399
2	2.186	8.409	51.553	2.186	8.409	51.553	2.656	10.214	49.613
3	1.673	6.435	57.988	1.673	6.435	57.988	1.539	5.920	55.533
4	1.576	6.063	64.050	1.576	6.063	64.050	1.521	5.852	61.385
5	1.330	5.116	69.166	1.330	5.116	69.166	1.517	5.833	67.218
6	1.174	4.516	73.682	1.174	4.516	73.682	1.453	5.587	72.805
7	1.155	4.441	78.124	1.155	4.441	78.124	1.383	5.319	78.124
8	0.869	3.343	81.466						
9	0.837	3.221	84.687						
10	0.744	2.863	87.550						
11	0.645	2.481	90.031						
12	0.551	2.119	92.149						
13	0.417	1.603	93.753						
14	0.343	1.318	95.071						
15	0.270	1.037	96.108						
16	0.250	0.963	97.071						
17	0.178	0.683	97.753						
18	0.160	0.616	98.370						
19	0.137	0.527	98.897						
20	0.090	0.347	99.244						
21	0.064	0.245	99.489						
22	0.047	0.183	99.671						
23	0.042	0.160	99.832						
24	0.021	0.079	99.911						
25	0.015	0.056	99.967						
26	0.009	0.033	100.000						

оптимальную характеристику полученных результатов (см. табл. 4.8). Общая дисперсия (78.124) показывает, что 7 факторов отражают 78.124% вариаций всех аналитических результатов и превышают стандарт ожидания 50%. Факторная нагрузка, также известная как факторный вес, представляет собой значение, которое отражает вклад группы наблюдаемых переменных в исходное значение. По результатам анализа, на матрице выявлены 7 факторов и отсортированы в порядке убывания уровня их вклада в формирование взаимосвязи элементов, распределенных случайным образом в 80 образ-

цах осадка (см. табл. 4.9). Первая группа факторов ( $F1$ ) включает элементы Zn, Sr, Cu, As, Y, Ni, Ni, B, Cr, Co, V, Se, La, Nb, которые имеют диапазон переменных коэффициентов нагрузки от 0.946 до 0.570. Группа факторов  $F2$ , включающая Ba, Pb, Si, имеет диапазон значений коэффициента нагрузки от 0.871 до 0.592. Группа факторов  $F3$  включает элементы Ti, Na и Fe с диапазоном значений коэффициента нагрузки от 0.740 до 0.517. Группа факторов  $F5$ , включающая элементы Al и Ca, имеет противоположную тенденцию с коэффициентами нагрузки 0.769 и  $-0.750$ . Точно так же фактор

7 группы К, Мп имеет коэффициенты обратной нагрузки 0.784 и –0.552, соответственно. Отрицательные коэффициенты нагрузки появляются в  $F_2$ ,  $F_5$  и  $F_7$ , показывая, что составляющие элементы в каждой группе проявляют положительные и отрицательные тенденции, внося свой вклад в исходный фактор. Группы факторов  $F_4$  и  $F_6$  расположены отдельно.

В таблице результатов вычисления матрицы вращения для проб отложений (см. табл. 4.9), элементы Al и Ca принадлежат одной группе  $F_5$ , а коэффициент нагрузки этих двух элементов составляет 0.769 и –0.75, соответственно. Этот результат показывает, что наблюдаемые переменные (содержание Al, Ca) в образцах составляют более 70% вклада в исходный фактор. Противоположная тенденция к нагрузке элементов Al и Ca играет обратную роль в факторе  $F_5$ . Элемент Mg существует независимо в факторе  $F_6$  с коэффициентом нагрузки – 0.855, этот результат показывает, что более 85% числа наблюдаемых переменных участвуют в группе  $F_6$ . Независимое присутствие Mg в факторе отражает разные источники этого элемента в пробах отложений.

На рис. 4.29 показана взаимосвязь между простыми парами Al – Ca; Ca – Mg; Al – Mg. Взаимосвязь между Al – Ca, отмеченная на рис. 4.29, а, показывает обратную корреляцию между Al и Ca во всей области исследования.

Выделяются две группы осадочных отложений, которые имеют свои особенности. Группа образцов 1 имела низкие значения содержания Ca – Mg и Al – Mg, в отличие от группы образцов 2. Кроме того, на графике взаимосвязи между Ca – Mg и Al – Mg в группе образцов 1 наблюдается обратная корреляция, но в группе образцов 2 нет четкой корреляции между простыми парами (рис. 4.29, б, в).

Коэффициент обогащения ( $E_{Al}^i$ ) элементов, нормированных по Al, рассчитывается по соотношению между осадочными отложениями и сланцем, как показано в таблице коэффициентов обогащения элементов (рис. 4.30). Коэффициент обогащения основных элементов (Si, Ti, Al, Mn, Mg, K, Na, P) в пробах донных отложений изучаемого района достигает значения примерно 1, как и у осадков континентальной коры и глубоководных отложений. Тем не менее, компоненты As, Ca в пробах отложений имеют тенденцию к обогащению. Пробы несколько обеднены микроэлементами, включая Ce, Co, Cr, Cu, Ga, La, Li, Ni, P, Sc, V и Y. Элементы Nb, Pb, Ba имеют комплексные значения

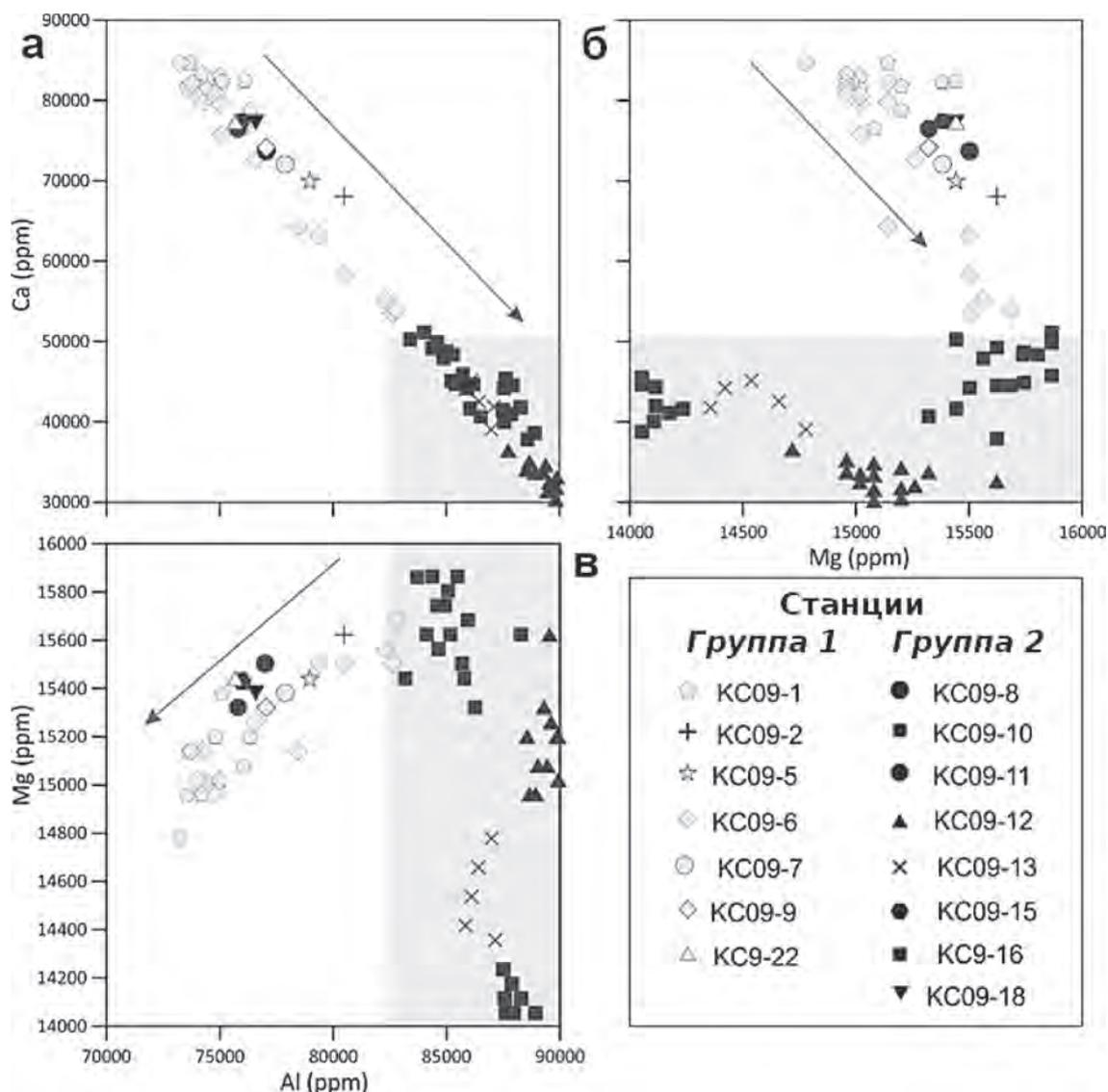
Таблица 4.9

**Результаты расчета коэффициента нагрузки на геологическую систему позволяют разделить наблюдаемые переменные на 7 групп**

	Компонент						
	1	2	3	4	5	6	7
Zn	0.946						
Sr	0.922						
Cu	0.910						
As	0.907						
Y	0.906						
Ni	0.879						
Li	0.870						
B	0.838						
Cr	0.837						
Co	0.810						
V	0.797						
Ce	0.782						
La	0.739						
Nb	0.570						
Ba		0.871					
Pb		0.838					
Si		-0.592					
Ti			0.740				
Na			0.686				
Fe			0.517				
P				-0.772			
Al					0.769		
Ca					-0.750		
Mg						-0.855	
K							0.784
Mn							-0.552

переменного содержания. Группа образцов 1, как правило, обогащена элементами Ca, Na и Sr в отличие от группы образцов 2. Но зато группа образцов 2 обогащена элементами Ba, Zn, Y, по сравнению с группой образцов 1.

Сравнение статистических результатов и коэффициентов элементного обогащения в отложениях показало, что существует взаимосвязь между 5 группами факторов и значениями обогащения осадков элементами (см. рис. 4.30). Так, в группе факторов  $F_1$ , за исключением двух элементов Zn и Nb, остальные элементы, включая Sr, Cu, As, Y, Ni,



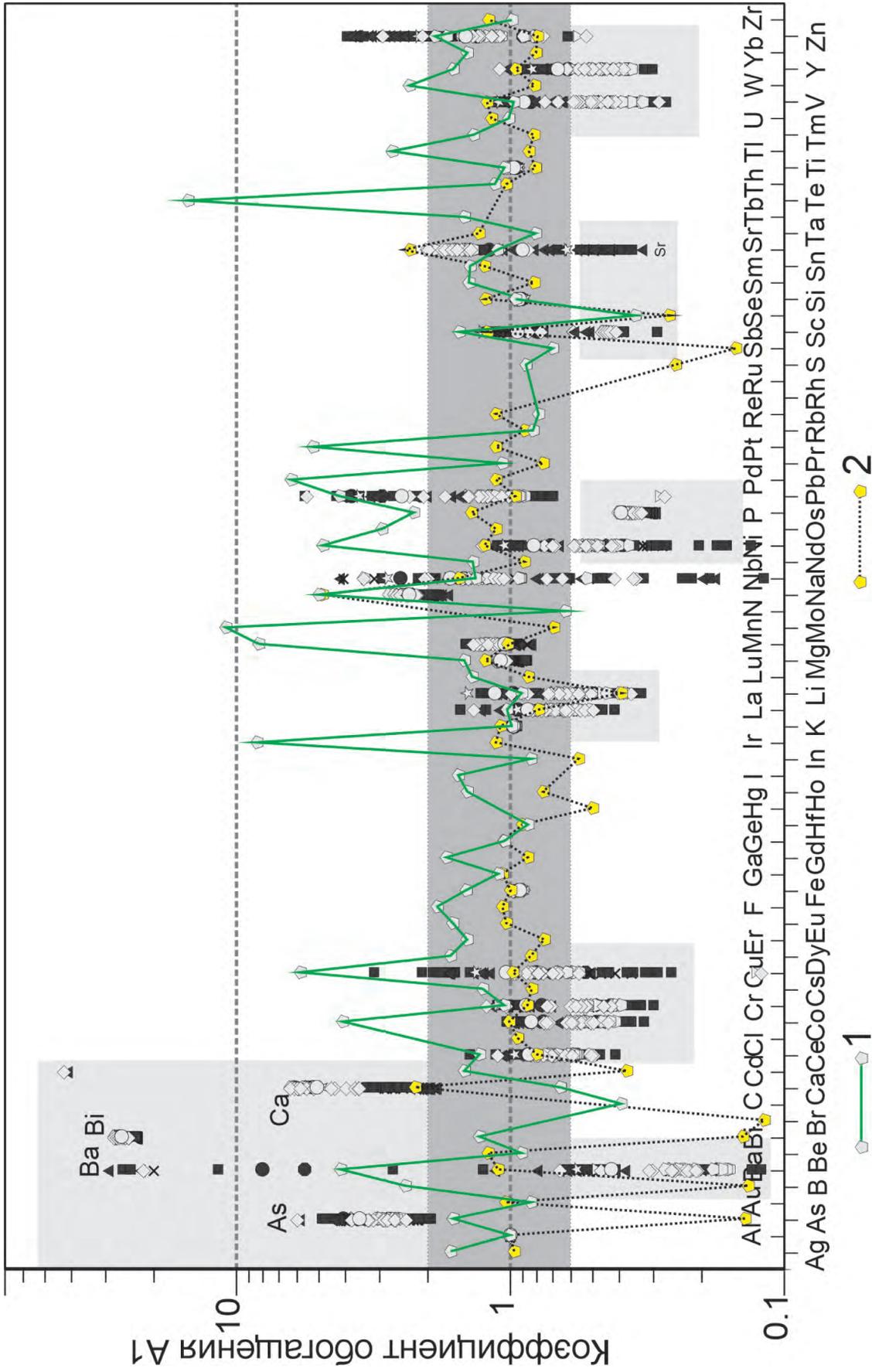
▲ Рис. 4.29. Диаграмма взаимосвязи между парами Al – Ca (а); Ca – Mg (б); Al – Mg (в) в пробах донных отложений в районе исследований показывает различия в химическом составе двух групп проб

В, Cr, Co, V, Se, La, колеблются в диапазоне 0.5–2 и имеют тенденцию к обедненности; группа факторов  $F2$ , включающая элементы Ba, Pb и Si, характеризуется довольно сложными взаимосвязями. Например, коэффициент обогащения Pb имеет тенденцию к увеличению, коэффициент обогащения Si указывает на глубоководные отложения, а коэффициент обогащения Ba неоднороден в зависимости от места отбора проб. В группу факторов  $F3$  входят элементы Ti, Na и Fe с разным коэффициентом обогащения.

Диаграмма коэффициента обогащения на рис. 4.30 показывает обогащение Na по сравнению с глинистыми породами, при этом коэффициент

обогащения Ti подобен глубоководным отложениям, а Fe аналогичен континентальным отложениям. Группа факторов  $F5$ , отражающая взаимосвязь между Al и Ca, показывает, что их коэффициент обогащения намного выше, чем для обычных глубоководных отложений и континентальной коры. Эти сведения имеют также важное значение для характеристики осадков, как перспективного пеллоидного ресурса.

Группа факторов  $F7$ , включающая K и Mn, имеет разницу в коэффициенте обогащения. Коэффициент обогащения K аналогичен коэффициенту обогащения для глубоководных отложений. При этом коэффициент обогащения Mn ниже, чем ко-



▲ **Рис. 4.30.** Диаграмма коэффициента обогащения  $A_1$  в пробе/сланце, зеленая линия показывает коэффициент обогащения  $A_1$  континентальной коры/сланца, пунктирная черная линия представляет коэффициент обогащения  $A_1$  для глубоководных отложений

эффицент обогащения для глубоководных отложений и имеет тенденцию к увеличению над значениями для осадков терригенного генезиса.

### Типизация морских отложений района исследований по геохимическому и минеральному составу

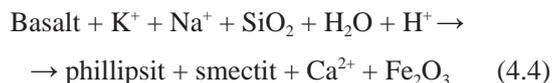
Глубоководные (пелагические) отложения образуются в ходе осаждения взвешенного материала, распределенного по всей толще вод. Большинство районов характеризуются низкой скоростью накопления, в основном состоят из первичных отложений, раковин организмов, биологических останков. Из-за низкой скорости осадконакопления, составляющей несколько миллиметров за тысячу лет, отложения сильно подвержены окислению. Такие глубоководные отложения включают два основных типа: глубоководные глинистые отложения и осадки биохимического происхождения (био-хемогенные).

Глубоководные отложения глинистых илов концентрируются в основном на больших глубинах вдали от выноса терригенного вещества и имеют характерный химический состав, как было показано в предыдущем разделе. Минеральный состав глубоководных глинистых отложений включает кварц, плагиоклаз и глинистые минералы, при этом глинистые минералы представлены, как правило, иллитом, хлоритом, каолинитом и смектитом. Минералы плагиоклаз, амфибол, пироксен и оливин являются продуктами выветривания вулканических пород. В процессе диагенеза происходят обменные реакции катионов глинистых минералов. В частности, образуется смектит в результате реакций обмена в условиях низких температур морской воды и гидротермальной смеси.

Биохимические отложения образуются на более мелководных участках или рядом с участками с высокой биологической продуктивностью, где происходит накопление карбонатных и/или кремнистых отложений. Состав карбонатных и кремнистых отложений: 1) Карбонатные отложения, минеральный состав которых состоит в основном из кальцита и арагонита, органогенные формы образуются из остатков кокколитофорид, фораминифер или арагонита ракообразных (улитки) и моллюсков. Такие тонкодисперсные осадки могут также участвовать в формировании осадков пелоидного типа; 2) Глубоководные кремнистые осадки, которые относятся к группе биохимических отложений, образованных

скоплениями опалового кремния (опал-А), источником которого являются диатомовые водоросли, радиолярии и силикофлагеллаты. Экспериментальные исследования показывают, что при +250 °С концентрация растворенного SiO<sub>2</sub> в морской воде составляет 60–130 ppm, а уровень его растворимости увеличивается с повышением температуры и давления [Walther, Helgeson, 1977]. Растворимость значительно снижается, когда происходит адсорбция алюминия и железа на поверхности кремнистых образований.

Кроме того, среди глубоководных отложений выделены две основные группы, которые содержат первичные минералы, связанные с химическими реакциями взаимодействия водной среды и донных отложений. В частности, хемогенный барит часто распространен в рассеянной форме в глубоководных отложениях. В отложениях, богатых органическими веществами, содержание барита составляет от 1% до 5% [Piper, Heath, 1989]. Но этот минерал также связан и с гидротермальными рудопроявлениями на океанических хребтах и в грабенах, а также в тектонических депрессиях окраинных морей СЗ части Тихого океана (например, «Баритовые холмы» в Охотском море). Наличие высоких концентраций барита является иногда прямым признаком гидротермальных процессов. Мы также рассматривали филлипсит – минерал из группы силикатов алюминия (цеолитов), которые широко распространены в глубоководных отложениях Тихого океана. Их содержание может составлять до 50% от общей массы глубоководных отложений (для некарбонатных типов осадков) [Bonatti, 1963]. Содержание филлипсита постепенно снижается с увеличением глубины. Формирование этого минерала часто обусловлено реакциями, которые изменяют состав вулканического стекла, но он также может быть образован реакцией биогенного кремния и растворением ионов Al<sup>3+</sup>. Филлипсит также связан со смектитом [Piper, Heath, 1989]:



Таким образом, с точки зрения геохимии, морские осадочные минералы можно рассматривать как смесь основных компонентов: 1) глубоководные глинистые отложения, включающие кварц, плагиоклаз и глинистые минералы; 2) биохимические отложения с основными минеральными компонентами, включая кальцит, арагонит, опал-кремнезем; 3) минералы, которые образуются в

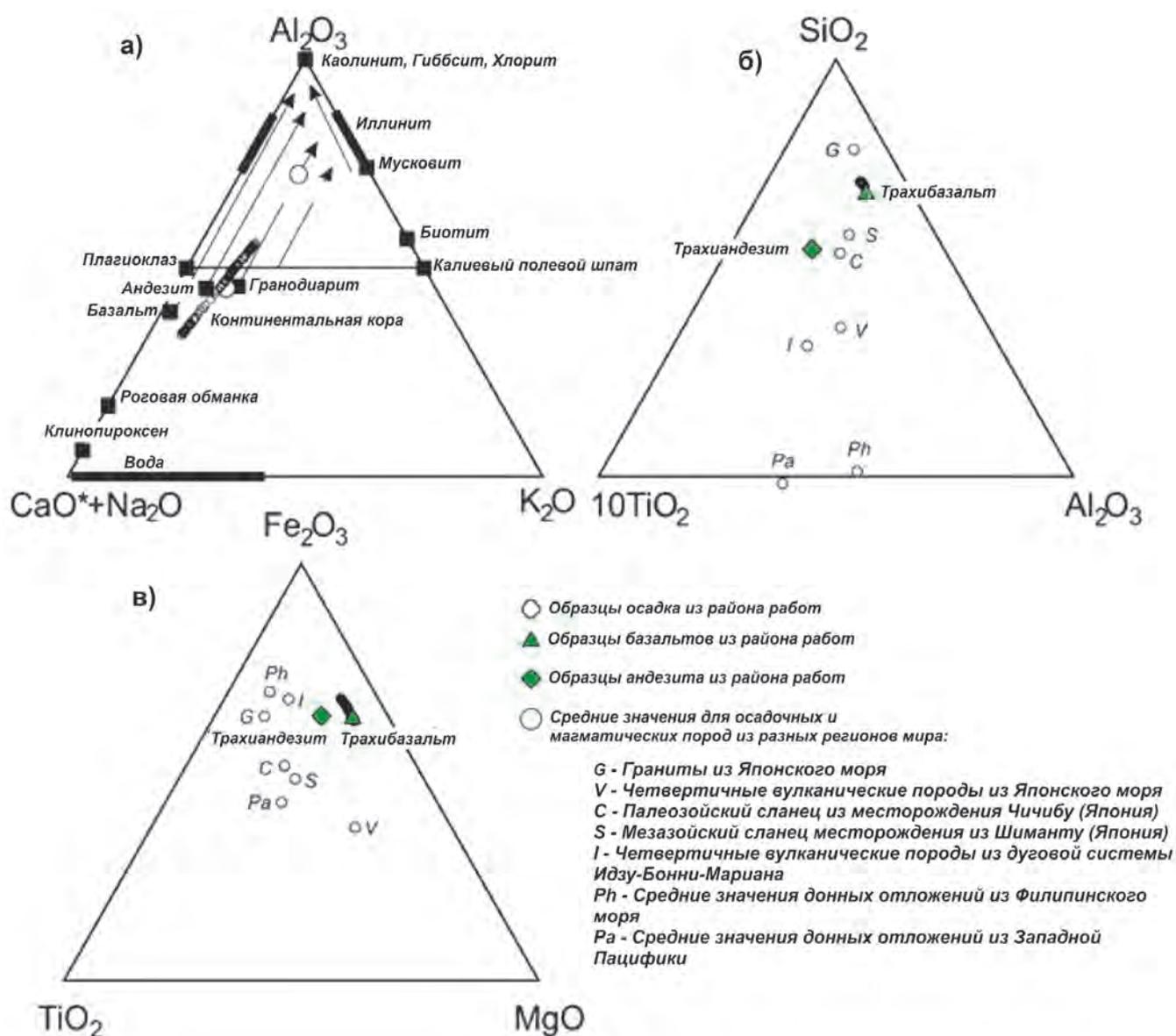
результате гидротермальных или поствулканических процессов.

Для определения минерального состава отложений континентального происхождения, в первую очередь, необходимо удалить факторы, связанные с биохимическими отложениями и минералами первичного происхождения, и образованными, в том числе, в ходе реакций гидротермальных процессов.

Для удаления биохемогенных отложений карбонатов, фосфатов, некоторых оксидов Fe-Mn и природных глинистых минералов, таких как хлорид, образцы морских отложений растворяют в не-

большом количестве кислоты HCl концентрацией 1 моль/л.

Состав осадков, образованных благодаря продуктам терригенного сноса, рассчитывается по формуле  $CaO^* = CaO - 10/3 * P_2O_5$ . Метод основан на положении, что  $Al_2O_3$ , CaO,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  являются основными компонентами полевого шпата в кислой магме (основной компонент континентальной коры). Когда происходит химическое выветривание континентальной коры, выветрившийся минерал полевого шпата превращается в глинистый минерал. Соответственно, группы элементов Al, Ca, Na, K активно участвуют в формировании



▲ Рис. 4.31. Трехкомпонентные диаграммы: а)  $Al_2O_3 - (CaO^* + Na_2O) - K_2O$  [Nesbitt, Young, 1982]; б)  $SiO_2 - 10TiO_2 - Al_2O_3$ ; в)  $Fe_2O_3 - TiO_2$  из -  $MgO$  [Sugisaki, 1980]

региональных геохимических особенностей осадочных толщ.

Результаты расчета оксидов в пробах донных отложений после удаления факторов, связанных с первичной биогеохимией и минералами, представлены на графике трехкомпонентной системы  $Al_2O_3 - CaO^* + Na_2O - K_2O$  (рис. 4.31, а).

Результаты исследований приведены для сравнения со средними значениями магматических пород и минералов. Выявлено, что исследуемая область юго-западной части Южно-Китайского моря характеризуется глубоководными отложениями континентального корового происхождения с исходным петрографическим составом, близким к базальтам, андезитам и гранодиоритам.

Результаты исследования показали, что осадочные породы в этом районе являются производными пород переработанной континентальной коры и по химическому составу достаточно близки к магматическим базальтам четвертичного периода и магматическому андезиту позднего мезозоя – раннего палеогена. Состав: магматический базальт и андезит, по данным Нгуен Хоанга.

### **Особенности геохимических процессов в донных отложениях района исследований**

Существующие морские отложения претерпевают многократную трансформацию под воздействием многих факторов, включая перенос осадочных материалов с континента, биохимические и гидротермальные процессы. Как результат, химический состав отложений меняется со временем и в пространстве. Согласно предварительной оценке, образцы морских отложений в глубоководном юго-западном бассейне Южно-Китайского моря имеют характеристики отложений преимущественно континентального происхождения. Это позволяет сравнить химический состав образцов донных отложений с магматическими образованиями в этом районе. На трехкомпонентной диаграмме (см. рис. 4.31, б, в), показывающей взаимосвязь  $SiO_2 - 10TiO_2 - Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3 - TiO_2 - MgO$ , видно, что тенденция изменения этих элементов в образцах осадков почти аналогична с базальтами и андезитами (в которых оксиды  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  устойчивы к выветриванию). Сходство содержания Mg, Ti и Fe показывает, что эти элементы в отложениях унаследованы непосредственно от магматических пород в этом районе.

На графике коэффициента обогащения (см. рис. 4.30) видно, что элементы Ca, Ba имеют тенденцию к более сложным трансформациям в осадках. Обогащение Ca и изменения содержания Ba могут быть связаны с минеральными образованиями биохимического происхождения, такими как арагонит, кальцит и, в ряде случаев, барит. Элементы Al и Ca используются для обозначения двух различных процессов образования отложений: элемент Al в качестве индикатора для отложений континентальной коры и Ca в качестве индикатора биохимического источника [Lee et al., 1998]. В районе исследования две группы проб донных отложений имеют различия в содержании Al и Ca. Группа I включает образцы отложений, отобранные на террасах, континентальных склонах и мелководных участках (средняя глубина <1500 м), и характеризуются низким содержанием Ca и Al. Напротив, группа образцов II состояла из проб отложений, отобранных в пределах глубоководных возвышенностей (средняя глубина >1500 м), характеризующихся высоким содержанием Al и низким содержанием Ca.

Изменяющиеся характеристики значений содержания Ca отражают флуктуации биогенной продукции и/или реакции растворения Ca из отложений континентальной коры с образованием карбонатных отложений [Lee et al., 1998]. Экспериментальные исследования показывают, что растворимость карбоната кальция увеличивается с понижением температуры и повышением давления. Растворимость арагонита в 1.45 раза выше, чем у кальцита, поэтому арагонит часто распространяется на меньшую глубину, чем кальцит [Morse, Arvidson, 2002]. Хотя кальцит и арагонит состоят из карбоната кальция, кристаллические структуры этих двух минералов различаются. Для определения группы минералов, участвующих в биохимии отложений, в предыдущих исследованиях использовался подход, основанный на методе компенсации глубины отложений [Lee et al., 1998].

Согласно результатам некоторых исследований, средняя глубина компенсации арагонита составляет около 3000 м, глубина компенсации кальцита в Атлантическом регионе колеблется от 5000 до 6000 м, а в Тихоокеанском регионе – от 4000 до 5000 м [Berger, 1978; Biscaye et al., 1976]. По результатам данного исследования, обломки карбонатных раковин на всей исследуемой территории преобладают по сравнению с процессом образования растворенных карбонатных отложений.

Выявлена разница в соотношении Ca – Mg между разными группами осадочных отложений (см. рис. 4.29). Группа I показывает обратную корреляцию, а группа 2 не показывает четкой корреляции. Согласно Триббл и др. [Tribble et al 1995], содержание магния в морских отложениях может достигать 30% молярного содержания. Причина этого объясняется изоморфным замещением ионов  $Sr^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^{+}$  в ячейке кристаллической решетки арагонита [Lee et al., 1998]. Этот результат также четко показан в таблице анализа коэффициента элементного обогащения, где коэффициент обогащения Sr и Na группы I выше, чем коэффициент обогащения

группы II. Сильные изменения (повышение) содержания Ba в осадках связаны с баритом ( $BaSO_4$ ) гидротермального происхождения. Хотя группа Ba принадлежит к группе факторов F3 (включая Ba, Pb, Si), тем не менее, уровень обогащения Ba не имеет четкого различия между двумя изученными группами осадочных отложений.

Таким образом, детально рассмотрены некоторые основные особенности формирования геохимического и минералогического состава донных отложений и проведено их сопоставление с положениями о геохимии и минералообразовании применительно к району исследований.

---

## 4.7. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОВ ТОНКИНСКОГО ЗАЛИВА, ВЬЕТНАМ

*(Зунг Хоаи Нен, Нгуен Ван Тао, Чан Дык Тхань, Нгуен Дак Ве, Буи Ван Вын, Лай Ти Бик Туи, Буи Тхи Тхань Лоан, Хоанг Тхи Чиен, Зьонг Тхань Ни, Р.Б. Шакиров)*

---

Тонкинский залив, принадлежащий Вьетнаму и Китаю, каждый год вносит значительный вклад в экономику данных государств, в частности, в такие сферы как рыболовство, полезные ископаемые и судоходство. Поэтому осведомленность об экологических характеристиках играет решающую роль в эффективном использовании природных ресурсов, поддерживая устойчивое экономическое развитие. В 88-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в Северном районе, который включает Тонкинский залив, объем работ был незначительным. Поэтому в этом разделе предоставлена дополнительная информация о гранулометрии и минеральном составе на шельфе, расширяя знания о характеристиках осадочной среды Тонкинско-го залива.

В соседних акваториях Китая на основании геохимических характеристик колонок донных отложений в голоцене были выделены четыре периода палеосреды. Первый – от 10.12 до 6.46 тыс. лет назад с теплым климатом, второй – от 6.46 до 4.3 тыс. лет назад со стабильной обстановкой осад-

конакопления и холодным и сухим климатом, третий – от 4.3 до 3.55 тыс. лет назад под влиянием пролива Цюнчжоу, а четвертый – с 3.55 тыс. лет до настоящего времени, когда уровень моря оставался примерно стабильным [Cui et al., 2016]. В поверхностных слоях осадков в Тонкинском заливе, были выделены 4 источника их поступления: юг материковой части Китая, остров Хайнань, система Красной реки и Южно-Китайское море у устья Тонкинско-го залива. Гранулометрический состав этих осадков – ил, иногда песок, с различным размером зерен.

В отношении экологии установлено, что загрязняющие вещества в результате выветривания и эрозии с материка сбрасываются в прибрежную зону, в то время как хлорорганические пестициды накапливаются в устьях рек [Li et al., 2014] и их содержание уменьшается в направлении моря [Xu et al., 2013]. Концентрация полициклических ароматических углеводородов увеличивается с 1980 г. в мангровых отложениях [Kaiser et al., 2016] и вокруг острова Хай Нам из-за сжигания нефти и угля.

Концентрация полихлорированных дифенилов в осадке выше, чем уровень предельно допустимых концентраций (ПДК) (21 нг/г) на прибрежной территории [Zhang et al., 2014].

В западной части Тонкинского залива существуют различные типы побережий: тектоническое побережье и побережье биогеохимической эрозии, распространяющееся в провинции Куангнинь; побережье дельты, распространяющееся в системе Красной реки от г. Хайфон до г. Нинь Бинь, аллювиальное равнинное побережье; плоское абразивное побережье, распространяющееся от Тхань Хоа до провинций Тхуа Тхиен-Хюэ. Вдоль побережья есть несколько прибрежных водоемов, включая эстуарии, заливы, лагуны и более 2378 островов.

Побережье Тонкинского залива контролируется сложными геологическими структурами, в которых как континентальная часть, так и морская зона расположены на трех геоблоках, которые включают: северо-восточный блок, простирающийся от разлома Красной реки (устье реки Ба Лат) до границы между Вьетнамом и Китаем; северо-западный блок, простирающийся от разлома Красной реки до разлома Ма (устье реки Хой); и блок Чыонг Сон, простирающийся от разлома Ма до провинции Тхуа Тхиен-Хюэ. Возраст магматических пород континентального обрамления Тонкинского залива изменяется от палеозоя до четвертичного периода, в том числе на северо-запад Вьетнама и блоки Чыонг Сон, остров Хай Нам, полуостров Куинь Чау [Commission..., 1975]. Магматические породы, состоящие из гранитов и базальтов, были обнаружены на побережьях (Тхань Хоа, Ха Тинь, Куанг Три, Хюэ) и островах (Кон Ко, Хон Мат, Хон Ме) Тонкинского залива.

По гранулометрическому составу осадочных отложений можно выделить гальку, гравий, песок и ил. Галька и гравий распространены у скалистых берегов на северо-востоке Вьетнама, в то время как песок и ил – в приливной зоне, пляжах и устьях рек. Кроме того, песок и ил распространены в устьях системы Красной реки и в заливах Халонг. Отложения, обогащенные смектитом, были обнаружены в заливе Халонг, как результат эрозии и выветривания с островов и выносов из геоструктуры Красной реки. Кроме того, обнаружены кальцит и арагонит, образованные из раковин морских организмов, и гетит, который был получен в результате осаждения из морской воды химическими процессами [Hoang et al., 2020]. Загрязняющие вещества также накапливаются со временем

в осадочных отложениях, например, некоторые тяжелые металлы превышают ПДК (As, Cu, Pb, Zn) в отложениях устьев рек и лагун [Quy et al., 2012; Ha et al., 2016]. Стойкие органические загрязнители (ОХП, ПХД, ПБДЭ, ПАУ) в отложениях вдоль побережья Тонкинского залива были обнаружены также ниже порога ПДК [Hanh et al., 2019; Silvia et al., 2011].

Исследования гранулометрического состава, минералов и загрязняющих веществ были проведены в Тонкинском заливе как во Вьетнаме, так и в Китае. Во Вьетнаме исследования проводились в основном на глубине менее 30 м, причем в большей степени в прибрежных районах.

Исследовались как поверхностные пробы, отобранные грейфером Петерсена с погружением в осадок не более 10 см, так и керны, отобранные укороченными гравитационными пробоотборниками, с погружением в осадок на 70 см. Керны из гравитационного пробоотборника для анализа разрезались на слои толщиной 2 см в интервале от 0–20 см, 3 см в интервале 20–50 см и 4 см в интервале 50–70 см (рис. 4.32).

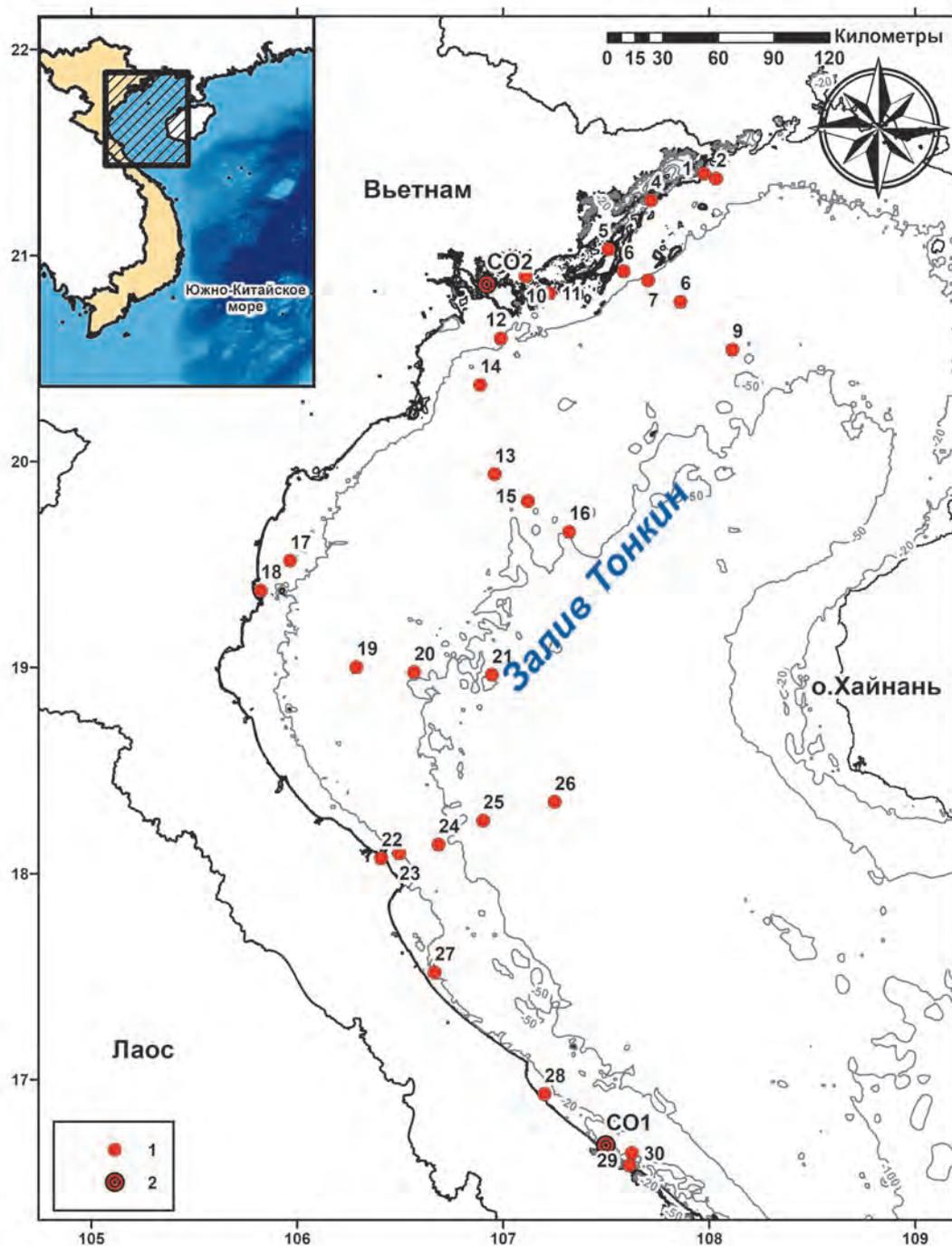
Терминология и методические подходы к описанию гранулометрического состава отложений в разделе даны на основе подходов, принятых в Институте морских ресурсов и окружающей среды ВАНТ, г. Хайфон, и в целом соответствуют общепринятым стандартам.

## Распределение типов осадков

В Тонкинском заливе выделяются пять осадков разных гранулометрических типов от песков до тонких илов (рис. 4.33).

В поверхностных осадках мелкозернистый песок находился в северо-восточной части, в прибрежных районах Ха Тинь и Донгхой, средний диаметр частиц ( $M_d$ ) составлял от 0.130 до 0.244 мм, сортировка ( $S_0$ ) была от умеренно хорошей или плохой ( $S_0 = 1.45–3.81$ ), асимметрия ( $S_k$ ) варьировала в широких пределах ( $S_k = 0.05–0.34$ ).

В поверхностных осадках тонкозернистый песок находится вблизи побережья в северо-восточном секторе района исследований и близко к прибрежным районам Нам Динь, Тхань Хоа, Нгван и Куанг Три. Средний диаметр ( $M_d$ ) составлял от 0.063 до 0.112 мм, сортировка была от умеренной до значительной ( $S_0 = 1.78–14.53$ ), асимметрия была от очень тонкой до грубой ( $S_k = -0.52–0.16$ ).

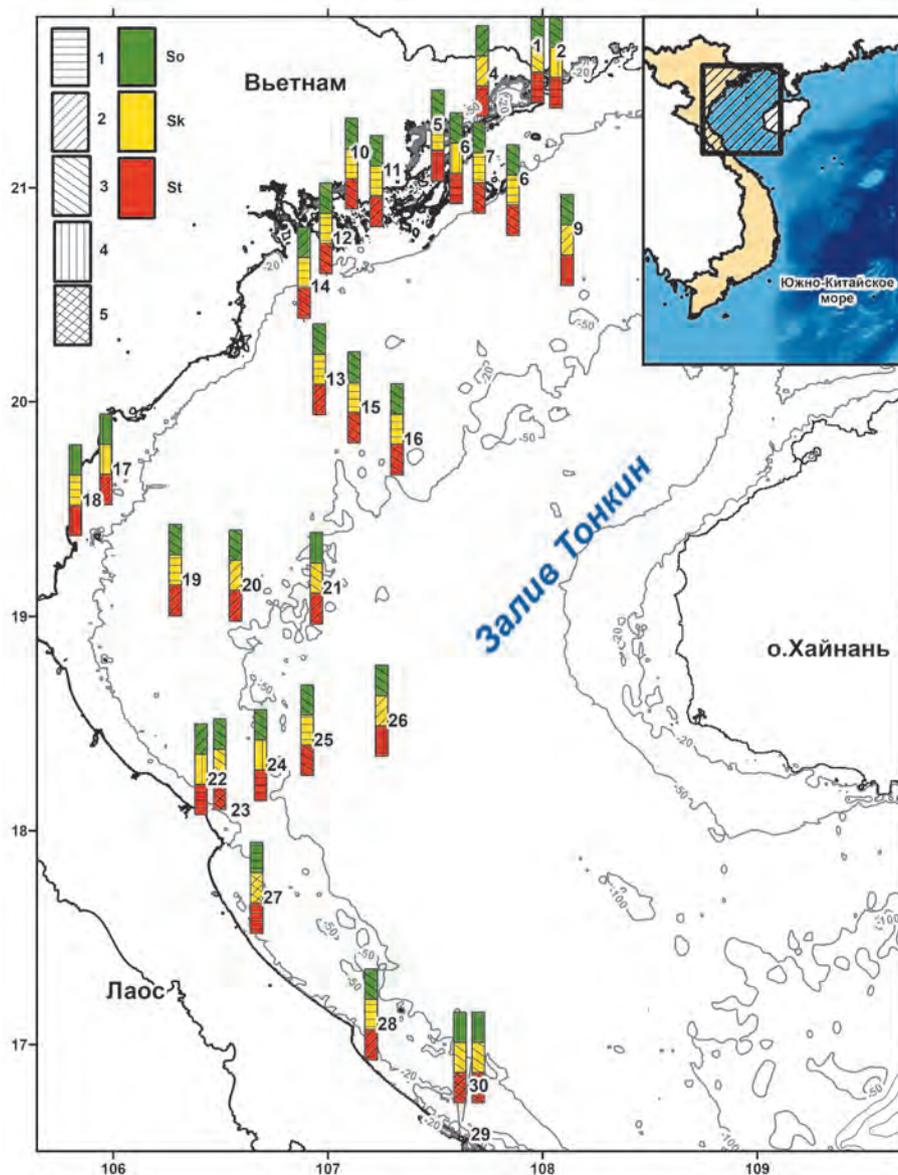


▲ **Рис. 4.32.** Расположение станций опробования донных отложений в Тонкинском заливе.

1 – грейферным пробоотборником, 2 – грунтовой трубкой. На врезке показано положение района исследований

Илы с крупным размером частиц встречались и в поверхностных, и в более глубоких отложениях. В поверхностных осадках они находились на северо-востоке, вдоль побережий Хайфон, Тай Бинь, Нам Динь и у побережья Ха Тинь. Так, в керне С1 очень крупный ил был однородным по размеру в

интервале от 0 до 70 см. В керне С2 с таким осадком были верхняя, средняя и нижняя его части. В поверхностных осадках средний диаметр варьировался от 0.032 до 0.061 мм, сортировка была плохой ( $S_0 = 2.47-3.92$ ), асимметрия была значительной ( $S_k$  от  $-0.61$  до  $-0.38$ ). В керне С1 средний



◀ **Рис. 4.33.** Распределение гранулометрических параметров осадка в Тонкинском заливе. На карте анализ грейферных проб. Сортировка ( $S_0$ ): 1 – умеренно хорошо отсортировано; 2 – умеренно отсортировано; 3 – плохо отсортировано; 4 – очень плохо отсортировано. Асимметрия ( $S_k$ ): 1 – очень мелкий перекоп; 2 – мелкий перекоп; 3 – симметричный; 4 – грубый перекоп; 5 – очень грубый перекоп. Размер ( $M_d$ ): 1 – тонкозернистый песок; 2 – особо тонкозернистый песок; 3 – особо крупнозернистый ил; 4 – крупнозернистый ил; 5 – среднезернистый ил. На врезке показано положение района исследований.

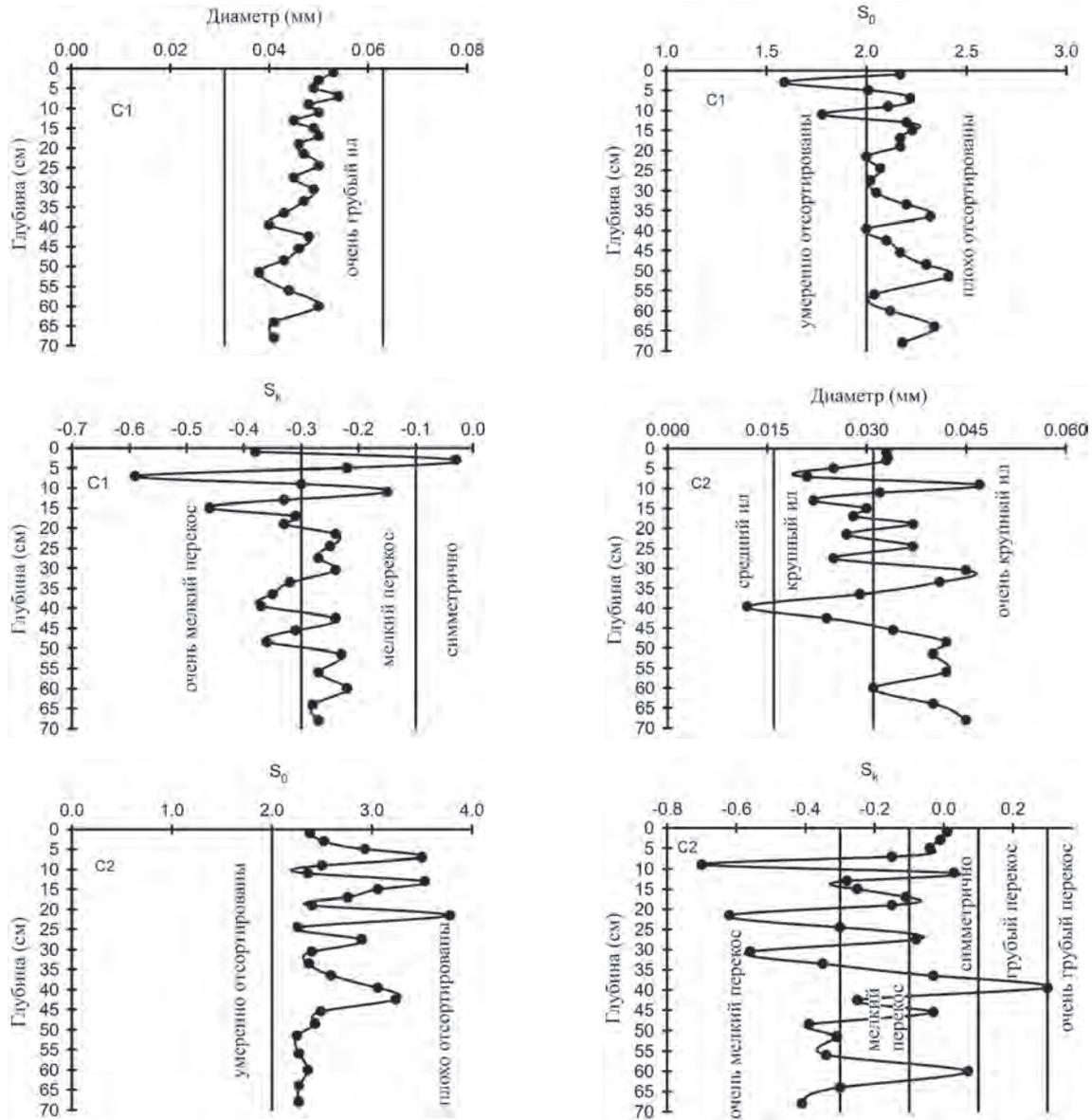
На диаграммах анализ данных опробования трубчатым пробоотборником ( $M_d$ ,  $S_0$ ,  $S_k$ ) для кернов C1 и C2, соответственно ▶

диаметр варьировался от 0.038 до 0.054 мм,  $S_0$  составлял от 1.79 до 2.41, что указывает на умеренно хорошую и плохую сортировку,  $S_k$  был от  $-0.59$  до  $-0.03$ , что указывает в целом на очень незначительную асимметрию за некоторыми исключениями. В керне C2 средний диаметр зерен составлял от 0.031 до 0.047 мм, параметр  $S_0$  составлял от 2.25 до 2.52, что указывает на плохую отсортированность, а  $S_k$  от  $-0.70$  до 0.07 указывает на асимметрию в грансоставе.

Илы с менее крупным размером зерен находились в основном в поверхностных отложениях. В поверхностном слое они обнаружены на северо-востоке, вдоль побережья Тханьхоа и Ха Тинь у побережья. В керне C2 илы с крупным разме-

ром частиц были перемешаны с другими гранулометрическими фракциями илов в интервале от 4 до 47 см. В поверхностном слое средний диаметр частиц составлял от 0.021 до 0.029 мм, сортировка была от плохой до очень плохой ( $S_0 = 2.71–4.59$ ), асимметрия была от очень незначительной до незначительной ( $S_k =$  от  $-0.45$  до  $-0.12$ ). В керне C2  $M_d$  составляло от 0.021 до 0.030 мм, сортировка была плохой ( $S_0 = 2.59–3.78$ ), асимметрия была от очень незначительной до симметричной ( $S_k =$  от  $-0.62$  до  $-0.03$ ).

Илы со средним размером зерен были обнаружены в прибрежных районах Ха Тинь и Хюэ, а также в среднем интервале керна C2. В поверхностных отложениях  $M_d$  составлял от 0.013 до 0.015 мм,



сортировка была очень плохой ( $S_0 = 4.00-4.73$ ), а  $S_k = -0.10 \dots -0.09$ , что указывает на хорошую симметрию. В C2 подобные характеристики встречались, например, в интервале 38–41 см: сортировка была плохой ( $S_0 = 3.06$ ), асимметрия была сильной ( $S_k = 0.30$ ).

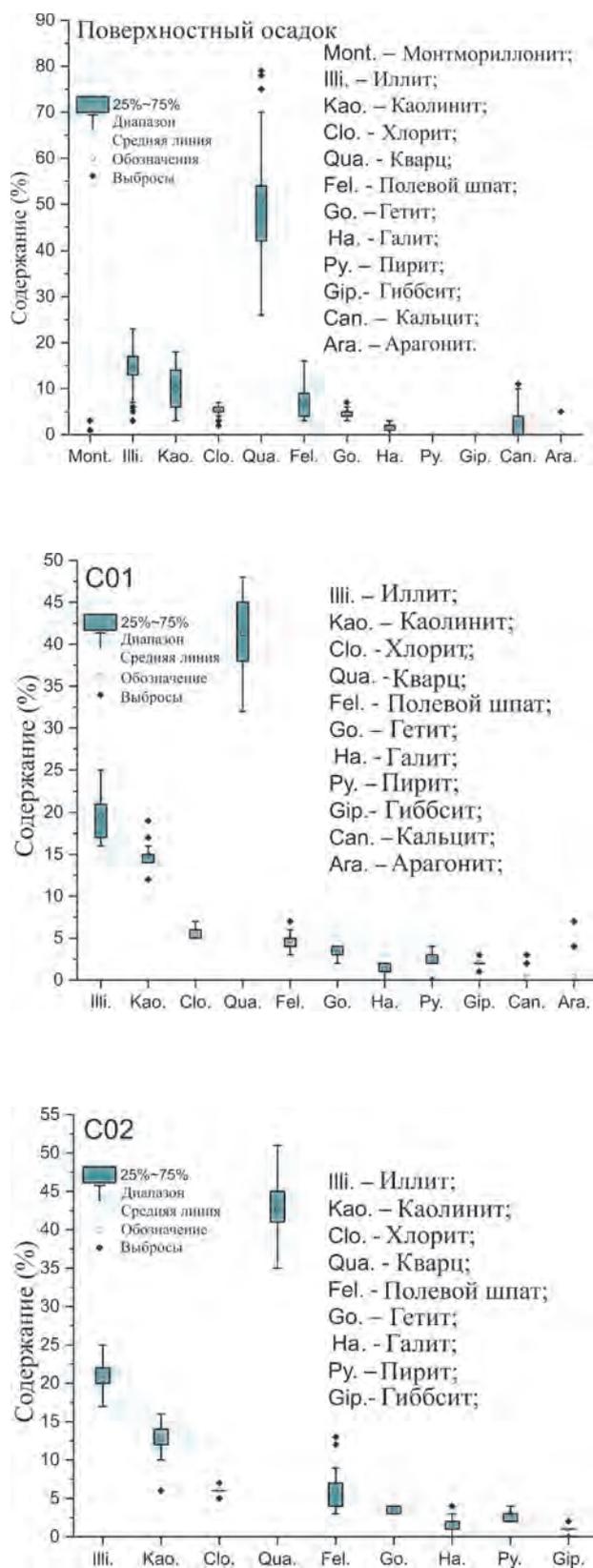
### Распределение минералов в донных отложениях

Среди минералов в осадках были обнаружены кварц, иллит, каолинит, хлорит, полевои шпат, гетит, галит, кальцит, арагонит, а также гиббсит и монтмориллонит (рис. 4.34). Состав минералов не

оценивался по наличию инклюзивных включений, таких как: амфибол, пирофиллит, лепидокрокит, доломит, гематит.

Монтмориллонит содержался в поверхностных осадках от 1 до 3% на северо-востоке Тонкинском залива, а на других участках района исследований не был встречен. Иногда он присутствовал в виде следовых содержаний (например, в некоторых интервалах ядра C1).

Иллит находился в поверхностных осадках и также встречался вниз по ядру. В поверхностных осадках он составлял от 3 до 23% (в среднем 14.3%). В ядре C1 он составлял от 16 до 25% (в среднем 19.6%). В ядре C2 от 17 до 25% (в среднем 20.5%).



▲ Рис. 4.34. Блок-диаграммы содержания минералов в донных отложениях

Содержание каолинита в поверхностных слоях осадка в целом составляло от 3 до 18% и в среднем составляло 10%. В керне C1 содержание каолинита составляло от 12 до 19% при среднем показателе 15%. В керне C2 он составлял от 6 до 16% и в среднем 12.8%.

Содержание хлорита варьировалось от 2 до 7% и в среднем составляло 5% в поверхностных слоях осадка. В керне C1 он составлял от 5 до 7%, в среднем 5.4%. В керне C2 он составлял от 5 до 7% и в среднем 6%.

Содержание кварца в осадке было высоким, в поверхностных слоях осадка оно составляло от 26 до 79% и в среднем 50.5%. В керне C1 содержание кварца было от 32 до 48% и в среднем 41.3%. В керне C2 от 35 до 51% и в среднем 42.7%.

Полевой шпат был обнаружен повсеместно в поверхностных пробах осадка и в двух кернах осадка. В поверхностном слое осадка он составлял от 3 до 16% и в среднем составлял 6.9%. В керне C1 он составлял от 3 до 7% и в среднем составлял 4.8%. В керне C2 он составлял от 3 до 13% и в среднем 6.2%.

Гетит составлял от 3 до 7% и в среднем 4.7% в поверхностных слоях осадка, в то время как в керне C1 составлял от 2 до 4% и в среднем 3.2%, а в керне C2 составлял от 3 до 4% и в среднем 3.6%.

Содержание галита составляло от 0 до 3% при среднем содержании 1.8% в поверхностных слоях осадка. В керне C1 содержание каменной соли колебалось от 0 до 2% и в среднем составляло 0.8%. В керне C2 содержание галита составляло от 0 до 2% и в среднем 1%. Исследование содержания галита в отложениях нефтегазоносных бассейнов представляет особый интерес, так как влияет на эффективную пористость коллекторов.

Кальцит и арагонит в поверхностных слоях осадка часто имеют высокое содержание до 11% на станциях, удаленных от берега, а в прибрежной зоне их содержание было меньше – от 1 до 3%. В кернах C1 и C2 среднее содержание кальцита и арагонита составляло менее 1%.

Пирит находился в кернах C1 и C2 и не присутствовал в поверхностных отложениях, что хорошо сопоставляется с результатами исследований по рейсу 88 НИС «Академик М.А. Лаврентьев». В ряде случаев содержание пирита может повышаться, так, в керне C1 оно составляло от 0 до 4% и в среднем 2.6%. В керне C2 от 2 до 4% и в среднем 2.8%.

Гиббсит был обнаружен в ядрах С1 и С2 в содержании менее 5%. В ядре С1 он составлял от 1 до 3% и в среднем 2%. В С2 он колебался от 0 до 2%, в среднем 0.4%.

Помимо перечисленных минералов, в осадках также были распространены следы амфиболов, отражающие влияние вещества магматических, метаморфических и осадочных пород в результате выветривания и эрозии с материка и островов в Тонкинский залив.

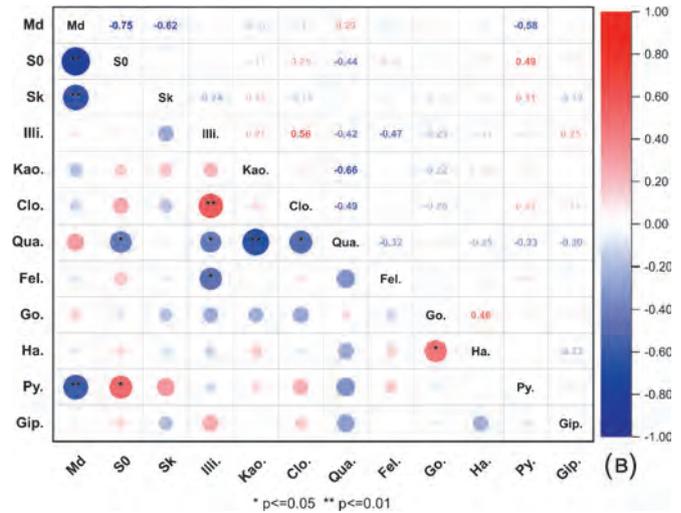
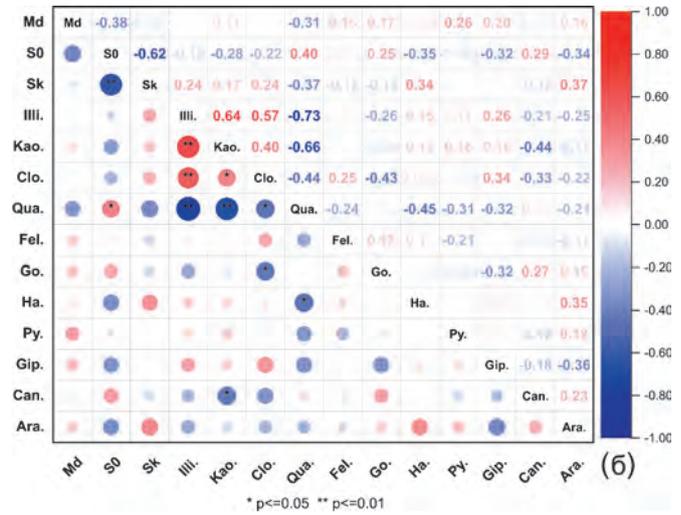
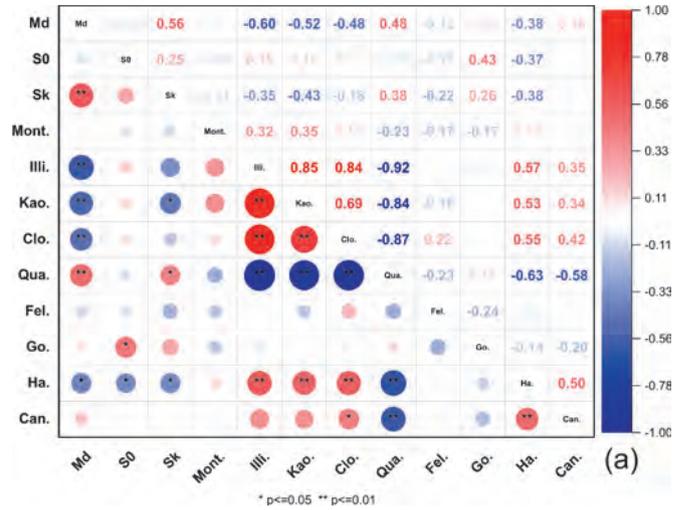
Минералы гиббсит, лепидокрокит и гематит отражают благоприятные условия окружающей среды для образования гидроксидных соединений железа и алюминия.

### Корреляция между параметрами осадка

В поверхностных пробах осадка параметры показали как отрицательную, так и положительную корреляцию (рис. 4.35, а). Положительная корреляция была между кварцем с  $Md$ ,  $Md$  с  $S_k$ , гетита с  $S_0$ ,  $S_k$  с кварцем, каолинита с хлоритом, иллита с каолинитом и хлоритом, галита с иллитом, хлорита с каолинитом, кальцита с хлоритом и галитом. Отрицательная корреляция была между частицами средней размерности с иллитом, каолинитом, хлоритом и галитом, кварцем с кальцитом, галитом, иллитом, каолинитом и хлоритом, галитом с  $S_0$ ,  $S_k$ ,  $S_k$  с каолинитом. Монтмориллонит и полевого шпата показывали при этом и положительную и отрицательную корреляции с незначительной значимостью коэффициента корреляции с  $p < 0.05$  (см. рис. 4.35, а).

В ядре С1 наблюдалась положительная и отрицательная корреляция ( $p < 0.05$ ) для  $Md$ ,  $S_k$ , кальцита, арагонита, гиббсита, пирита, полевого шпата с другими параметрами осадков. Положительные корреляции были у иллита с каолинитом и хлоритом, кварца с  $S_0$ . Отрицательные корреляции были у  $S_0$  с  $S_k$ , кварца с иллитом, каолинитом, хлоритом, галитом, каолинитом с кальцитом, хлоритом с гетитом (см. рис. 4.35, б).

В ядре С2 положительными корреляциями с высокой достоверностью характеризуются хлорит с иллитом, пирит с  $S_0$ , галит с гетитом. Отрицательная корреляция была значимой  $Md$  с  $S_0$ ,  $S_k$ , пирита, кварца с  $S_0$ , иллита с полевым шпатом (см. рис. 4.35, в).



▲ Рис. 4.35. Матрицы корреляции между параметрами осадка: а – в поверхностном слое осадка, б – в ядре С1, в – в ядре С2.

Mont. – монтмориллонит; Illi. – иллит; Kao. – каолинит; Clo. – хлорит; Qua. – кварц; Fel. – полевого шпата; Ha. – галит; Py. – пирит; Gip. – гиббсит; Go – гетит; Ara – арагонит; Can. – кальцит

## Группы осадков, отражающие экологические характеристики

Основываясь на кластерном методе анализа granulometric характеристик и минералов, поверхностные осадки залива Тонкин были разделены на 3 группы с различными характеристиками (табл. 4.10, рис. 4.36). Группа 1 состояла из 7 станций, в основном вблизи берега и включала в себя мелкозернистый песок с вариациями размерностей, ассиметричной формы, с низким содержанием глинистых минералов и высоким содержанием кварца, что характеризует динамичную среду его формирования. Группа 2 включает 15 прибрежных и морских станций. Осадок в них представлял собой плохо отсортированный ил, с частицами различных размерностей, преимущественно тонкозернистых фракций. Содержания глинистых минералов и полевого шпата увеличивались, а содержание кварца уменьшалось, что объясняется более спокойной обстановкой осадконакопления. Физико-химические условия имели определяющее влияние при образовании гетита и галита. Группа 3 с наиболее глубоководными 8 станциями, характеризуется распространением ила с крупными размерами частиц, значительной вариацией их диаметров при незначительной ассиметрии. На этих станциях распространены глинистые минералы, кальцит, галит встречались чаще, чем для групп 1 и 2. Физико-химические условия способствовали образованию галита, а осадок из органогенного материала обнаруживает увеличение карбонатной составляющей.

В керне С1 было 3 группы (табл. 4.11), все 3 группы представлены илами с крупными размерами частиц. В 1-й группе было 11 образцов сверху до середины керна, содержание  $Md$  и глинистых минералов было выше, чем в группах 2 и 3. Во 2-й группе было 13 образцов в нижней части керна, некоторые слои вблизи верха и середины керна, при этом глинистых минералов было обнаружено меньше, а кварца – больше. Осадки группы 3 обнаружены только в 1 образце из средней части керна. Содержание кальцита, арагонита, пирита, галита и гетита в группе 3 было выше, чем в группах 1 и 2, а содержание остальных минералов было ниже.

В керне С2 было 3 группы отложений (табл. 4.12). В 1-й группе было 22 образца, отобранных сверху до низа керна, эта группа представлена илами с крупными размерами зерен, плохо отсортированными и высоким содержанием глинистых минералов.

Группа 2 с 2 образцами из верхней части керна (2–4 см и 6–8 см) и представляла собой крупнозернистый ил, плохо отсортированный, с самым высоким содержанием полевого шпата. Группа 3 найдена в 1 образце из нижней части керна (50–54 см), в ней было высокое содержание кварца и низкое содержание каолинита.

## Характеристики осадков, отражающих условия его формирования

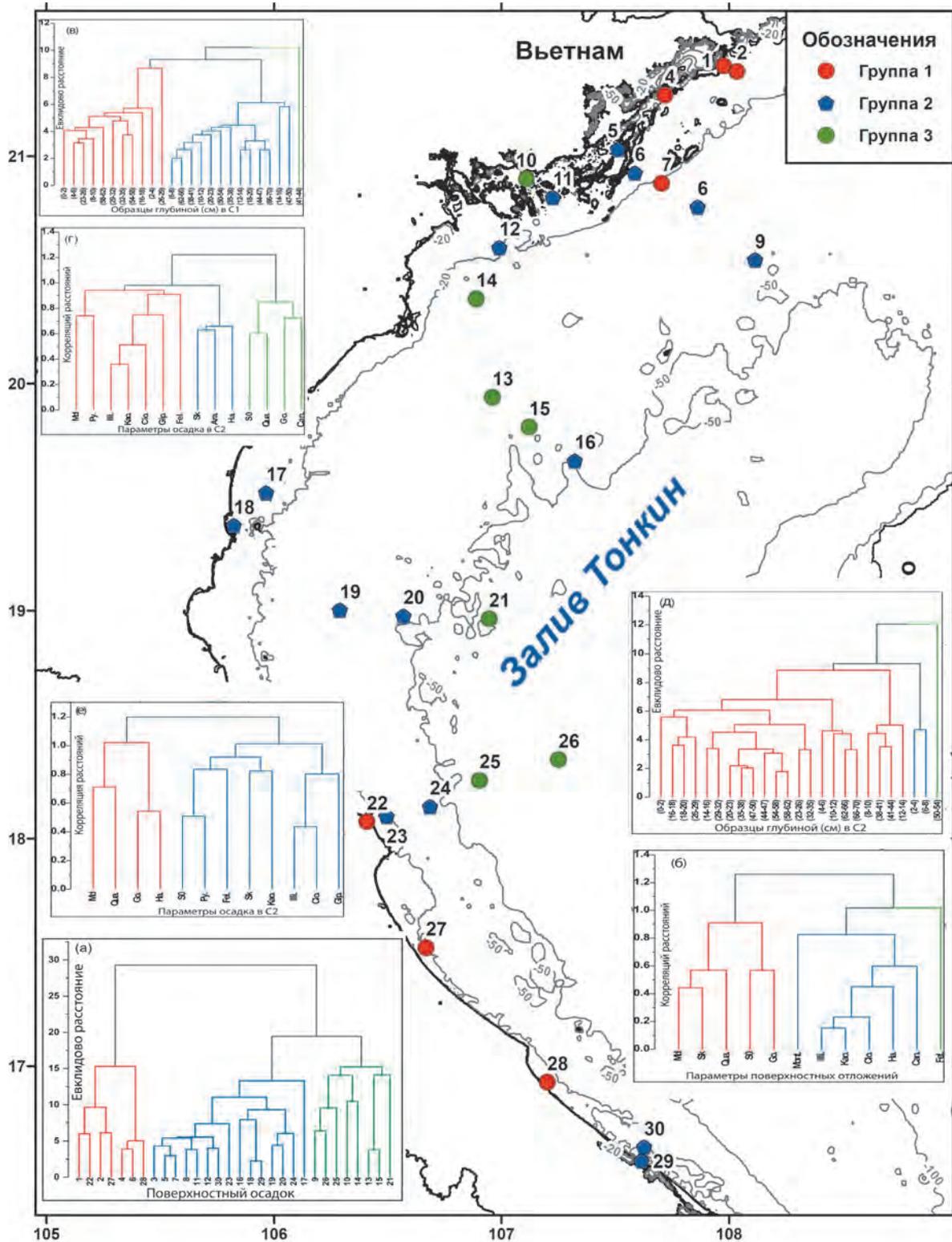
14 параметров из 80 образцов осадка, в поверхностных слоях и двух кернах, были подвергнуты факторному анализу.

В поверхностных осадках было выделено 4 фактора (табл. 4.13) в диапазоне от 10.81 до 40.42%. Фактор 1 составил 40.42%, согласно параметров  $Md$ ,  $S_k$ , иллита, каолинита, хлорита, кварца и галита. Фактор 2 составил 14.9% по  $S_0$  и гетиту. Факторы 3 и 4 составили 11.81%, 10.81%, соответственно по кальциту, полевоому шпату и монтмориллониту (см. табл. 4.13).

Фактор 1 указывает на поступление осадка в результате механического выветривания и эрозии осадочных, метаморфических и магматических пород с континентов и островов с обилием иллита, каолинита, хлорит-кварца в поверхностных отложениях. Параллельно на осадок также оказывают динамическое воздействие окружающая среда и физико-химические условия в море, как показывают параметры  $Md$ ,  $S_k$  и галит. Фактор 2 отражает сортированность осадков и образование гетита, фактор 3 отражает поступление исходного материала из органогенного субстрата, фактор 4 указывает на влияние исходного вещества магматических пород.

В керне С1 три фактора, влияющих на осадочную среду, составляли от 11.04 до 26.86%. Фактор 1 составлял 26.86%, обусловленный параметрами  $S_0$ ,  $S_k$ , иллитом, каолинитом, хлоритом, кварцем. Фактор 2 составил 15.75%, показанный арагонитом. Фактор 3 составил 11.04%, и определялся полевым шпатом и гетитом (табл. 4.14).

В керне С1 фактор 1 указывает на слабую динамику окружающей среды и незначительные колебания в течение длительного времени, поступление осадков, в результате выветривания пород показывает обилие иллита, хлорита, каолинита, кварца, полевого шпата. Фактор 2 указывает на источник поступления осадка из органогенного материала, представленного арагонитом. Фактор 3 указывает



▲ **Рис. 4.36.** Распределение минералогических групп по результатам кластерного анализа гранулометрических параметров осадочных отложений Тонкинского залива. На врезках: поверхностное опробование – кластеризация (а) по станциям, по параметрам (б) минералов; керн С1 – кластеризация (в) по интервалам, по параметрам (г) минералов; керн С2 – кластеризация (д) по интервалам, по параметрам (е) минералов. Латинскими буквами обозначены: Mnt. – монтмориллонит; III. – иллит; Kao. – каолинит; Clo. – хлорит; Qua. – кварц; Fel. – полевого шпата; Ha. – галит; Py. – пирит; Gip. – гиббсит; Go – гетит; Ara – арагонит; Can. – кальцит.

Таблица 4.10

**Размеры зерен и минеральный состав в группах поверхностных слоев осадка**

№	Группа	Количество станций	Параметры осадка			Содержание минералов (%)									
			$Md$ (мм)	$S_0$	$S_k$	Монтмориллонит	Иллит	Каолинит	Хлорит	Кварц	Полевой шпат	Гетит	Галит	Кальцит	Арагонит
1	1	7	0.134	2.57	0.05	0	7	4	3	70	6	5	1	1	0
2	2	15	0.059	4.42	-0.26	0	15	10	5	50	7	5	2	2	0
3	3	8	0.054	3.37	-0.37	1	19	15	6	35	8	4	2	5	1

Таблица 4.11

**Размеры зерен и минеральный состав в керне С1**

№	Группа	Количество станций	Параметры осадка			Содержание минералов (%)										
			$Md$ (мм)	$S_0$	$S_k$	Иллит	Каолинит	Хлорит	Кварц	Полевой шпат	Гетит	Галит	Пирит	Гиббсит	Кальцит	Арагонит
1	1	11	0.049	2.05	-0.26	22	16	6	37	5	3	1	3	2	0	0
2	2	13	0.045	2.18	-0.33	18	14	5	45	5	3	0	2	2	0	0
3	3	1	0.048	2.10	-0.24	16	14	5	39	4	4	2	4	1	2	7

Таблица 4.12

**Размеры зерен и минеральный состав керна С2**

№	Группа	Количество станций	Параметры осадка			Содержание минералов (%)								
			$Md$ (мм)	$S_0$	$S_k$	Иллит	Каолинит	Хлорит	Кварц	Полевой шпат	Гетит	Галит	Пирит	Гиббсит
1	1	22	0.033	2.66	-0.22	21	13	6	42	6	4	1	3	0
2	2	2	0.027	3.01	-0.08	18	13	6	41	13	3	1	3	1
3	3	1	0.040	2.25	-0.31	20	6	6	51	6	4	0	2	0

на физико-химические условия, которые приводят к образованию гетита.

В керне С2 влияние 4 факторов составило от 10.8 до 25.51%. Фактор 1 составлял 25.51% по  $Md$ ,  $S_0$ , каолиниту, хлориту, кварцу и пириту. Фактор 2 составил 18.59% по  $S_k$ , иллиту. Фактор 3 составил 13.84% по галиту и гетиту. Коэффициент 4 составил 10.8% по полевому шпату (табл. 4.15).

В керне С2, фактор 1, данные указывают на влияние динамики окружающей среды, выраженной в  $Md$ ,  $S_0$ , а также на поступление материала из выветривающихся пород, фигурируют каолинит, хлорит, кварц, кроме того, физико-химические условия благоприятные для образования пирита. Фактор 2 отражает спокойную среду для осаждения, на примере иллита и  $S_k$ . Фактор 3 указывает на доминирующее влияние физико-химических условий об-

разования гетита и галита. Фактор 4 указывает на вариации поступления осадочного материала согласно параметрам полевого шпата.

Таким образом, в заливе Тонкин выделено 5 типов осадка: тонкозернистый песок, особо тонкозернистый песок, особо крупнозернистый ил, крупнозернистый ил и среднезернистый ил. Наиболее распространенными являются крупнозернистые илы, за ними следуют тонкозернистые пески и среднезернистые илы. Основными минералами в осадках были кварц, иллит, каолинит, хлорит, полевой шпат, гетит, кальцит и гиббсит. Наиболее распространены кварц, иллит, каолинит, хлорит и полевой шпат.

В поверхностных слоях осадка выделяются 3 группы относительно гранулометрических и минералогических характеристик. Группа 1 находится

недалеко от берега, представлена мелкозернистым песком, богатым кварцем и небольшим количеством глинистых минералов. Группа 2 была в прибрежной и морской частях с более высоким содержанием глинистых минералов, чем группа 1. Группа 3 имела самое высокое содержание глинистых минералов и кальцита. Керна С1 заключал в себе особо крупнозернистый ил и включал 3 группы. Группы 1 и 2 имели высокое содержание глинистых минералов, в то время как группа 3 имела высокое содержание кальцита и арагонита. В керне С2 также было 3 группы. Группа 1 имела высокое содержание глинистых минералов и низкое содержание кварца, группа 2 имела высокое содержание глинистых минералов и полевого шпата, а группа 3 имела высокое содержание кварца и низкое содержание глинистых минералов.

Таким образом, гранулометрический и минералогический облик осадочных отложений в заливе Тонкин определялся главным образом процессами выветривания, эрозии пород геологических формаций с континента и островов и их переотложения. Они были принесены со стоком по рекам бассейна Тонкинского залива и затем находились под влиянием процессов седиментогенеза в морской среде.

Таблица 4.13

**Параметры осадков и генезисные факторы, влияющие на формирование поверхностного слоя осадка**

Параметр	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Фактор 4
<i>Md</i> , мм	-0.63	0.00	0.65	-0.07
$S_0$	-0.01	0.83	-0.15	0.25
$S_k$	-0.51	0.44	0.48	0.03
Монтмориллонит	0.29	-0.02	-0.07	-0.71
Иллит	0.93	0.20	-0.05	-0.03
Каолинит	0.88	0.24	-0.05	-0.22
Хлорит	0.86	0.17	0.10	0.23
Кварц	-0.96	-0.09	-0.13	-0.15
Полевой шпат	0.12	-0.40	-0.17	0.74
Гетит	-0.18	0.74	-0.08	0.05
Галит	0.73	-0.25	0.26	-0.15
Кальцит	0.48	-0.06	0.77	0.17
Собств. значение	4.85	1.79	1.42	1.30
Дисперсия (%)	40.42	14.90	11.81	10.81
Совокупная дисперсия (%)	40.42	55.32	67.12	77.93

Таблица 4.14

**Параметры осадка и влияние факторов в керне С1**

Параметр	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3
<i>Md</i>	0.27	0.29	0.41
$S_0$	-0.62	-0.45	0.31
$S_k$	0.50	0.47	-0.40
Иллит	0.75	-0.30	0.16
Каолинит	0.72	-0.16	0.18
Хлорит	0.68	-0.39	-0.03
Кварц	-0.84	-0.22	-0.39
Полевой шпат	0.13	-0.15	0.65
Гетит	-0.36	0.32	0.66
Галит	0.40	0.49	0.07
Пирит	0.24	0.20	-0.02
Гиббсит	0.48	-0.30	-0.11
Кальцит	-0.45	0.32	0.19
Арагонит	0.01	0.88	-0.06
Собств. значение	3.76	2.20	1.55
Дисперсия (%)	26.86	15.75	11.04
Совокупная дисперсия (%)	26.86	42.61	53.65

Таблица 4.15

**Параметры осадка и факторы, влияющие на керн С2**

Параметр	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Параметр
<i>Md</i>	-0.73	0.52	0.21	-0.07
$S_0$	0.75	-0.19	0.12	-0.19
$S_k$	0.24	-0.60	-0.50	0.32
Иллит	0.31	0.79	-0.16	0.33
Каолинит	0.53	0.14	0.10	0.49
Хлорит	0.55	0.52	-0.02	-0.13
Кварц	-0.80	-0.32	-0.37	-0.06
Полевой шпат	0.23	-0.26	0.39	-0.67
Гетит	-0.31	-0.21	0.62	0.22
Галит	0.08	-0.22	0.79	0.36
Пирит	0.64	-0.40	-0.09	-0.10
Гиббсит	0.16	0.47	-0.04	-0.38
Собств. значение	3.06	2.23	1.66	1.30
Дисперсия (%)	25.51	18.59	13.84	10.80
Совокупная дисперсия (%)	25.51	44.09	57.93	68.73

Присутствие иллита, каолинита, кварца, хлорита, полевого шпата в осадках указывает на значительное влияние продуктов выветривания исходных пород. Присутствие гетита, галита, пирита в осадке

говорит о значительном влиянии физико-химических условий. Существенный вклад органогенного материала выявлен по распространению кальцита и арагонита.

---

## 4.8. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДКАХ ЗАЛИВА ТОНКИН (ЮЖНО-КИТАЙСКОЕ МОРЕ)

(А.В. Сорочинская, А.А. Легкодимов, Р.Б. Шакиров,  
Ле Дык Ань, Нгуен Ну Чунг)

---

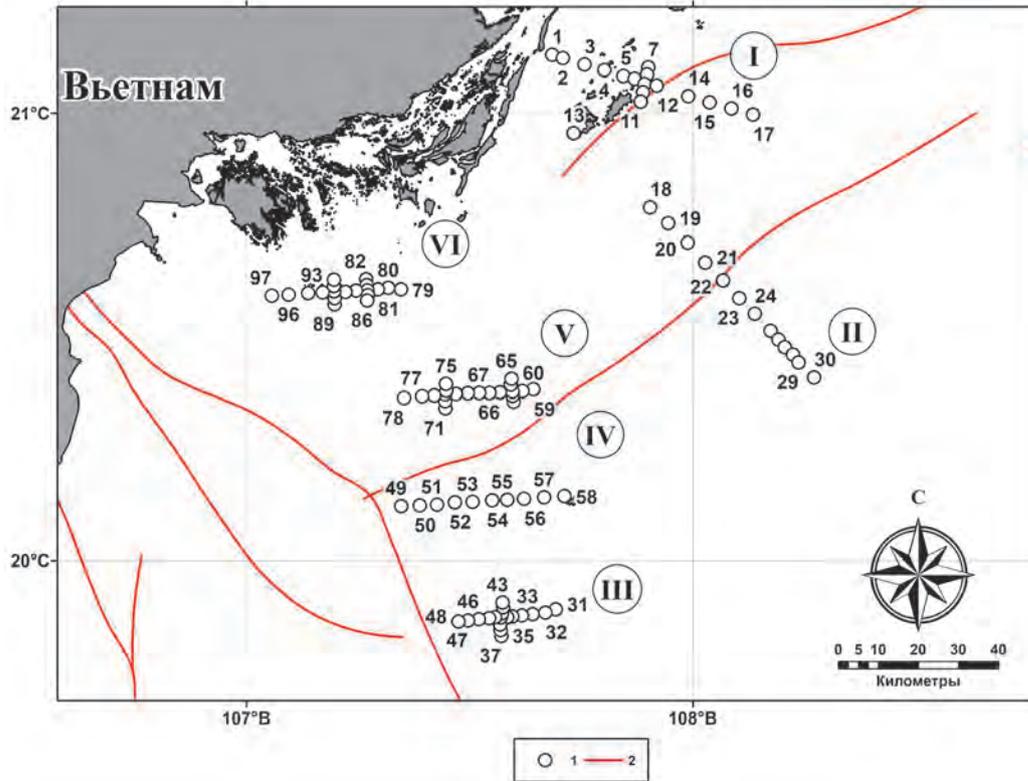
Тонкинский залив представляет интерес как геоструктура Южно-Китайского моря, сопряженная с одной из крупнейших разломных структур Юго-Восточной Азии – руслом реки Красная (Хонгха). Актуальность изучения привьетнамской части Тонкинского залива особенно возросла после открытия нефтегазового месторождения Вейчжоу (КНР), где запасы нефти оцениваются в 50 млн тонн, а газа – 100 млрд м<sup>3</sup> [Вовк и др., 2008]. В результате комплексных газогеохимических исследований (2013 г.) были получены данные о закономерностях поведения углеводородных газов, водорода и гелия, а также макро- и микроэлементов в поверхностных осадках Тонкинского залива [Шакиров и др., 2017] (рис. 4.37).

В предыдущем разделе были показаны особенности формирования гранулометрических характеристик и основного минерального состава донных отложений залива. В настоящем разделе изучено содержание и распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в осадках, которые являются чувствительными индикаторами геологических процессов. РЗЭ обладают близкими химическими свойствами, что ведет к слабому изменению их составов в различных геологических обстановках и дает возможность использовать их в качестве индикаторов генезиса руд и пород [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Изучение особенностей поведения РЗЭ в осадках Тонкинского залива позволит уточнить процессы осадконакопления, поступление терригенного вещества, распространение его по акватории и влия-

ние на эти процессы геологических и гидрологических характеристик, что представляет также практический интерес.

Материалы для исследований были получены в результате отбора поверхностных донных отложений (0–10 см) по 6 профилям (39 проб) в Тонкинском заливе в 2013 г. Отбор проб осадков осуществлялся гравитационной трубкой с борта корабля HQ884 ВМФ Социалистической Республики Вьетнам на глубинах от 7.5 м до 53.3 м.

Тонкинский залив (Бакбо) полностью входит в состав обширной континентальной отмели Южно-Китайского моря, от которой он отделен полуостровом Лэйчжоу и о. Хайнань. Залив мелководен: максимальные глубины – до 70–80 м, в центральной части глубина до 52 м. Рельеф дна залива Бакбо плоский, и дно сложено выносами р. Красная. Район работ расположен в осадочном бассейне Бейбуван, сформировавшемся под влиянием полициклических рифтогенных процессов в мезозое и кайнозое, в результате которых были заложены разломы северо-восточного направления. Основание бассейна осложнено опусканиями и поднятиями, которые фиксируются на картах спутниковых гравитационных аномалий. В Тонкинском заливе развиты тектонические депрессии северо-восточного и западного простирания, причем последние более глубокие. Бассейн пересечен разломами субширотного и субмеридионального простирания, и разломы северо-восточного – юго-западного направления преобладают и являются более глубокими.



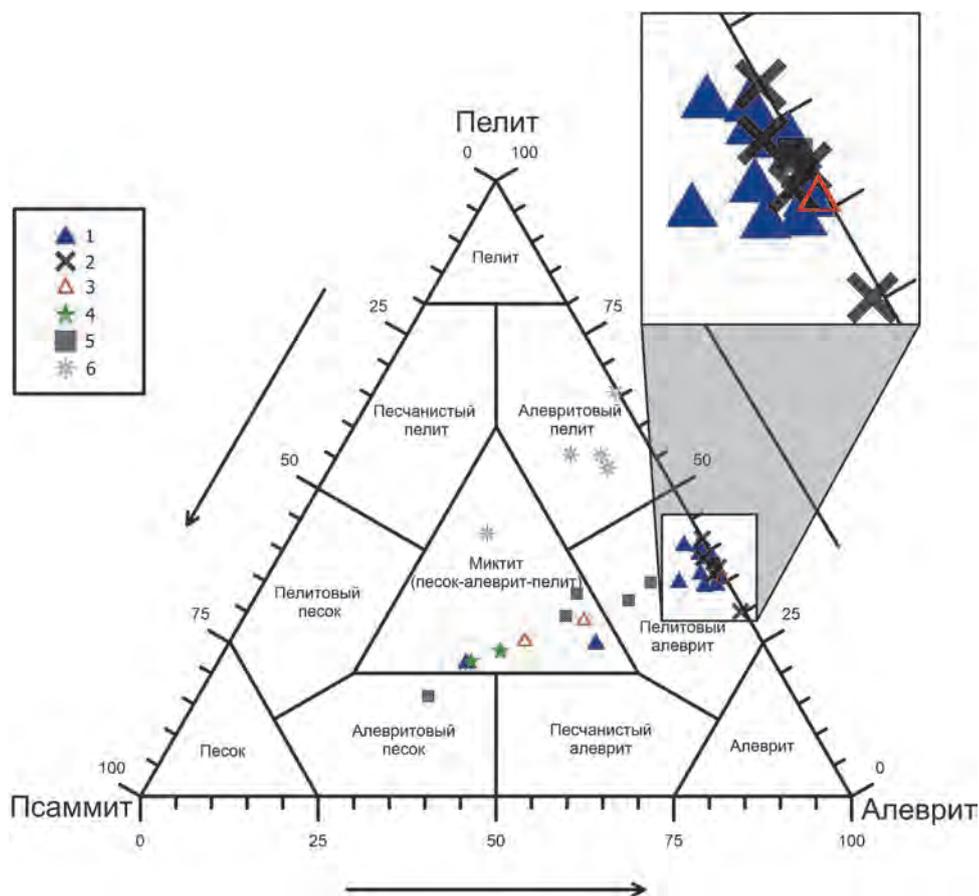
▲ **Рис. 4.37.** Карта района комплексных геолого-геофизических исследований в Тонкинском заливе, 2013 г.

Тонкинский залив сопряжен с разломной системой р. Красная, которая является одной из крупнейших дизъюнктивных структур Юго-Восточной Азии. На территории Северного Вьетнама эта система представлена серией субпараллельных разломов, прослеженных на расстояние около 200 км при ширине 20–50 км от границы с Китаем вдоль долины р. Красная вплоть до ее устья. Разломы перекрываются плиоцен – четвертичными отложениями дельты р. Красная. Как было описано в гл. 1 кайнозойские осадочные отложения бассейна Красной реки прослеживаются на юго-восток в акватории Южно-Китайского моря вдоль побережья Вьетнама.

Для интерпретации результатов по содержаниям РЗЭ привлекались данные гранулометрического анализа осадков с применением трехкомпонентной типизации [Shepard, 1954] по соотношению содержания фракций пелита (<4 мкм), алеврита (4–63 мкм) и псаммита (62–2000 мкм). Смешанные осадки было принято называть миктитами. Основной тип осадков в заливе Тонкин – алеврит пелитовый и пелит алевритовый (75% проб). Содержания пелитовой фракции (P1) в осадках от 16 до 42%, содержания алевритовой фракции (A) –

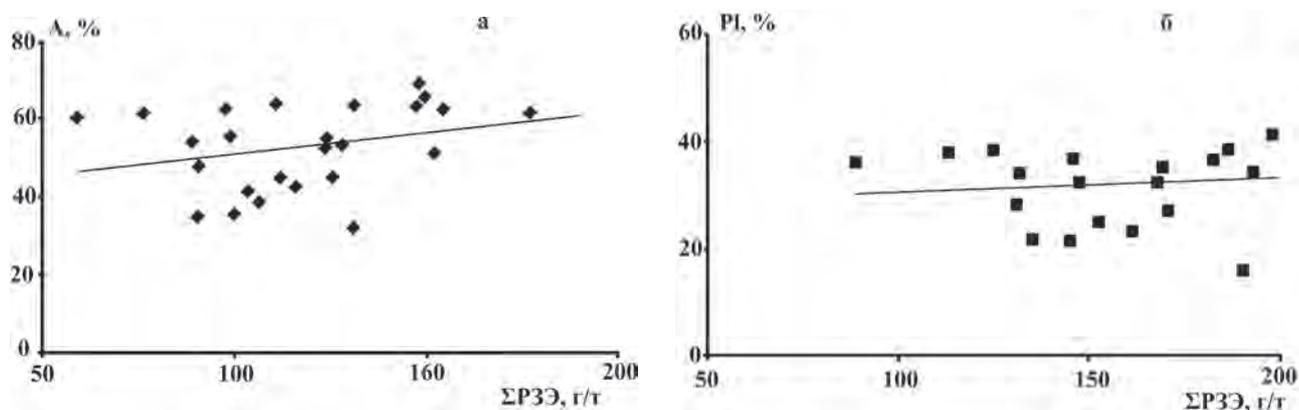
32–69%, содержания псаммитовой фракции (Ps) от 0 до 51%. Псаммит присутствует практически во всех пробах. На профилях, близких к берегу, профиль VI (станции 79–97) и профиль V (станции 61–76), осадки, в основном, представлены алевритом пелитовым (API) и пелитом алевритовым (PIA), а на профилях, более удаленных от берега – миктитами: профиль IV (станции 55–56) и профиль III (станции 31–44) (рис. 4.38). Такая нетипичная ситуация, когда при удалении от берега осадок становится более грубозернистым, объясняется, вероятно, влиянием на процессы седиментации сложной циркуляции вод, возникающей в заливе Бакбо в результате воздействия зимнего северо-восточного и летнего южного муссона [Власова и др., 2020б; Исупова, Михайлов, 2011]. Отмечается слабая положительная корреляция между содержанием РЗЭ и содержанием алевритовых и пелитовых фракций (рис. 4.39), т.е. гранулометрический состав осадков не является главным фактором при накоплении РЗЭ в осадках.

Среднее суммарное содержание РЗЭ в осадках Тонкинского залива (рис. 4.40) составляет 131.6 г/т, что несколько ниже, чем среднее содержание РЗЭ в северо-американском сланце NASC (172.6 г/т)



▲ **Рис. 4.38.** Гранулометрический состав поверхностных донных осадков Тонкинского залива с визуализацией полученных данных на диаграмме Шепарда [Shepard, 1954]:

1 – станции на профиле I; 2 – станции на профиле II; 3 – станции на профиле III; 4 – станции на профиле IV; 5 – станции на профиле V; 6 – станции на профиле VI



▲ **Рис. 4.39.** Соотношение концентраций РЗЭ (г/г) в осадках с содержанием алевритовой (а) и пелитовой (б) фракций

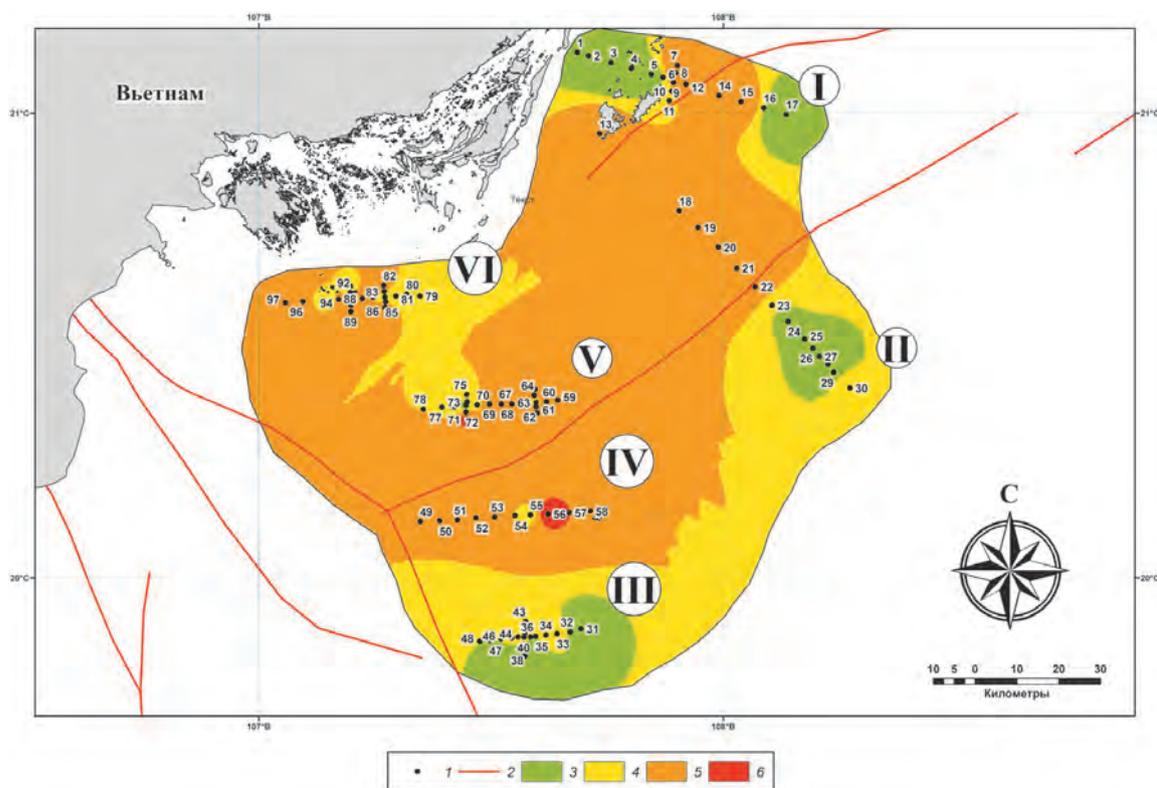
[Дубинин, 2006]. Отмечается значительный разброс содержаний РЗЭ – от 67.7 г/г (станция 13) до 211.9 г/г (станция 61). Максимальные содер-

жания РЗЭ зафиксированы на станциях 61 и 71 (профиль V), соответственно 211.88 и 205.89 г/г. (табл. 4.16). На станции 71 отмечаются максималь-

Таблица 4.16

**Содержание редкоземельных элементов в поверхностном слое осадков Тонкинского залива (г/т)**

№	№ стан-ций	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣPЗЭ	Ce/ Ce*	Eu/ Eu*	Ln <sub>n</sub> / Ln <sub>n</sub>
																	NASC	NASC	NASC
1	1	21.35	45.67	4.98	18.30	3.57	0.51	3.16	0.44	2.29	0.43	1.22	0.17	1.14	0.17	103.40	0.96	0.67	1.75
2	3	37.29	75.75	8.34	30.27	5.99	1.02	5.30	0.76	4.36	0.74	2.09	0.29	1.91	0.28	174.40	0.93	0.80	1.75
3	5	18.73	38.37	4.13	14.73	2.93	0.50	2.56	0.37	1.99	0.38	1.05	0.16	1.02	0.16	87.07	0.95	0.80	1.61
4	7	32.32	65.33	7.15	25.76	5.00	0.87	4.43	0.64	3.21	0.60	1.67	0.23	1.48	0.23	148.92	0.93	0.81	1.90
5	13	13.99	29.82	3.28	11.92	2.29	0.39	2.06	0.30	1.55	0.29	0.81	0.12	0.76	0.12	67.69	0.96	0.79	1.70
6	15	22.63	40.90	4.78	16.85	3.23	0.45	2.70	0.37	1.90	0.35	1.00	0.14	0.93	0.17	96.41	0.85	0.66	2.00
7	17	35.36	73.31	8.15	30.02	5.77	1.03	5.06	0.72	3.73	0.72	1.93	0.27	1.81	0.26	168.14	0.94	0.84	1.82
8	18	37.44	76.60	8.45	31.25	5.93	0.98	4.97	0.69	3.49	0.64	1.80	0.25	1.65	0.24	174.38	0.94	0.79	2.07
9	21	34.52	69.14	7.66	27.38	4.87	0.74	4.00	0.52	2.51	0.45	1.25	0.18	1.13	0.16	154.53	0.92	0.74	2.70
10	24	15.32	32.87	3.65	13.33	2.57	0.49	2.32	0.33	1.69	0.32	0.89	0.12	0.81	0.12	74.83	0.96	0.88	1.77
11	27	35.77	73.10	8.19	30.30	5.94	1.09	5.05	0.74	3.82	0.73	2.02	0.28	1.87	0.27	169.17	0.93	0.87	1.76
12	30	23.36	48.38	5.45	20.40	3.94	0.63	3.50	0.46	2.25	0.40	1.06	0.15	0.96	0.13	111.08	0.93	0.79	2.29
13	31	23.19	44.91	4.89	17.58	3.18	0.53	2.71	0.36	1.82	0.35	0.98	0.14	0.87	0.15	101.67	0.92	0.79	2.14
14	33	24.96	51.08	5.84	21.61	4.07	0.63	3.32	0.45	2.19	0.41	1.16	0.16	1.04	0.15	117.06	0.92	0.75	2.24
15	37	19.02	38.78	4.41	16.67	3.16	0.60	2.84	0.39	2.02	0.38	1.08	0.16	0.97	0.14	90.62	0.92	0.87	1.79
16	44	27.27	52.94	6.37	23.94	4.64	0.82	4.19	0.58	3.07	0.57	1.60	0.22	1.46	0.21	127.87	0.87	0.82	1.76
17	55	25.61	53.56	5.72	21.19	4.20	0.73	4.01	0.60	3.07	0.59	1.64	0.22	1.66	0.20	123.01	0.96	0.78	1.54
18	56	24.51	49.36	5.59	20.29	3.83	0.51	3.22	0.40	1.95	0.34	0.92	0.13	0.78	0.12	111.95	0.92	0.63	2.72
19	61	47.54	93.19	10.75	38.79	6.94	0.91	5.66	0.75	3.35	0.61	1.60	0.23	1.37	0.20	211.88	0.90	0.64	3.00
20	63	32.71	64.61	7.18	26.22	4.84	0.72	4.12	0.55	2.74	0.50	1.39	0.20	1.27	0.19	147.24	0.92	0.71	2.26
21	65	26.16	54.84	6.45	24.37	4.79	0.86	3.80	0.50	2.46	0.49	1.27	0.17	1.26	0.17	127.58	0.92	0.88	2.16
22	67	29.87	60.42	6.95	26.17	5.19	0.84	4.15	0.54	2.54	0.47	1.33	0.19	1.14	0.17	139.97	0.91	0.79	2.33
23	69	31.14	61.72	6.98	25.57	4.82	0.80	4.17	0.56	2.80	0.54	1.56	0.22	1.40	0.20	142.46	0.91	0.78	2.00
24	70	27.17	54.19	6.00	21.93	4.22	0.71	3.52	0.48	2.32	0.43	1.21	0.17	1.11	0.16	123.61	0.92	0.81	2.20
25	71	42.61	86.33	10.11	37.33	7.47	1.46	7.07	0.98	5.24	1.00	2.93	0.43	2.57	0.38	205.89	0.91	0.88	1.51
26	73	21.90	43.62	4.97	18.24	3.43	0.64	2.88	0.40	2.05	0.38	1.09	0.15	0.98	0.15	100.90	0.91	0.89	2.01
27	75	27.80	56.62	6.57	24.45	4.77	0.72	3.73	0.50	2.41	0.52	1.19	0.17	1.08	0.15	130.69	0.91	0.75	2.42
28	76	23.39	46.25	5.32	19.49	3.67	0.61	3.25	0.43	2.19	0.43	1.18	0.17	1.08	0.16	107.62	0.90	0.77	1.95
29	79	26.83	53.57	5.91	21.89	4.19	0.75	3.77	0.53	2.68	0.50	1.41	0.20	1.35	0.20	123.78	0.93	0.82	1.79
30	81	27.84	55.51	6.19	22.60	4.37	0.78	3.88	0.54	2.80	0.53	1.48	0.21	1.47	0.20	128.40	0.92	0.83	1.79
31	82	30.23	61.74	6.80	24.69	4.74	0.80	4.22	0.59	3.00	0.56	1.58	0.21	1.38	0.21	140.74	0.94	0.79	1.95
32	84	24.19	48.88	5.42	20.06	3.92	0.67	3.38	0.48	2.46	0.45	1.31	0.19	1.21	0.18	112.80	0.93	0.81	1.79
33	86	31.85	64.00	7.07	25.54	4.80	0.80	4.33	0.58	2.89	0.54	1.49	0.22	1.40	0.20	145.72	0.93	0.77	2.03
34	88	31.75	63.37	6.96	25.35	4.68	0.80	4.05	0.56	2.85	0.53	1.61	0.20	1.35	0.20	144.25	0.93	0.81	2.05
35	89	29.68	59.05	6.80	25.54	4.95	0.88	4.27	0.59	3.06	0.58	1.78	0.23	1.62	0.24	139.28	0.90	0.84	1.69
36	91	28.65	58.08	6.50	23.82	4.63	0.87	4.19	0.60	3.15	0.61	1.72	0.25	1.59	0.23	134.89	0.93	0.87	1.63
37	93	26.97	55.19	5.90	21.58	4.11	0.74	3.66	0.51	2.64	0.49	1.38	0.19	1.28	0.19	124.82	0.95	0.83	1.86
38	95	26.91	54.37	6.01	22.70	4.23	0.77	3.90	0.55	2.88	0.53	1.47	0.22	1.40	0.20	126.15	0.93	0.83	1.75
39	97	36.66	73.72	8.23	30.38	5.86	1.09	5.39	0.77	4.00	0.82	2.64	0.31	2.03	0.30	172.19	0.92	0.85	1.55



▲ **Рис. 4.40.** Содержание суммы РЗЭ (г/т) в поверхностных донных осадках Тонкинского залива. 1 – станции отбора; 2 – разломные зоны; 3 – 67.9–114.6; 4 – 114.7–132.1; 5 – 132.2–178; 6 – 178.1–211.5

ные содержания Al (8.74 mass%), Fe (6.11 mass%), Mn (0.17 mass%), повышены кларки концентраций для большинства микроэлементов в пределах их содержаний в верхней континентальной коре (UCC): Zn ( $2.0 \times \text{UCC}$ ), Pb ( $2.6 \times \text{UCC}$ ), Th ( $1.8 \times \text{UCC}$ ), V ( $1.9 \times \text{UCC}$ ), Cr ( $2.57 \times \text{UCC}$ ), Ag ( $3.4 \times \text{UCC}$ ), W ( $1.8 \times \text{UCC}$ ) [Шакиров и др., 2017].

Спектры РЗЭ, нормализованные на состав северо-американского сланца [Дубинин, 2006], на всех профилях характеризуются однотипным когерентным распределением (рис. 4.41) с четко выраженной отрицательной европиевой аномалией ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  от 0.63 до 0.89). Среднее значение  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  для Тонкинского залива 0.80, что выше, чем для NASC (0.70). Достаточно сильная положительная корреляция для европия (0.5) отмечается с типично литофильными элементами, характерными для терригенных глинистых минералов (Al, K, Li, Be, Rb, Cs), а также с группой сидерофильных элементов (Fe, Co, V, Zn, Cu). Таким образом, основными концентраторами европия являются глинистые минералы гидроксиды железа.

Цериевая аномалия в осадках Тонкинского залива слабо отрицательная, и значения  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  от 0.85

до 0.96 характерны для осадков прибрежно-шельфовых обстановок [Шатров, 2007].

Отмечается преобладание группы легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ) над тяжелыми (ТРЗЭ): соотношение  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  от 1.5 до 3.3. Все образцы обогащены средними лантаноидами: величина отношения  $\text{Gd}/\text{Yb}$  от 1.4 до 2.5. Накоплению в морских осадках легких лантаноидов способствуют существенно более высокие скорости миграции для растворимых комплексных соединений ТРЗЭ по сравнению с таковыми для ЛРЗЭ [Sholkovitz, 1995]. Кроме того, легкие и средние РЗЭ преимущественно накапливаются в осадке, так как они изоморфно замещают  $\text{Ca}^{+2}$  в минералах (фосфориты, полевые шпаты и т.д.) [Sholkovitz, 1995].

Величина отношения  $\text{Eu}/\text{Sm}$  в литературе рассматривается как показатель общей проницаемости различных блоков континентальной коры для восходящих флюидных потоков:  $\text{Eu}/\text{Sm} > 0.30$  – проницаемость высокая;  $\text{Eu}/\text{Sm} \sim 0.25$  – проницаемость средняя,  $\text{Eu}/\text{Sm} < 0.20$  – проницаемость низкая [Маслов и др., 2010]. Для осадков Тонкинского залива величина  $\text{Eu}/\text{Sm}$  (рис. 4.42) меняется от 0.14 до 0.19, что указывает на низкую проницаемость

коры. На существование литологической покрывки в Тонкинском заливе, которая задерживает миграцию углеводородных газов, указывают и измеренные концентрации метана в поверхностных осадках (от 1010 до 8000 нл/дм<sup>3</sup>) по аналогии с известными нефтегазовыми залежами в Охотском море. При этом фоновые значения метана в донных осадках Тонкинского залива достаточно высокие (3490 нл/дм<sup>3</sup>), что свидетельствует о диффузионном просачивании природного газа из источника в осадочной толще или фундаменте [Шакиров и др., 2015].

Значения модуля Страхова изменяются от 5.5 до 24.7 (рис. 4.43), что указывает на отсутствие экзальтивных проявлений в осадках Тонкинского залива [Страхов, 1976].

Анализ корреляционных связей содержаний РЗЭ с содержаниями других элементов позволяет выявить особенности их геохимического поведения. В изученных нами осадках максимальные положительные корреляционные нагрузки наблюдаются для РЗЭ с группой литофильных элементов (Ti, Al, Fe, Zr, Sc) (рис. 4.44). Высокими положительными корреляционными связями с РЗЭ характеризуется группа сидерофильных элементов (Fe, Ni, Co, V, Cr), что связано с процессами сорбции РЗЭ на оксигидроксидах железа [Дубинин, 2006; Sholkovitz, 1995]. Значимые корреляционные связи отмечаются с элементами, входящими в состав глинистой составляющей осадка (Al, K, Li, Be, Rb, Cs), поскольку глинистые минералы играют важную роль в накоплении РЗЭ. Отмечается положительная корреляция суммы РЗЭ с содержанием пелитовой фракции (см. рис. 4.40). Вы-

сокие значения коэффициента корреляции  $\Sigma$ РЗЭ с Al-Si-модулем (0.72), который рассматривается как показатель геохимической трансформации осадка, его «глинистости» (Модули).

Слабые положительные корреляционные связи наблюдаются у РЗЭ с элементами, связанными с органическим веществом (C<sub>орг</sub>, Ca, P, Ba). Наиболее значимые корреляционные нагрузки у фосфора и органического углерода с ТРЗЭ (Ho-Lu). Таким образом, биогенный фактор играет второстепенную роль в накоплении РЗЭ в осадках Тонкинского залива.

Отмечается отрицательная корреляция РЗЭ с SiO<sub>2</sub>, что свидетельствует о разных источниках поступления этих компонентов. Отсутствие корреляции РЗЭ прослеживается с Ca и Sr, т.е. источники РЗЭ не связаны с карбонатной составляющей в осадке.

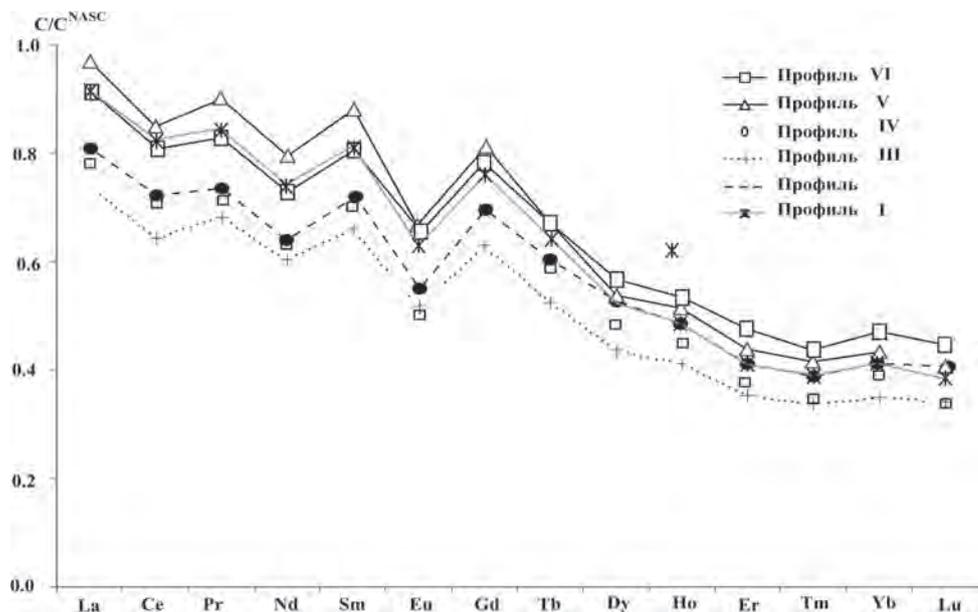
Полученные результаты относительно особенностей распределения РЗЭ в поверхностных осадках Тонкинского залива позволяют сделать следующие выводы.

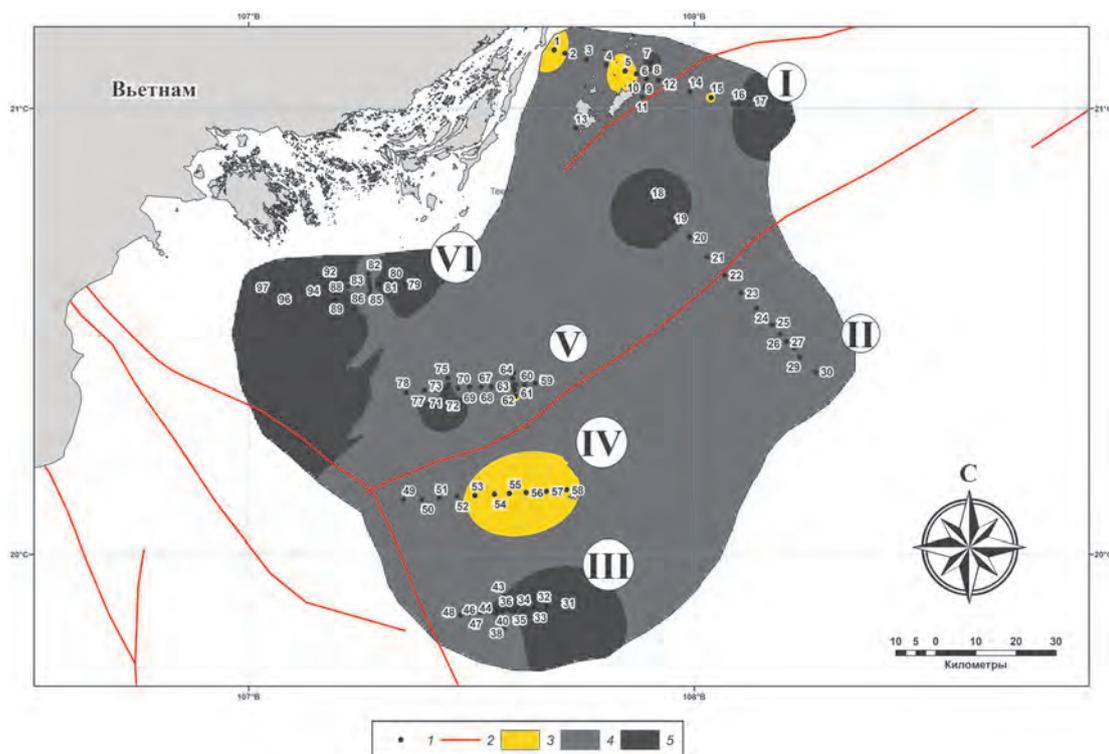
Среднее содержание РЗЭ в поверхностных осадках Тонкинского залива несколько ниже, чем в северо-американском сланце NASC.

Все спектры, нормализованные на северо-американский сланец NASC, имеют слабо отрицательную цериевую аномалию, что характеризует осадки Тонкинского залива как типичные для прибрежно-шельфовых обстановок.

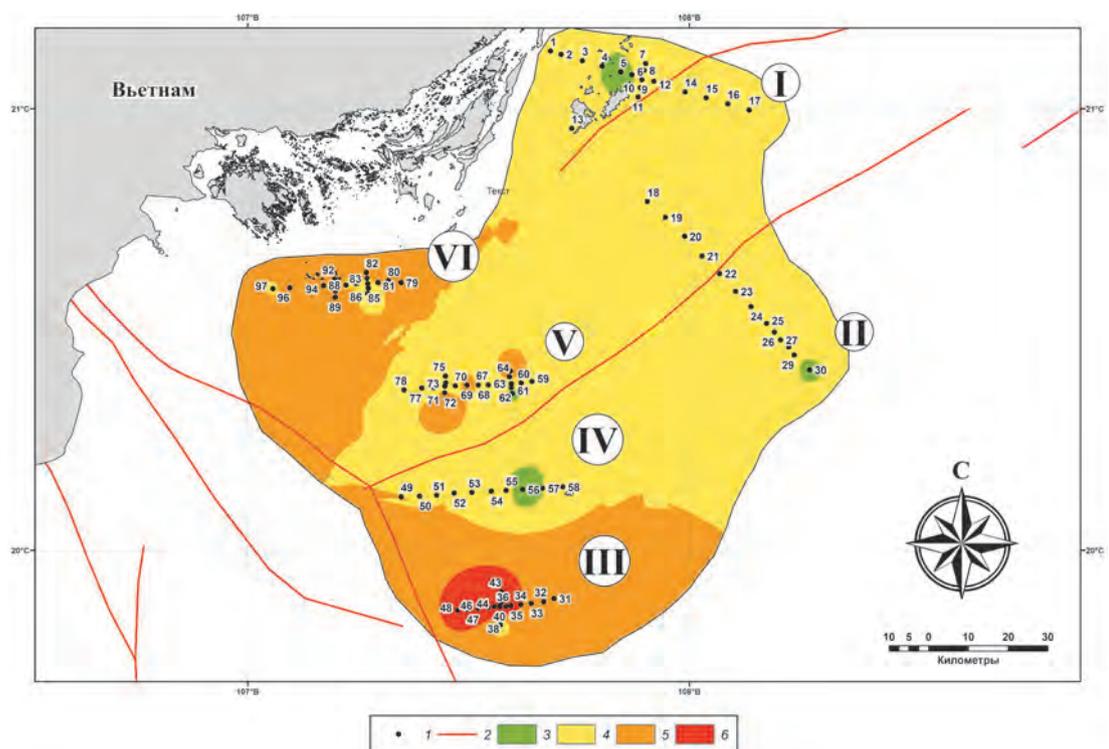
Отмечается преобладание группы легких редкоземельных элементов над тяжелыми, все образцы обогащены средними лантаноидами, что свя-

► **Рис. 4.41.** Концентрации РЗЭ в поверхностных осадках Тонкинского залива, нормализованные по содержанию в северо-американском сланце



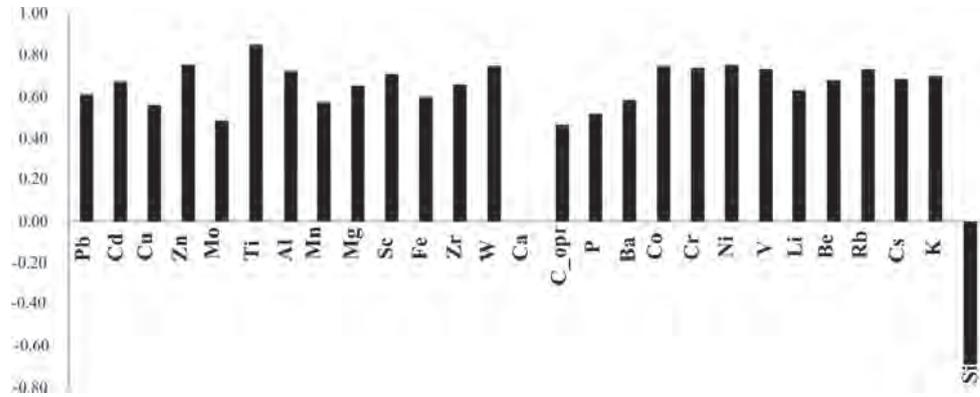


▲ **Рис. 4.42.** Значения величин  $Eu/Sm$  для поверхностных донных осадков Тонкинского залива. 1 – станции отбора; 2 – разломные зоны; 3 – 0.132–0.153; 4 – 0.154 – 0.174; 5 – 0.175 – 0.195



▲ **Рис. 4.43.** Значения литохимического модуля  $(Fe+Mn)/Ti$  (Страхова) для поверхностных донных осадков Тонкинского залива. 1 – станции отбора; 2 – разломные зоны; 3 – 5.5–7.3; 4 – 7.4–10; 5 – 10.1–14.5; 6 – 14.6–24.7

► **Рис. 4.44.** Диаграмма корреляционных связей РЗЭ с другими химическими элементами



зано с более высокими скоростями миграции для растворимых комплексных соединений ТРЗЭ по сравнению с таковыми для ЛРЗЭ. Кроме того, легкие лантаноиды интенсивнее накапливаются в минералах.

Сопоставление величин отношения  $Eu/Sm$  с измеренными концентрациями метана в осадках ука-

зывает на низкую проницаемость коры и характеризует литифицированные осадки Тонкинского залива как литологическую покрывку.

Доминирующими в накоплении РЗЭ в поверхностных осадках Тонкинского залива являются литогенный и сорбционный факторы.

## 4.9. БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ШЕЛЬФА ВЬЕТНАМА И МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В БАЗАЛЬТАХ В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ ГЕОДИНАМИКИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

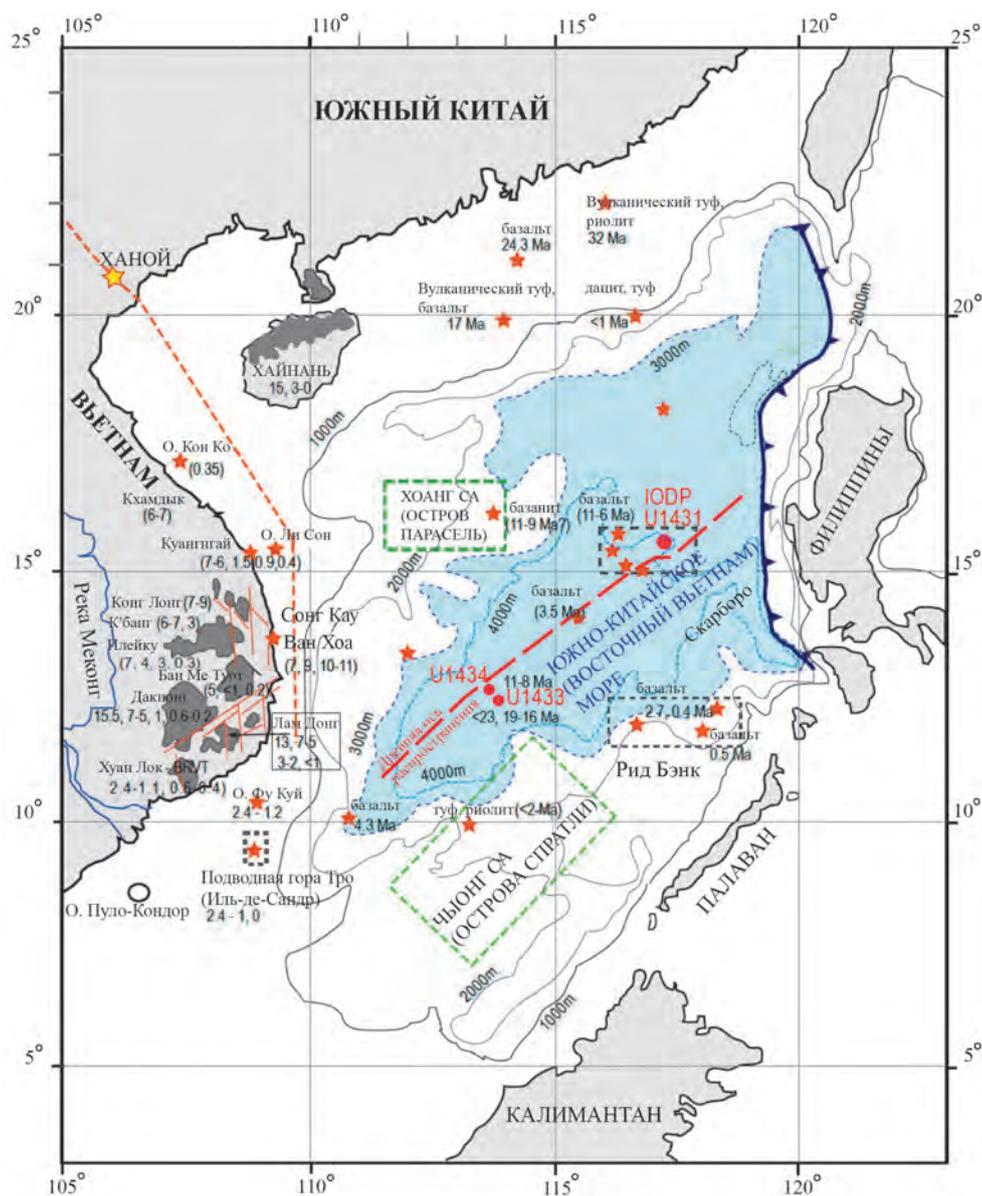
(Нгуен Хоан, Чан Тхи Хыонг, Р.Б. Шакиров,  
Ле Дык Лыонг, Ле Дык Ань, В.Т. Съедин, А.О. Холмогоров)

Формирование впадины Южно-Китайского моря (ЮКМ) сопровождалось высокой магматической активностью, в результате которой в бассейне образовались большие объемы толеитовых базальтов, а также субщелочные и щелочные базальты, содержащие оливин. Эти базальты, образованные в период после раскрытия ЮКМ (< 16 млн лет), широко распространены на юге материкового Китая, острове Хайнань, Индокитае и Таиланде. Ксенолиты (минеральные включения) ультраосновной мантии обнаружены в постспрединговых щелочных базальтах во многих местах Индокитая, особенно во Вьетнаме. Ксенолиты – это остаточные включения, которые перекристаллизовываются после плавления их источника с образованием базальтовых расплавов. Они становятся компонентом литосферной

мантии между корой и конвективной мантией. В зависимости от различных степеней плавления, которым подверглась ультраосновная порода, ее остатки имеют различное обогащение. Как правило, ультраосновные включения имеют большие диапазоны основного и микроэлементного состава, которые отражают плавление, взаимодействие расплава с породой и неоднородность источника поэтому решение задачи о происхождении источника может быть проблематичным [Warren, 2016]. Благодаря изучению изотопных систем и геохимических свойств остаточных фрагментов ультраосновного состава можно уточнить их формирование и эволюцию, а также дать определенные характеристики мантии литосферы в целом [Warren, 2016]. Следы процессов истощения состава по геохимическому

и изотопному факторам достаточно доступны для их обнаружения. Напротив, понимание процессов обогащения сложнее, поскольку следующий метасоматоз может стереть или скрыть признаки предыдущей деятельности [Ionov et al., 2005]. Многие работы показывают, что щелочные базальтовые и ультрамафитовые включения часто не имеют отношения к происхождению [Choi et al., 2008; Ionov et al., 2005; Warren, 2016]. Они выносятся базальтовыми расплавами из более глубокой мантии на поверхность с высоким эруптивным давлением. Поэтому исследования ультрамафитовых включе-

ний также косвенно помогают понять образование исходных базальтов [Hoang, 2005]. Ультраосновные ксенолиты в основном шпинель-лерцолитового состава, часто встречаются в районах Нгиа Дан, Плейку, Лам Донг, Суан Лок (Донг Най), Дат До (Ба Риа-Вунгтау: BR-VT), на континентальном шельфе острова Фу Куи и в районе подводных гор Хон Тро (Иль де Сандр) [Hoang et al., 2019a; Koloskov et al., 1986] (рис. 4.45). Результаты основаны на исследованиях, проводимых в Институте геологических исследований ВАНТ под руководством д-ра Нгуен Хоана с коллегами.



▲ **Рис. 4.45.** Схема распределения отдельных базальтовых центров во Вьетнаме и соседних районах (по [Hoang, Flower, 1998]) после раскрытия Южно-Китайского моря. Цифры рядом с местом отбора проб на шельфе Вьетнама – возраст базальтов в млн лет (неопубликованные данные Национального проекта КС.09.31/16-20). Остальные данные заимствованы из литературы: Ru and Pigott [1986], Tu et al. [1991, 1992], Lee et al. [1998], Yan et al. [2008]

Для данного исследования были отобраны образцы базальтов ряда от самых древних до самых молодых из известных извержений во Вьетнаме. Они использованы для анализа радиометрического возраста, основного и микроэлементного состава пород, а также изотопных соотношений Sr-Nd-Pb. Для изучения литосферной мантии под Вьетнамом было отобрано множество ультрамафитовых минеральных включений из щелочных базальтов в Плейку, Дук Чонг, Суан Лок (Донг Най), Дат До (BR-VT) и Хон Тро с целью изучения петрографического, элементного и изотопного состава клинопироксенов (Срх), выделенных из ультрамафитовых ксенолитов. Возраст, геохимический и изотопный составы базальтов и мантийных ксенолитовых клинопироксенов представлены в табл. 4.17 и табл. 4.18, соответственно.

Данные были объединены и сопоставлены с базальтами острова Хайнань и других районов Юго-Восточной Азии, чтобы определить сходство и различие в их мантийном источнике, механизме плавления и условиях формирования. Данные о клинопироксеновых ксенолитах мантии были обработаны для изучения геохимических особенностей обогащения-истощения субконтинентальной литосферной мантии и сравнения их геохимических характеристик с Восточно-Китайской мантией и с синспрединговыми базальтами типа СОХ в Южно-Китайском море с целью изучить геохимическую природу субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) нижней части Восточной и Юго-Восточной Азии.

Цель исследований – предложить геодинамическую модель, объясняющую взаимосвязь между раскрытием ЮКМ и вулканизмом, проявившимся вследствие тектонических процессов в регионе Юго-Восточной Азии. Для исследования привлечены материалы по континентальной части, поскольку затрагиваются аспекты геологического строения зоны перехода «континент – океан».

### **Тектоника раскрытия ЮКМ и магматическая активность**

Расширение литосферы и активность магмы находятся в физической взаимосвязи. В зависимости от типа расширения с участием сдвиговых дислокаций, коэффициента расширения ( $\beta$ ), который представляет собой соотношение мощности литосферы до и после расширения [Latin, White, 1990], может возникнуть магма. Интенсивность образо-

вания магмы зависит от скорости расширения литосферы. Например, больше магмы формируется в срединно-океанических хребтах в Тихом океане [White et al., 1987], нежели в хребтах в Индийском океане [Neal et al., 2002], расширяющихся при этом с одинаковой скоростью.

### *Синспрединговый магматизм в ЮКМ*

Процесс открытия ЮКМ произошел между 33 млн лет и (примерно) 15.5–16 млн лет [Li et al., 2014]. Магма, возникшая в этот период, называется синспрединговой. Некоторое небольшое количество синспрединговой магмы распределено на северной окраине, но в основном во внутренних частях бассейна ЮКМ.

Синспрединговые базальты были обнаружены в осевой зоне спрединга в Восточном (U1431) и Юго-Западном суббассейнах (U1433, U1434) [Li et al., 2014]; (см. рис. 4.45). В скважине U1431E, на 118 м ниже глубины 890 м от морского дна, было обнаружено 46.7 метра массивного базальта, образованного двумя вулканическими толщами, разделенными слоем гемипелагических отложений мощностью около 3.7 м. Вулканическая порода покрыта толстым вулканогенно-осадочным слоем, содержащим множество фрагментов вулканических пород и фенокристов, таких как плагиоклаз, пироксен и оливин, которые, вероятно, поступали сюда с вулканических построек, расположенных в этом районе. В скважине U1433B, расположенной рядом с осью спрединга юго-западного суббассейна, вскрыт базальтовый слой толщиной 60.8 м, отражающий два эпизода магмообразования: верхний слой пиллоулавы толщиной 37.5 м и слой массивного базальта мощностью 23.3 м. Первоначально химические данные показали, что базальты, вскрытые в скважинах U1431E и U1433B, располагаются в поле базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) [Li et al., 2014].

### *Постспрединговый магматизм в ЮКМ*

Магматизм, проявившийся после периода 15–16 млн лет, называется постспрединговым. Постспрединговое извержение базальтов происходило широко на континенте в Индокитае, Таиланде, Южном и Юго-Восточном Китае [Li et al., 2014; Qian et al., 2020; Ru and Pigott, 1986; Tejada et al., 2017; Tu et al., 1992]. Среди постспрединговых «базальтовых» регионов, Вьетнам и остров Хайнань характеризуются наиболее мощным вулканизмом этого

времени [Ho et al., 2000; Yan et al., 2018; Wang et al., 2012] (см. рис. 4.45). Все они имеют возраст извержений примерно от 15 млн лет до плиоцен-четвертичного периода (3–0 млн лет). Как и во Вьетнаме, базальтовый магматизм острова Хайнань эволюционировал от магм с высоким содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  и низкой общей щелочностью до низких  $\text{SiO}_2$ , высоких  $\text{MgO}$  и общей щелочности. Это отражает изменения в составе мантийного источника и увеличение давления плавления с течением времени [Yan et al., 2018].

В глубинной части бассейна ЮКМ постспрединговые извержения распространены вокруг оси спрединга, простирающейся от Северо-Восточного суббассейна до Центрального и Юго-Западного суббассейна [Li et al., 2014], где характеризуются возрастом от 11 млн лет до плейстоцена [Jiang et al., 2019; Qian et al., 2020; Yan et al., 2008]. Подобно геохимической эволюции постспрединговых базальтов континентальной части, постспрединговые базальты в бассейне ЮКМ демонстрируют общую эволюционную тенденцию от толеитового базальта к щелочному и субщелочному базальту [Tu et al., 1991, 1992; Yan et al., 2008]. Эта тенденция отражает плавление, по меньшей мере, двух мантийных источников при возрастающем давлении с течением времени.

Постспрединговые базальтовые извержения во Вьетнаме известны в различных центрах провинции Дак Нонг (см. рис. 4.45). Самый древний базальт, извлеченный в забое буровой скважины глубиной 250 метров на плато Дак Мил, датируется 15.4 млн лет. Этот слой составляет около 120 м, затем сменяется слоем с 7.5 млн лет и выше – 6.5 млн лет до поверхности. Вулкан Туан Ан, возраст которого составляет 1 млн лет, расположен примерно в 8 км к юго-западу от плато Дак Мил. Несколько небольших извержений, датированных примерно от 3 млн лет до позднего плейстоцена, известны примерно в 10 км к северо-востоку от

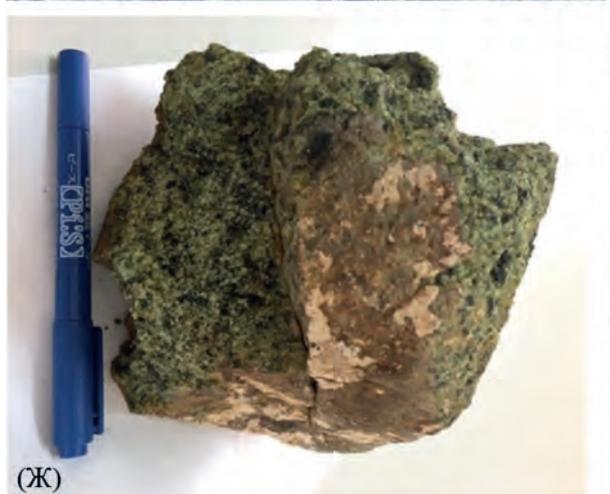
Дак-Мила. Самые молодые извержения известны в районе Кронгно, к северу от Дакмиля, – их возраст изменяется в диапазоне от 0.6 до 0.2 млн лет [Huang et al., 2019b]. В целом, постспрединговый базальтовый вулканизм проявился в провинции Дак Нонг с 15.4 млн лет, с перерывами в 15.2, 7.5, 6.8, 6.5, 3, и 0.6–0.2 млн лет. Наиболее объемными являются извержения от 15.4 до 7.5 млн лет (рис. 4.46, а, б). Базальты относятся к толеитовому типу с небольшим количеством субщелочных и щелочных базальтов, содержащих порфировый оливин (рис. 4.47, а, б).

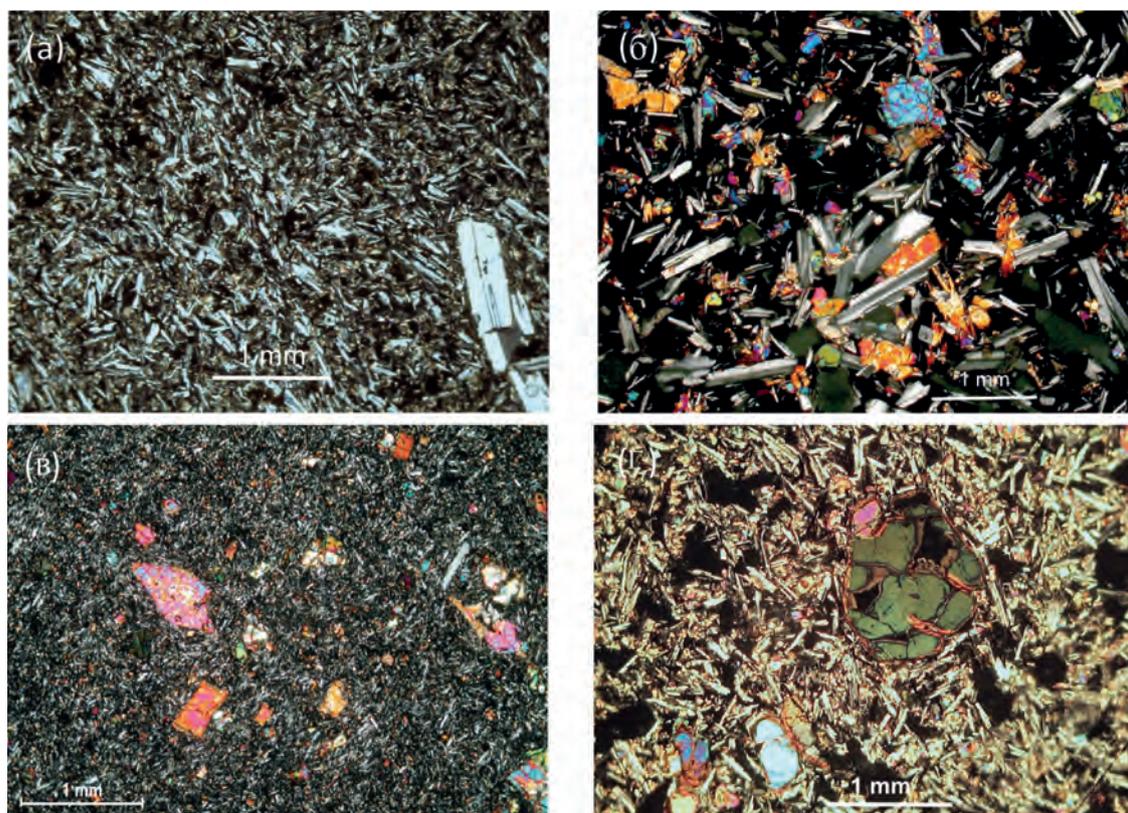
Вулканические острова Ли Сон включают большой остров Ли Сон и меньший остров Бо Бай. Острова, занимающие общую площадь около 10 км<sup>2</sup>, расположены примерно в 15 км от Куангнгай (см. рис. 4.45). Два острова, расположенные на вулканическом основании с возрастом около 12 млн лет [Lee et al., 1998] (см. рис. 4.46, в, г), образованы извержениями вулканов в 1.2, 1.0, 0.9 и 0.4 млн лет. Вулканические образования в основном представляют собой пирокластическую или высокопористую лаву. Шлаковый конус неправильной формы с большим диаметром около 1 км и высотой 140 м в центре Ли Сона, содержащий большое количество фрагментов лавы (бомб) различных размеров (см. рис. 4.46, в, г). Массивные базальты в основном представлены афировыми разностями и меньшей степени щелочными базальтами с фенокристами оливина и плагиоклаза (см. рис. 4.47, в).

Остров Фу Куи, площадью около 20 км<sup>2</sup>, расположен в пределах подводного вулканического поля площадью до тысяч квадратных километров, простирающегося до подводной вулканической области Хон Тро (Иль-де-Сандр, примерно в 40 км к югу; [Колосков и др., 2016]. Возраст извержения вулканического острова Фу Куи изменяется от 2.4 млн лет до 1.2 млн лет [Le et al., 2017, 2019], образуя верхние толщи на острове. Во время обоих эпизодов извержений формировались в основном толеитовые

► **Рис. 4.46.** Обнажения базальтов в провинции Дак Нонг.

а – обнажения 7.5 млн массивных толеитовых слоев толщиной до 3 м примерно в 8 км к юго-западу от Дак Мила; б – слои 0.6–0.4 млн массивных, содержащих оливин субщелочных базальтов, обнаженных у водопада Дрей Сап (Кронгно, Дак Нонг); в – северо-западная стена шлакового конуса Тхой Лой на острове Ли Сон, взрыв, показывающий репрезентативную стратиграфию участка 2×1 м, содержащего параллельные слои вулканического пепла, туфа и фрагментов лавы (бомбы); г – обнажение редких массивных лавовых потоков 0.9–0.4 млн лет на небольшом острове (Бо Бай, Ли Сон); четыре видимых слоя лавы толщиной от 1.2 м до 2 мм, разделенных кирпично-красными вулканическими пластическими продуктами; д – 2.4 млн лет примерно 2×1 км вулкан Хон Транх примерно в 1.5 км к югу от острова Фу Куи; е – обнажения от 1.2 до <1 млн лет массивных блоков субщелочных и щелочных мантийных ксенолитов в Генх-Ханге, остров Фу Куи; ж – ксенолит шпинелевого лерцолита, поднятый в подводной вулканической зоне Хон Тро (Иль-де-Сандр: IDC); з – ксенолиты перидотита щелочного происхождения в районе Иа Банг, ЮВ Плейку





▲ **Рис. 4.47.** Структура, текстура и минеральный состав базальтов.

Микрофотография афирового толеита (7.5 млн лет) из Дак Мил, показывающая редкий вкрапленник плагиоклаза среди в основном игольчатой плагиоклазовой микролитовой основной массы (а); тонкий срез субщелочного базальта (0.6–0.4 млн лет) с межзерновой текстурой из водопада Дрей-Сап (толеитовая структура), видны микровкрапленники оливина и плагиоклаза на плагиоклазовой и клинопироксеновой микролитовой с вулканическим стеклом в основной массе (б); микрофотография субщелочного базальта острова Ли Сон (1 млн лет), видны хорошо и слабоокристаллизованные зерна оливина во вкрапленниках на фоне микролитовой основной массы состоящей из плагиоклаза, оксидов Fe-Ti и вулканического стекла (в); щелочной базальт острова Фу Куи (около 1 млн лет) порфировая структура с вкрапленниками оливина в микролитовой основной массе из плагиоклаза и вулканического стекла (г)

и незначительное количество оливиновых субщелочных базальтов. Редкие щелочные базальтовые разности, содержащие «мантийные ультрамафитовые ксенолиты» в Генх-Ханге (см. рис. 4.46, д, е, и 4.47, г), могут иметь более молодой возраст их образования (<1 млн лет?). В 2018 г. на острове Фукуи были отобраны пробы воды (Р.Б. Шакиров) из пресноводных источников, в которых были обнаружены повышенные концентрации метана, характерные для пород обогащенных оливинами.

Район Хон Тро состоит из 4 крупных подводных вулканов, расположенных на площади около 1600 км<sup>2</sup> (около 40×40 км) [Колосков и др., 2016] (см. рис. 4.45). Образцы из района Хон Тро были получены во время нескольких морских экспедиций на НИС «Вулканолог» в 1979 и 1981 гг. [Колосков и др., 2016]. Определения возраста ба-

зальтов Хон Тро выявили, по меньшей мере, два эпизода извержения – 2.4 и 1.2–1 млн лет, последнее произошло в 1923 г. [Hoang, Flower, 1998] (см. рис. 4.45). Базальты Хон Тро в основном представлены щелочными, богатыми оливином разностями, с большим количеством мантийных шпинелевых лерцолитов.

#### Мантийные ультрамафические ксенолиты (включения)

Ультрамафические (включения) ксенолиты в основном представлены шпинелевыми лерцолитами и меньшей степени другими породами, такими как гарцбургит, верлит и дунит, которые часто встречаются в таких районах, как Нгиа Дан (Северная центральная часть), Плейку, Дук Тронг, Лок

Нинь, Гиа Кием, Суан Лок, Дат До, на континентальном шельфе на острове Фу Куи и на подводных горах Хон Тро [Hoang et al., 2019b; Koloskov et al., 1986] (см.рис. 4.45). Ультраосновные включения имеют размеры от нескольких сантиметров или до 30×20×10 см, как в Плейку, Дат До и Хон Тро (см. рис. 4.46, ж, з). Шпинелевые лерцолиты имеют крупнозернистую, порфиорокластическую, равнозернистую, ксеногранулярную или метаморфическую текстуру. Кристаллы уплотнены относительно гладкими ободками округлой формы, отражающими прошедшее плавление (рис. 4.48). Общее количество минералов составляет (в об.%): оливин (Ol) – 70–80; ортопироксен (Opx) – 19–25; клинопироксен (Cpx) – 2–5 и шпинель (Sp) – <2. Модальные данные были получены в шлифах и насчитывали >500 точек на сетке 1 мм (см. рис. 4.48). Оливин – лимонно-желтый или от зеленого до ярко-зеленого, крупнозернистый (до 2×3 мм), частично измененный. Ортопироксен – темно-серый, стекловатого облика. Кристаллы ортопироксена с четкими сколами имеют форму таблетки, удлиненную с размерами до двух на 1 мм, округлой или полуокруглой формы: Клинопироксен темно-зеленого цвета, неправильной формы, небольшого размера (<0.5×0.2 мм), распределен между сосуществующими зернами ортопироксена. Шпинель темно-красного, тем-

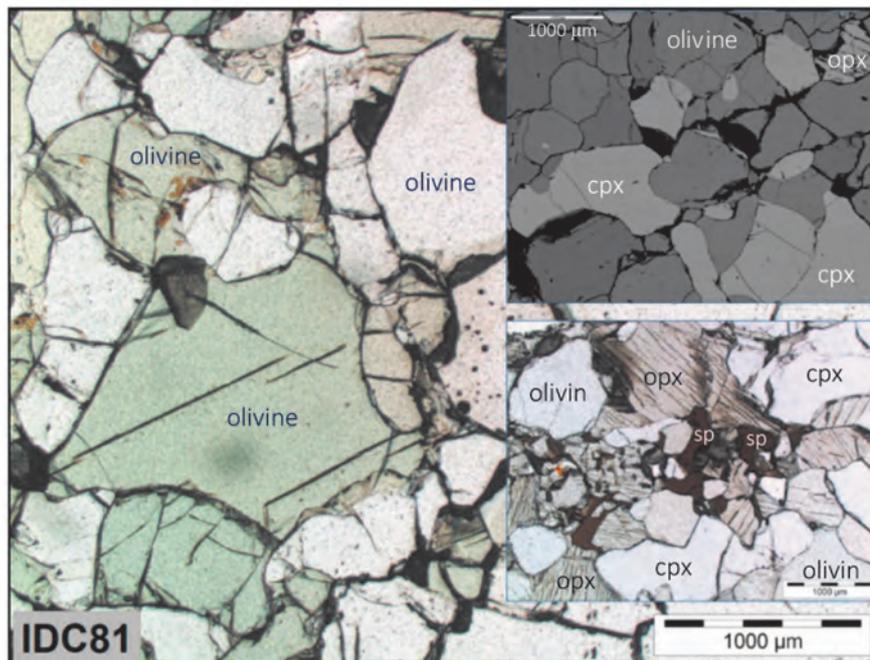
но-коричневого цвета, неправильной формы, распределена в промежутках между крупными кристаллами оливина или включена в них (см. рис. 4.48).

### Геохимический состав базальта

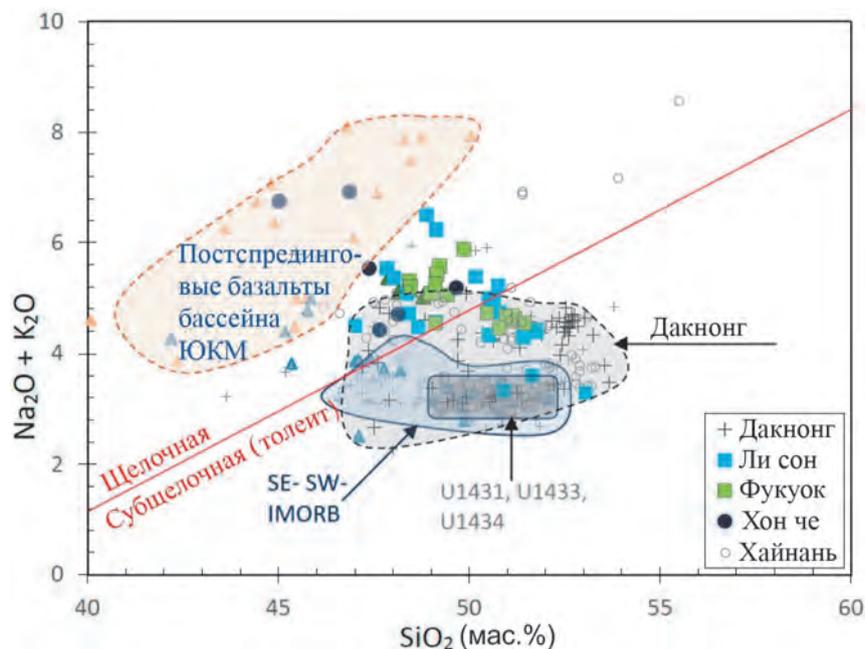
Геохимические и изотопные данные Вьетнама нанесены на карту вместе с данными о син- и постспрединговых базальтах ЮКМ [Tu et al., 1992; Zhang et al., 2018], базальтах острова Хайнань [Yan et al., 2018], Хорате [Zhou, Mukasa, 1997] и других базальтах Вьетнама [Hoang, Flower, 1998; Hoang et al., 2019a,b]. Тихоокеанская MORB [White et al., 1987] и индийская (I) MORB [Holm, 2002; Mahoney et al., 2002; Neal et al., 2002] показаны для сравнения.

### Диаграмма классификации $SiO_2 - K_2O + Na_2O$

За исключением нескольких щелочных базальтов из Куангфу с датировкой примерно 1 млн лет, большинство старых и молодых базальтов Дак Нонг (от 15.4 до 0.9 млн лет) имеют относительно высокий уровень  $SiO_2$  и низкий уровень общего содержания щелочей в субщелочном толеито-



▲ **Рис. 4.48.** Микрофотографии шлифов (Nichol =) и электронное изображение с обратным рассеянием (вверху слева) ксенолита лерцолита с метаморфической текстурой, извлеченного из Хон Тро (IDC). Видна ассоциация породообразующих минералов оливина (Ol), клинопироксена (Cpx), ортопироксена (Opx) и шпинели (Sp)



◀ **Рис. 4.49.** Классификационная диаграмма SiO<sub>2</sub> - Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O (TAS), на которой нанесены базальты Дак Нонг от 15.5 до 0.2 млн лет, Ли Сон 1.2–0.4 млн лет, Фу Куи 2.4–1.2 млн лет и Хон Троя (IDC) 2.4 млн лет до настоящего времени. Также для сравнения нанесены базальты син- и постспрединга бассейна ЮКМ (по [Tu et al., 1992; Yan et al., 2008; Zhang et al., 2018]), остров Хайнань после [Wang et al., 2012]); и поле базальтов срединно-океанического хребта SW и SE (I MORB) (по [Holm, 2002; Neal et al., 2002]). Расположение скважин U1431, U1433 и U1434 показано на рис. 4.45 (по [Li et al., 2014])

вом поле. Базальты Ли Сона (1.2–0.4 млн лет) и Фу Куи (2.4–1.2 млн лет), имеют низкое и высокое содержание SiO<sub>2</sub>, сопровождающиеся высоким и низким содержанием щелочей, распределяются соответственно в щелочном и толеитовом поле (рис. 4.49). Базальты Хон Троя имеют относительно низкий уровень SiO<sub>2</sub> и высокий уровень K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O, что видно на графике в щелочном поле (см. рис. 4.49). Постспрединговые базальты имеют относительно низкий уровень SiO<sub>2</sub> (41–50 мас.%) и очень высокий уровень K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O (4–8 мас.%), что проявляется в щелочном поле, в основном отделенном от остальных постспрединговых базальтов Южно-Китайского моря (по [Yan et al., 2008]). Базальты, распределяющиеся по синусу, имеют содержание SiO<sub>2</sub> (от 44 до 53 мас.%), соответствующее низкому содержанию K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O (< 3 мас.%), что видно на графике в области базальтов ЮЗ-ЮВ Индийский MORB (см. рис. 4.49). Хайнаньские базальты (пустые кружки на диаграмме) в основном располагаются в поле Дак Нонг, и несколько высококремнистых образцов распространяются в поле андезит-трахита (см. рис. 4.49).

### Корреляция CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - TiO<sub>2</sub>

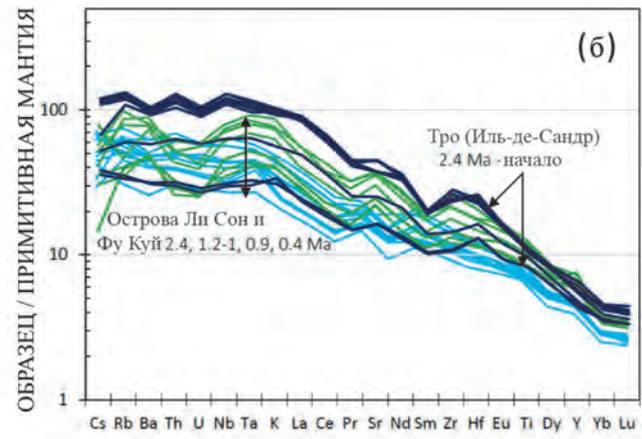
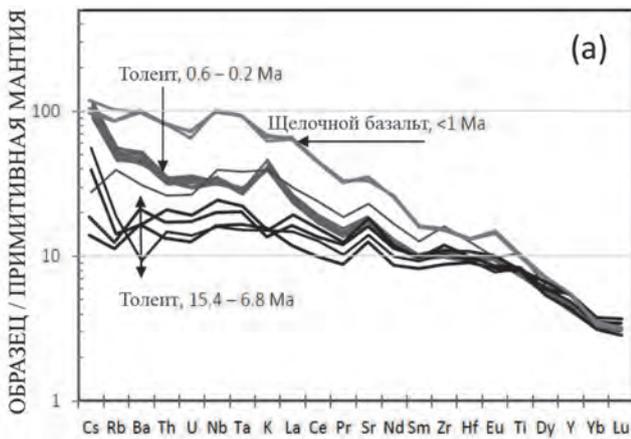
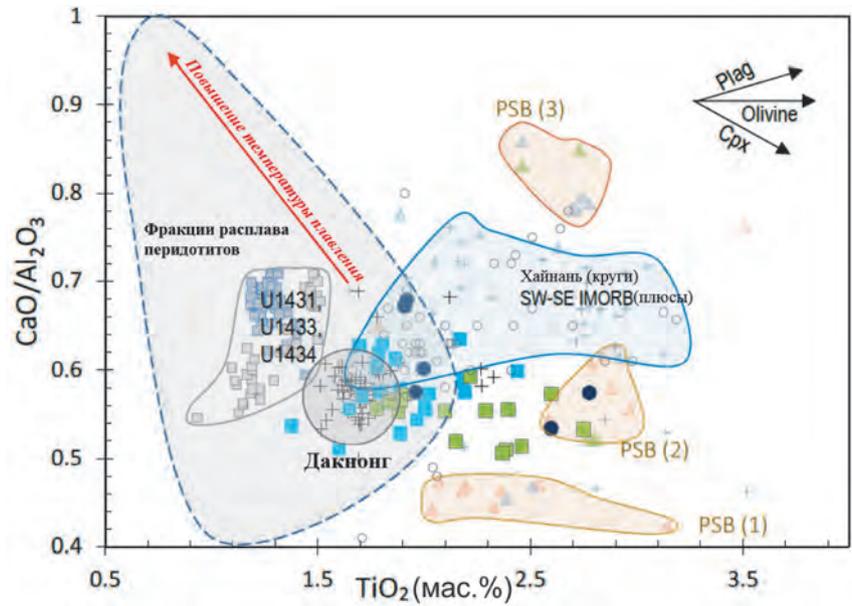
Корреляция между CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub> может отражать фракционную кристаллизацию минералов и неоднородность мантийного источника (рис. 4.50). Большинство базальтов Дак Нонг имеют относительно высокое содержание TiO<sub>2</sub> (око-

ло 1.5–1.7 мас.%) и низкое содержание CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, концентрируясь в небольшом поле. Многие базальты Ли Сон имеют более низкое (в два раза), и более высокое CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по сравнению с базальтами Фу Куи; две области этих базальтов расположены почти в двух отдельных полях (см. рис. 4.50). Образцы Хон Троя, с другой стороны, расположились в полях Фу Куи и Ли Сон. Постспрединговые базальты бассейна Южно-Китайского моря образуют три поля с низким и высоким содержанием CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и с почти одинаковым содержанием TiO<sub>2</sub>. Интересно, что один участок хайнаньских базальтов в поле ЮЗ и ЮВ I-MORB отделен почти от всех других региональных базальтов (см. рис. 4.50). Синспрединговые базальты Южно-Китайского моря с самым низким содержанием TiO<sub>2</sub> и умеренным содержанием CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по сравнению с другими региональными базальтами, показаны отдельно в левом углу на рис. 4.50.

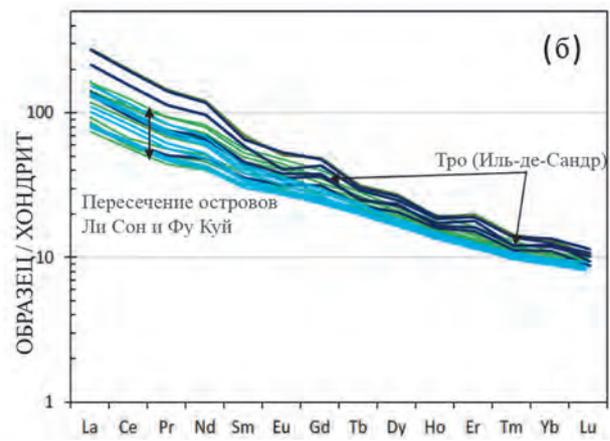
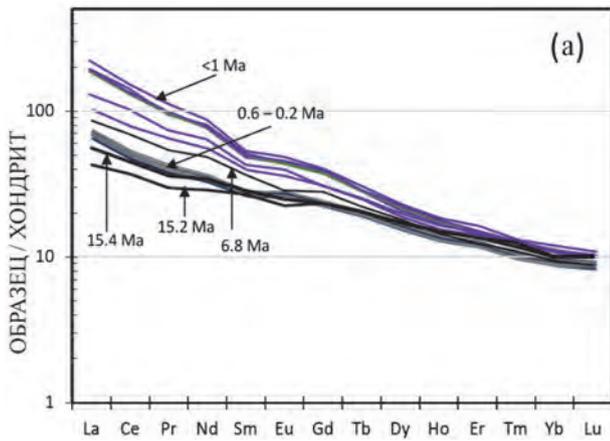
### Нормализация по примитивной мантии и хондриту

Нормализация микроэлементов по примитивной мантии (ПМ) базальтов Дак Нонг показывает плавные кривые от крайне несовместимых до несовместимых элементов без каких-либо заметных аномалий, отражающих общую особенность базальтов (рис. 4.51). Существует три геохимические группы, в том числе (1) 15.5–6.8 млн Дак Мил базальтов, имеющих самые низкие значе-

► **Рис. 4.50.** Корреляция между  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  (мас.%) для вьетнамских базальтов. Источники данных приведены на рис. 4.49. PSB: постспрединговые базальты бассейна Южно-Китайского моря



▲ **Рис. 4.51.** Спайдер диаграммы микроэлементов для базальтов Дак Нонг (а) и Ли Сон (голубой), Фу Куи (зеленый) и Хон Тро (темно-синий) базальта (б). Нормализующие данные по Sun и McDonough [1989]



▲ **Рис. 4.52.** Диаграмма распределения редкоземельных элементов нормированных по хондриту для базальтов Дак Нонг (а) и базальтов Ли Сон, Фу Куи и Иль-де-Сандр (темно-синий) (б)

ния по сравнению с примитивной мантией [Sun, McDonough, 1989], (2) группа базальтов Кронгнона 0.6–0.2 млн лет, показывающая несколько более высокие показатели по сравнению с группой (1), но намного ниже, чем (3) щелочные базальты <1 млн лет из Куангфу, около 3 км<sup>2</sup> в районе к югу от Кронгнона (см. рис. 4.45 и 4.51, а) [Hoang et al., 2019a]. Кривые нормализации микроэлементов по ПМ для базальтов островов Ли Сон и Фу Куи, помимо небольшого истощения в Th и U, показывают, что их обогащение микроэлементами, как правило, выше, чем у большинства базальтов Дак Нонг. Базальты Хон Тро демонстрируют два геохимических типа, один из которых представляет собой сильно обедненный толеит, а другой – обогащенный щелочной базальт; оба встраиваются в зону базальтов островов Ли Сон и Фу Куи (см. рис. 4.51, б).

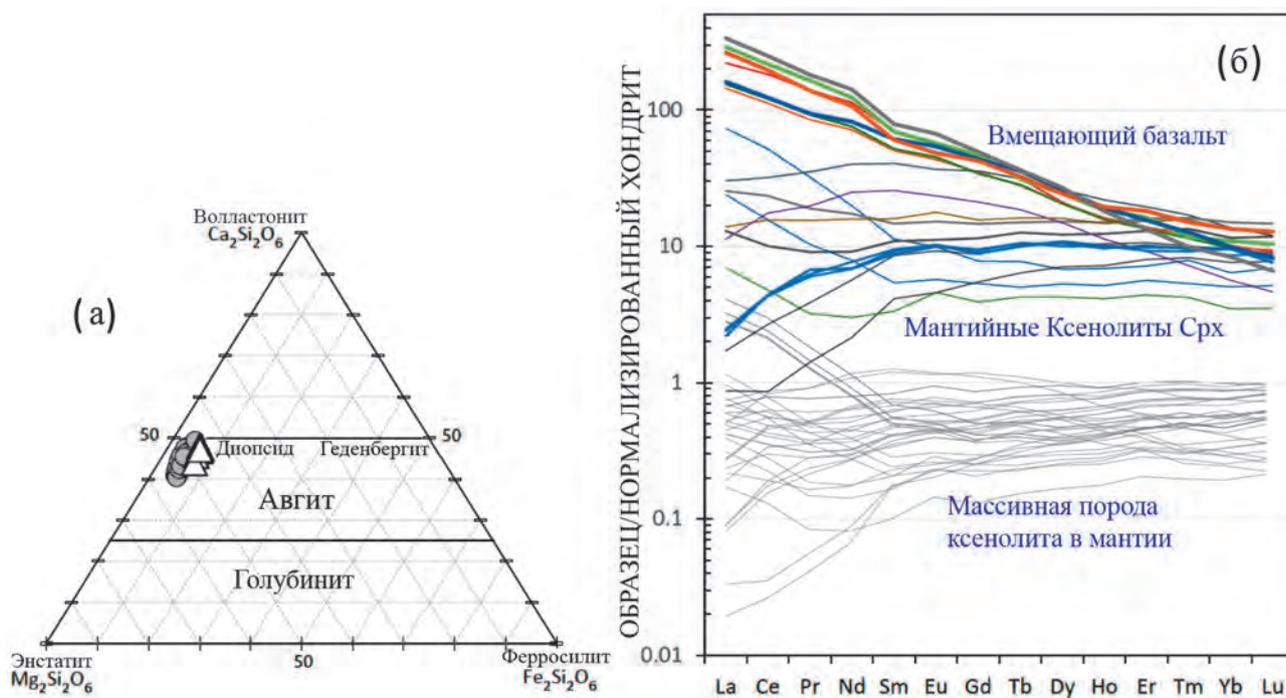
Нормализованная по хондриту конфигурация распределения редкоземельных элементов базальта Дак Нонг показывает аналогичную особенность, как и при нормализации по ПМ. А именно – базальты 15–0.2 млн лет имеют аналогичную конфигурацию, отличающуюся от более обогащенных щелочных базальтов 3–1 млн лет из Куангфу

(рис. 4.52, а). Аналогичным образом, базальты Ли Сон и Фу Куи одинаково обогащены легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ) и более обогащены по сравнению с большинством базальтов Дак Нонг. Щелочные базальты Хон Тро также обогащены ЛРЗЭ вплоть до уровня щелочного базальта Куанг Фу <1 млн лет (см. рис. 4.52, б).

### Геохимия клинопироксена

Клинопироксен в ксенолитах шпинелевых лерцолитов, имеющий состав  $En_{47.9-48.9}, Fs_{5.2-6.1}, Wo_{45.1-46.1}$ , располагается в поле диопсида, где совпадает с полем распределения мирового остаточного клинопироксена из перидотита со срединно-океанических хребтов [Warren, 2016] (рис. 4.53, а). По составу они отвечают Sr-диопсиду и в основном аналогичны среднемировым ультраосновным ксенолитным клинопироксенам.

Редкоземельный элементный состав вьетнамского остаточного Srх очень похож на клинопироксен ультрамафитовых включений из щелочных базальтов Восточного Китая [Tatsumoto et al., 1992], обогащенный тяжелыми редкоземельными элементами (см. рис. 4.53, б), что отражает остаточ-



▲ **Рис. 4.53.** Тройная диаграмма состава пироксенов для клинопироксенов из включений шпинеливых лерцолитов Вьетнама (а) и диаграмма распределения содержания редкоземельных элементов в клинопироксенах ксенолитов мантии, базальтах-хозяевах и рассчитанных объемных остаточных ксенолитах (б) (подробнее см. в [Hoang et al., 2019b]). Клинопироксены вьетнамских шпинелевых лерцолитов (заполненный круг), среднемировые ультраосновные ксенолитные клинопироксены (пустой треугольник) (по [Warren, 2016])

ный характер процесса плавления. Ультраосновные остаточные  $Sr_x$  из разных регионов Вьетнама показывают различные кривые распределения редкоземельных элементов, предполагая тот факт, что они подвергаются разной степени плавления и/или отражают геохимическую пространственную неоднородность субконтинентальной литосферной мантии (см. рис. 4.53).

### Радиогенные изотопные составы базальтов и клинопироксенов

#### Графики зависимости Sr и Nd изотопных соотношений для базальтов и мантийных клинопироксенов

Региональные базальты распределяются между обедненной мантией (P-MORB, Юго-Западный и Юго-Восточный Индийский MORB) и обогащенной мантией (EM1 и EM2). Старые и молодые базальты Дак Нонг (15.4–0.2 млн лет), имеющие относительно низкий уровень  $^{87}Sr/^{86}Sr$  и высокий  $^{143}Nd/^{144}Nd$ , расположены вместе с образцами с острова Хайнань [Tu et al., 1991], Болавен и нескольких образцов базальтов Хорат 3–2 млн лет [Hoang et al., 2019b]. Базальты Ли Сон, Фу Куи и Хон Тро имеют значительно более высокие изотопные соотношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  и более низкие изотопные соотношения  $^{143}Nd/^{144}Nd$ , чем базальты Дак Нонг, наряду с серией базальтов Хората, которые

приурочены полю обогащенной мантии (табл. 4.17, рис. 4.54).

Остаточный клинопироксен мантии имеет изотопные соотношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в диапазоне от 0.7025 до 0.7042 и  $^{143}Nd/^{144}Nd$  в диапазоне от 0.51322 до 0.51328 (табл. 4.18; см. рис. 4.54). Поле охватывает P-MORB, постспрединговые базальты Южно-Китайского моря, SWI-MORB и большую часть полей SEI-MORB, отделенных от поля обогащенных базальтов Дак Нонг и других. В целом, обедненный остаточный клинопироксен и региональные син- и постспрединговые базальты Южно-Китайского моря образуют зону смешения между обедненной мантией (OM) и обогащенным компонентом (EM2). Остаточный клинопироксен мантии Восточного Китая является более обогащенным и сильно изменчивым, чем  $Sr_x$  Вьетнама, с несколькими образцами в базальтовом поле [Tatsumoto et al., 1992].

#### Графики изотопных соотношений $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$

Базальты Дак Нонг с возрастом 15.4–0.2 млн лет образуют узкое поле, очерченное  $^{206}Pb/^{204}Pb$  от 18.3 до 18.8, и  $^{208}Pb/^{204}Pb$  между 38.25 и 38.7, отделенное от Хайнаня, Болавена, Таиланда и других вьетнамских базальтов (рис. 4.55). Базальты Ли Сон имеют самые высокие значения  $^{206}Pb/^{204}Pb$  и  $^{208}Pb/^{204}Pb$ , что соответствует полю EM2. Базальты с о. Хайнань, плато Болавен и некоторых образцов из Таиланда

► **Рис. 4.54.** Корреляция между  $^{87}Sr/^{86}Sr$  и  $^{143}Nd/^{144}Nd$  для вьетнамских базальтов и клинопироксенов мантийных ксенолитов ( $Sr_x$ , МХ-VN). Для сравнения нанесены составы синспрединговых базальтов ЮКМ (по [Zhang et al., 2018]), остров Хайнань [Tu et al., 1992]; Восточно-китайский базальт и  $Sr_x$ -после Tatsumoto et al. (1992); Болавен (южный Лаос) и Хорат (Южный Таиланд) (по [Hoang et al., 2018]). Поле данных Тихоокеанских MORB – по White et al. [1987], SW – IMORB – по Holm [2002], SE-IMORB – по Mahoney et al. [2002] и Neal et al. [2002]. Поля обедненной мантии (DM), обогащенной мантии типов 1 и 2 (EM1, EM2) по Zindler, Hart [1986]

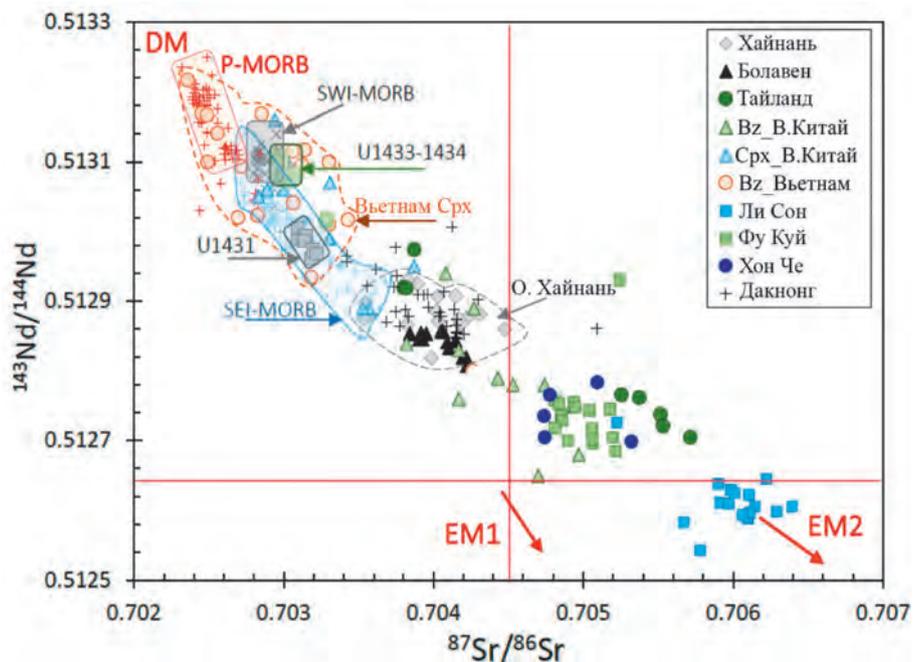


Таблица 4.17

**Возраст, геохимический и Sr-Nd-Pb изотопный составы  
репрезентативных образцов постспрединговых базальтов ЮКМ во Вьетнаме**

Номер образца	DN804-102	DN804-141	DN804-150	DNK-1-1	DNK-QP-6	IDC83-2	IDC13-K17	PQ-19	PQ-21	LS01-5A	LS01-5B	JB-1a
Возраст (млн. лет)	6.8	15.2	15.4	0.2	< 1	2.4-0	2.4-0	1.2	2.4	0.9	1.1	n = 5
Местоположение	Дак Милл*	Дак Мил	Дак Мил	Крон Но, Дак Нонг	Кван Фу, Дак Нонг	Иль-де-Сандр	Иль-де-Сандр	Фу Куи	Фу Куи	Лю Сон	Лю Сон	ГСЯ
Cs	0.22	0.44	0.31	0.72	0.83	0.95	0.17	0.28	0.10	0.42	0.40	1.38
Rb	25	12	9	28.91	54.70	73.65	31.57	25.56	25.44	45.70	37.00	40.85
Ba	216	65	116	330.70	711.30	789.3	393.4	330.23	371.25	468.32	384.32	527.10
Th	2.23	1.26	1.78	2.84	7.02	8.86	4.29	2.43	2.92	5.75	4.70	9.41
U	0.56	0.29	0.40	0.72	1.38	1.79	0.73	0.55	0.58	2.16	1.18	1.65
Nb	28.06	11.40	17.33	23.21	72.80	66.95	34.35	27.44	34.04	43.16	35.98	28.95
Ta	1.57	0.62	0.91	1.22	3.86	3.99	1.97	1.79	2.23	2.80	2.34	1.74
Pb	1.60	1.42	1.61	3.29	3.80	5.03	2.61	2.29	2.24	8.89	6.63	6.02
Sr	485.09	295.16	387.68	361.45	706.10	934.5	571.2	467.14	537.38	554.14	489.68	463.70
Zr	179.89	115.52	133.69	115.23	175.80	289.6	163.5	147.57	156.34	174.42	151.85	143.10
Hf	3.88	2.89	3.04	3.02	4.14	7.12	4.32	3.61	3.88	4.00	3.66	3.65
Y	24.28	22.21	24.94	20.09	25.48	26.38	23.62	29.29	37.21	23.05	22.39	23.83
La	20.40	10.15	13.23	16.86	45.55	63.19	30.72	19.58	41.94	30.68	25.88	39.35
Ce	42.21	22.62	27.52	31.65	81.38	117.10	57.30	36.50	46.25	59.86	50.59	69.71
Pr	5.12	2.83	3.43	3.94	9.30	13.17	6.69	4.45	10.04	6.71	5.77	7.48
Nd	22.57	13.43	15.95	16.83	35.79	54.18	30.48	19.90	43.80	27.58	24.29	27.52
Sm	5.60	4.10	4.35	4.43	7.32	9.94	6.64	4.94	9.73	5.79	5.24	5.19
Eu	1.65	1.30	1.44	1.66	2.56	3.07	2.04	1.70	3.13	1.84	1.71	1.58
Gd	5.72	4.78	4.78	5.08	7.79	9.77	7.47	5.32	9.64	5.37	5.12	5.29
Tb	0.83	0.76	0.77	0.79	1.03	1.14	0.95	0.83	1.38	0.79	0.77	0.75
Dy	4.59	4.42	4.33	4.34	5.40	6.70	5.78	4.64	7.40	4.30	4.19	4.34
Ho	0.82	0.85	0.84	0.81	0.95	1.08	0.98	0.87	1.34	0.78	0.76	0.85
Er	2.05	2.24	2.24	2.15	2.34	3.14	2.96	2.18	3.24	1.94	1.89	2.32
Tm	0.28	0.30	0.32	0.28	0.31	0.36	0.31	0.28	0.40	0.25	0.26	0.33
Yb	1.59	1.69	1.71	1.67	1.76	2.31	2.10	1.68	2.36	1.49	1.61	2.17
Lu	0.22	0.25	0.26	0.24	0.24	0.29	0.28	0.24	0.32	0.20	0.20	0.32
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.70368	0.70376	0.70381	0.70405	0.70362	0.70474	0.70478	0.70484	0.70481	0.70629	0.70567	
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.51287	0.51294	0.51289	0.51288	0.51292	0.51274	0.51277	0.51275	0.51272	0.51260	0.51258	
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	18.530	18.563	18.545	18.386	18.215	18.284	18.296	18.251	18.119	18.265	18.258	
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15.574	15.575	15.575	15.581	15.561	15.616	15.600	15.564	15.551	15.630	15.614	
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	38.623	38.619	38.626	38.433	38.261	38.737	38.578	38.329	38.208	38.374	38.322	

Примечание. ГСЯ – Геологическая служба Японии справочный материал.

Таблица 4.18

**Геохимический и Sr-Nd-Pb изотопный составы  
репрезентативных щелочных базальтовых ксенолитовых клинопироксенов мантии Вьетнама**

Номер образца	090410-33X	090410-4Ха	100411-2X	090410-3X	MC-DT-MX	ND-MX-Срх	IDC81/1-MX	IDC81/3-MX	PQ62/7-MX	VNU15-MX
Местоположение	Чу А Плейку	Хам Ронг Плейку	Плей Чиет Плейку	Бьен Хо Плейку	Нуи Чай, Дук Тронг	Нгхиа Дан (Нгхе Ан)	Хон Тро (Иль-де-Сандр)	Хон Тро (Иль-де-Сандр)	Остров Фу Куи	Даи Бо
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.703149	0.703065	0.703342	0.702854	0.703109	0.702493	0.703302	0.702824	0.702824	0.704260
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.513077	0.513041	0.512742	0.513199	0.513025	0.513225	0.513151	0.512934	0.512934	0.512800
$\epsilon_{\text{Nd}}$	8.56	7.86	2.04	10.94	7.54	11.45	10.01	5.77	5.77	3.16
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.112	18.134	18.320		17.876	18.399	17.767	18.630	18.630	18.056
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.578	15.561	15.574		15.533	15.547	15.430	15.540	15.540	15.510
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.117	38.170	38.364		37.729	38.448	37.734	38.258	38.258	38.233
La	0.20	5.98	7.11	1.64	3.27	0.40	0.51	0.56	0.56	0.09
Ce	0.52	14.13	19.28	2.87	9.40	1.61	2.66	2.59	2.59	0.98
Pr	0.13	1.69	3.13	0.29	1.38	0.34	0.60	0.54	0.54	0.30
Nd	0.97	7.84	18.14	1.36	7.14	2.56	3.10	3.09	3.09	2.60
Sm	0.61	2.16	5.96	0.49	2.34	1.26	1.36	1.29	1.29	1.42
Eu	0.26	0.85	2.06	0.26	0.99	0.52	0.57	0.56	0.56	0.66
Gd	1.08	2.87	6.98	0.77	3.07	1.61	1.74	1.86	1.86	2.44
Tb	0.23	0.54	1.12	0.15	0.58	0.37	0.36	0.38	0.38	0.49
Dy	1.72	3.69	6.30	1.03	3.90	2.55	2.64	2.55	2.55	3.29
Ho	0.40	0.84	1.22	0.23	0.82	0.58	0.56	0.54	0.54	0.71
Er	1.28	2.53	3.10	0.70	2.43	1.69	1.56	1.62	1.62	2.05
Tm	0.20	0.39	0.41	0.10	0.37	0.24	0.23	0.23	0.23	0.30
Yb	1.25	2.44	2.23	0.57	2.19	1.55	1.56	1.40	1.40	2.03
Lu	0.19	0.37	0.30	0.09	0.31	0.22	0.19	0.22	0.22	0.31

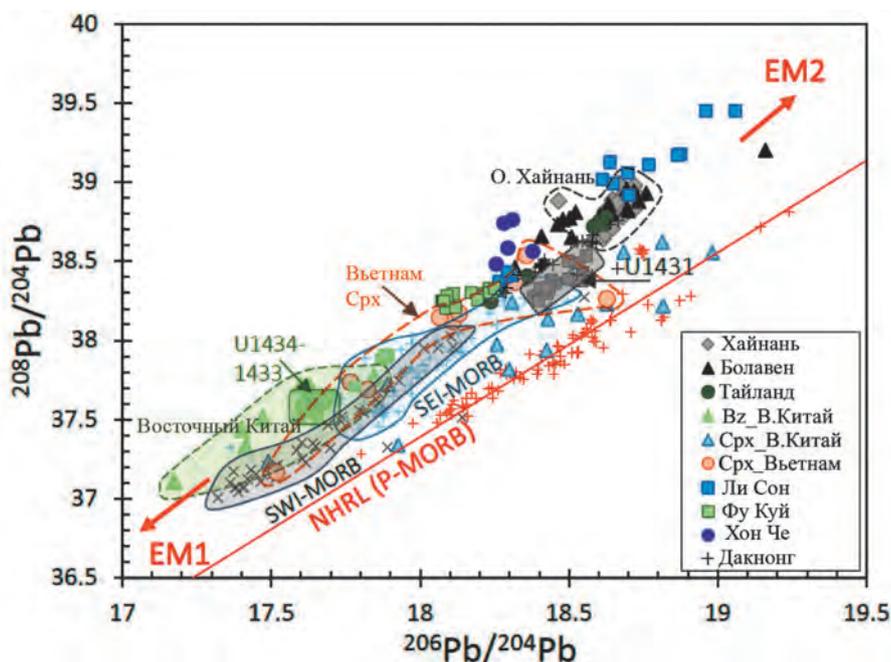
с относительно высоким содержанием  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  образуют отчетливое изотопное поле Pb, расположенное над Дак Нонг и позади поля Ли Сон (см. рис. 4.55).

Область изотопных соотношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для остаточных Срх из включений вьетнамских базальтов располагается над P-MORB, частично перекрывая поля синспрединговых базальтов Южно-Китайского моря (подобные MORB) и ЮЗ – и ЮВ Индийский MORB с общим соотношением  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (табл. 4.18, рис. 4.55). Щелочные базальты Восточного Китая имеют очень низкие значения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и располагаются близко к полю EM1, отделенному от сопровождающих их клинопиро-

ксенов из мантийных ксенолитов; с одной стороны, и других региональных базальтов и остаточных Срх из базальтов Вьетнама, с другой. Поля распределения базальтов и Срх отражают локальную и региональную неоднородность. Однако, они в целом контролируются тремя основными компонентами мантии, например, обедненной мантией (P-MORB), обогащенной мантией типа 1 (EM1) и типом 2 (EM2) (см. рис. 4.54, 4.55).

#### Геохимия мантийных источников

Геохимическая эволюция постспрединговых континентальных базальтов и в бассейне ЮКМ выявляет эволюционную тенденцию от базальто-



◀ **Рис. 4.55.** Корреляция между  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для базальтов и клинопироксенов из мантийных ксенолитов Вьетнама и других регионов. Для сравнения приведены данные из тех же источников, как на рис. 4.54

вого толеита к щелочному или субщелочному базальту [Li et al., 2014; Tu et al., 1991, 1992], предполагая, что в образовании магматических расплавов участвовали, по меньшей мере, два мантийных источника и что давление плавления со временем увеличивалось. Tejada et al. [2017] и Marquez et al. [2017] изучили изотопный состав Re-Os базальтов из скважин U1431E, U1433B и U1434 [Li et al., 2014] в возрасте 18, 15 и 12 млн лет и пришли к выводу, что в плавлении участвовали, по меньшей мере, три разных источника изотопов с образованием базальтовых расплавов, относящихся к трем периодам извержения. Исследователи предположили, что в районе скважины U1431E было, по меньшей мере, две фазы расширения; ранняя стадия контролируется смешением источников OIB-MORB и океанической коры, а более поздние фазы характеризуются более обогащенным изотопным составом Sr, Nd и Os, чем обогащенная (E-) MORB магма, и которая может быть получена из астеносферы.

Qian et al. [2020], изучив два периода извержения вулканов 11–8 млн лет и < 8 млн лет, показал, что магмы можно разделить на две разные группы. В то время как магма старшей группы (11–8 млн лет) имеет относительно обедненный изотопный и геохимический состав, изменяющийся в узком диапазоне, в то время как магмы младшей группы (< 8 млн лет) имеют более обогащенный изотопный состав Sr и Pb, который изменяется в более широком диапазоне. Эти авторы

определили, что геохимический и изотопный состав пород двух базальтовых групп был распределен между обогащенными (EM2) и обедненными компонентами мантии (DM), в которых компонент EM2 оказывал большее влияние на поздний источник мантии больше, чем в раннюю стадию. Авторы предполагают, что модель плавления является подходящей для объяснения геохимического и изотопного состава двухфазной генерации магмы. Когда литосфера непрерывно утолщается, скорость плавления мантии ниже, поэтому доля влияния EM2 становится больше. Исследователи предположили, что компонент EM2 может быть введен в источники мантии эрозией из континентальной литосферы [Qian et al., 2020]. Многие авторы сообщают о тенденции эволюции базальтов в Юго-Восточной Азии с течением времени в контексте аналогичного взаимодействия мантии и литосферы [Hoang, Flower, 1998; Sun et al., 2018; Tatsumoto et al., 1992].

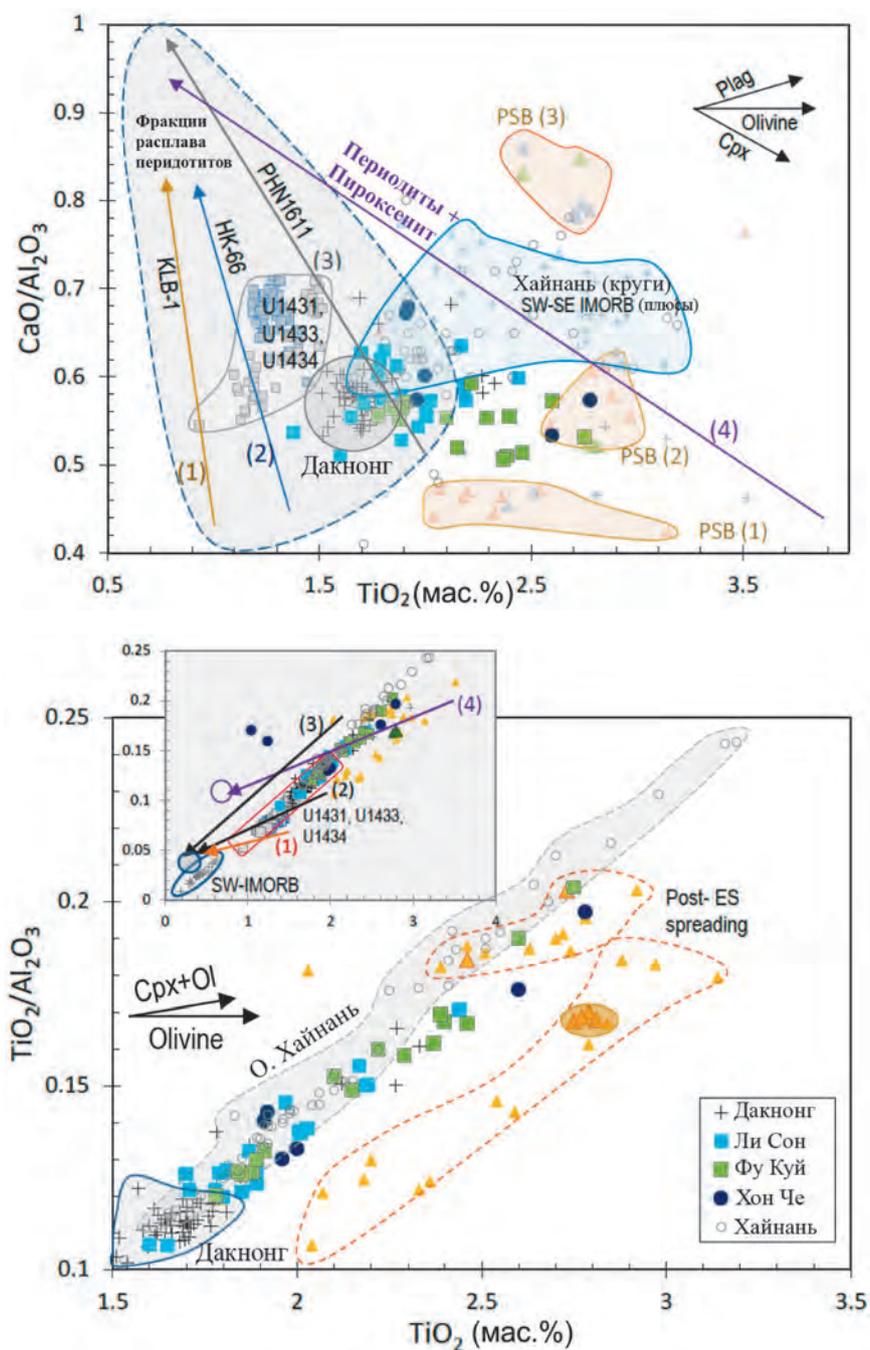
Соотношения  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , а также содержание  $\text{TiO}_2$  зависят от фракционирования клинопироксена и плагиоклаза, но практически не зависят от фракционирования оливина и поэтому являются полезными индикаторами состава источника, взаимодействия источника и эффектов фракции расплава (см. рис. 4.50).

Эксперименты с плавлением перидотита и смеси перидотит-пироксенит приводят к получению расплавов с более высоким содержанием FeO,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaAl}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  [Kushiro, 1996]. Среди них

фракции расплава смеси перидотита и пироксени-та значительно обогащены [Heinonen et al., 2013] (рис. 4.56, а, б). Корреляция между  $TiO_2/Al_2O_3$  и  $TiO_2$  не зависит от фракционной кристаллизации, включающей (например) оливин и пироксен ± плагиоклаз, любые различия между типами с низким и высоким содержанием Ti должны отражать такие факторы, как температура расплава, фракция расплава, глубина сегрегации расплава и плодородие источника [Hirose, Kushiro, 1993; McKenzie, Bickle, 1988].

Древние (15.4 млн лет) и молодые (от 7 до 0.2 млн лет) базальты Дак Нонг расположены на небольшом поле в  $CaO/Al_2O_3$  по отношению к  $TiO_2$  (мас.%) (см. рис. 4.50; 4.56, а), показывая более низкое содержание  $CaO/Al_2O_3$  ( $TiO_2/Al_2O_3$ ) и более высокое содержание  $TiO_2$  по отношению к син-спрединговым базальтам Южно-Китайского моря, и имеют характеристики между фракциями расплава перидотитов различной генерации (НК-66 и РНН 1611) (см. рис. 4.56, а, б). Поскольку базальты Дак Нонг в основном представляют собой афи-

► **Рис. 4.56.** Корреляция между  $TiO_2$  и  $CaO/Al_2O_3$  (а) и  $TiO_2/Al_2O_3$  (б); показаны экспериментальные результаты плавления перидотита из огнеупорного (KVL-1, строка 1), относительно плодородного (НК-66, строка 2) и плодородного гранатового перидотита (РНН 1611, строка 3); и гибридного перидотита – мафита (пироксенит, строка 4). Поле всех фракций расплава оконтурено. Стрелки указывают на постепенное частичное плавление от низкой до высокой фракции и высокую температуру; по Hirose, Kushiro [1993] и Kogiso et al. [1998]



ровый толеит и оливинсодержащие субщелочные базальты, можно предположить, что в магмах происходила фракционная кристаллизация оливина и клинопироксена. Если это так, то примитивный расплав Дак Нонг должен иметь более низкие содержания  $TiO_2$  и более высокие  $CaO/Al_2O_3$  (и более низкие  $TiO_2/Al_2O_3$ ) и лежать между фракциями расплава перидотитов разных петрогенетических типов (см. рис. 4.56, а, б). Примечательно, что почти все базальты Дак Нонг мощностью от 15.4 до 0.2 млн лет концентрируются в довольно узком геохимическом поле (см. рис. 4.51, а; 4.52, а), что позволяет предположить, что они, должно быть, являются дифференциатами мантийного источника возрастом более 15 млн лет назад. Базальты 2.4–0 млн лет, Фу Куи и Хон Тро, характеризующиеся значительно более высоким содержанием  $TiO_2$  и  $TiO_2/Al_2O_3$  и переменной  $CaO/Al_2O_3$ , распределены между перидотитовым и смешанным перидотитово-пироксенитовым полями. В свою очередь, видно, что поля распределения структур Ли Сон, Фу Куи и Хон Тро четко разделяются. Это означает, что они могли быть получены из различных мантийных источников (см. рис. 4.56, а, б). Это наблюдение подтверждается различием их микроэлементного и редкоземельного составов, а также изотопными характеристиками Sr-Nd-Pb (см. рис. 4.51, б; 4.52, б; 4.54; 4.55).

Базальты пост-спрединга разделяются на три отдельных поля, показывающие низкий и высокий уровень  $CaO/Al_2O_3$  (и  $TiO_2/Al_2O_3$ ) и переменный  $TiO_2$  (см. рис. 4.56, а, б).

Изменения петрографо-геохимических свойств базальтов от толеита до субщелочного или щелочного базальта последовательно сопровождаются трещинными извержениями, образующими вулканические плато, и формированием моногенных стратовулканов, которые широко распространены во многих базальтовых центрах Вьетнама и в соседних районах [Hoang, Flower, 1998; Hoang, 2020; Sun et al., 2018]. Эта тенденция показывает, что состав мантийного источника варьируется от относительно обедненного, гетерогенно обедненного до обогащенного.

Давление плавления, рассчитанное с использованием основного элементного состава, показало, что расплав толеитового базальта (вулканическая фаза ранней стадии) образуется от 1.2 до 2 ГПа, а щелочной базальтовый расплав поздней стадии образуется в диапазоне 2.2–3.2 ГПа [Le et al., 2017]. Два различных давления плавления и геохимический состав объясняются сменой магма-

тических расплавов на разных этапах плавления. Так ранний магматический расплав, образовался плавлением шпинели – перидотита в литосферной мантии, а расплав поздней стадии образован плавлением гранатовых перидотитов из астеносферы [Hoang, Flower, 1998; Le et al., 2017].

Плавление источника гранат-перидотитового состава приводит к образованию расплава с высоким содержанием компонентов легких РЗЭ, таких как La, Ce, Nd, но низким содержанием ТРЗЭ, таких как Sm, Ho, Tm [Robinson, Wood, 1998]. Напротив, при плавлении шпинель – перидотита образуется расплав с высокой концентрацией микроэлементов, в том числе редкоземельных элементов (см. рис. 4.51, 4.52). Однако нормализованные кривые распределения редкоземельных элементов по хондриту вьетнамского базальта не показывают аномалии относительного истощения ТРЗЭ (см. рис. 4.51, 4.52). Объяснение состоит в том, что астеносферные расплавы могут взаимодействовать с гранатсодержащими мафическими линзами в мантии литосферы или нижней коре во время их прохождения к поверхности. Если это так, то базальтовый расплав, образованный смесью разного генезиса, также будет иметь низкий состав тяжелых РЗЭ, тем самым гомогенизируя их сигнатуру, вызванную плавлением граната-перидотита [Hoang et al., 2019b; Hong-Anh et al., 2018; по Robinson, Wood, 1998].

В контексте описанного выше, разница в дифференциации вещества в процессе плавления молодых и древних пород может приводить к изменениям в составе микроэлементов, а также перераспределению радиогенных изотопов, особенно Sr и Pb (см. рис. 4.54, 4.55).

## Геохимия субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ)

Мантийные ультраосновные ксенолиты, как правило, характеризуются геохимическим истощением, поскольку они пережили плавление. Однако, став компонентом мантии литосферы, остатки мантии могут взаимодействовать с мафическими жилами и расплавами, вызывая метасоматизм, приводящий к повторному обогащению и геохимической неоднородности [Konzett et al., 2020; Nguyen and Kil, 2019]. Хотя процесс истощения, может быть, легко проследить с помощью систем радиогенных изотопов, исследование процесса геохимического обогащения и его хро-

нологии является проблематичным [Ionov et al., 2005].

Определение возраста системы изотопов Sm-Nd для ультрамафитовых остатков с помощью термодинамического и геохимического моделирования является одним из подходов к пониманию геодинамических процессов фракционирования изотопов элементов магматических расплавов и включений [DePaolo, 1981]. Возраст модели Sm-Nd для образцов остаточного Срх во Вьетнаме, о котором сообщают Нгуен Хоанг [Hoang, 2005], Тран и Хоанг [Tran, Hoang, 2018] и Хоанг и др. [Hoang et al., 2019b] показывает, что мантия литосферы ниже структуры Плейку, и ее окрестности подверглись значительным изменениям в геодинамической обстановке с середины девона до конца каменноугольного периода.

В районах зон Далат и Дук Тронг (провинция Лам Донг) критические геодинамические фазы, возможно, происходили от средней юры до поздней юры (175–144 млн лет назад). Возраст модели Sm-Nd составляет всего 2.64 млн лет под подводной вулканической областью Тро на ЮВ континентальном шельфе Вьетнама (рис. 4.45). Геодинамические события должны быть достаточно сильными, чтобы повлиять на большие масштабы, достаточные для того, чтобы вызвать плавление и взаимодействие с окружающими породами, изменив эволюционное направление систематики изотопов Sm-Nd [Carlson, Lugmair, 1981; DePaolo, 1981].

Во Вьетнаме распространение базальтов происходило с перерывами с 15.4 млн лет до настоящего времени, как и базальтов во многих районах Восточной и Юго-Восточной [Hoang, Uto, 2006; Tatsumoto et al., 1992; Tu et al., 1991, 1992]. Эти базальты содержат аномалию изотопа свинца DUPAL, индийскую мантийную изотопную метку Pb [Hart, 1984]. У них относительно более высокие соотношения  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) по сравнению с  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , чем у Pacific-MORB (например, White et al., 1987). Син- (и пост-) распространение базальта в бассейне Южно-Китайского моря [Li et al., 2014; Zhang et al., 2018] произошло после расширения океанической коры и подъема астеносферы, и все они в некоторой степени демонстрируют двойственные характеристики (см. рис. 4.54, 4.55) [Jiang et al., 2019; Qian et al., 2020; Zhang et al., 2018]. Причиной аномалий изотопов свинца может быть (1) влияние индийского мантийного плюма под морем Тетис [Hoang et al., 1996; Flower et al., 2001], (2) из-за эндогенной эрозии основания ки-

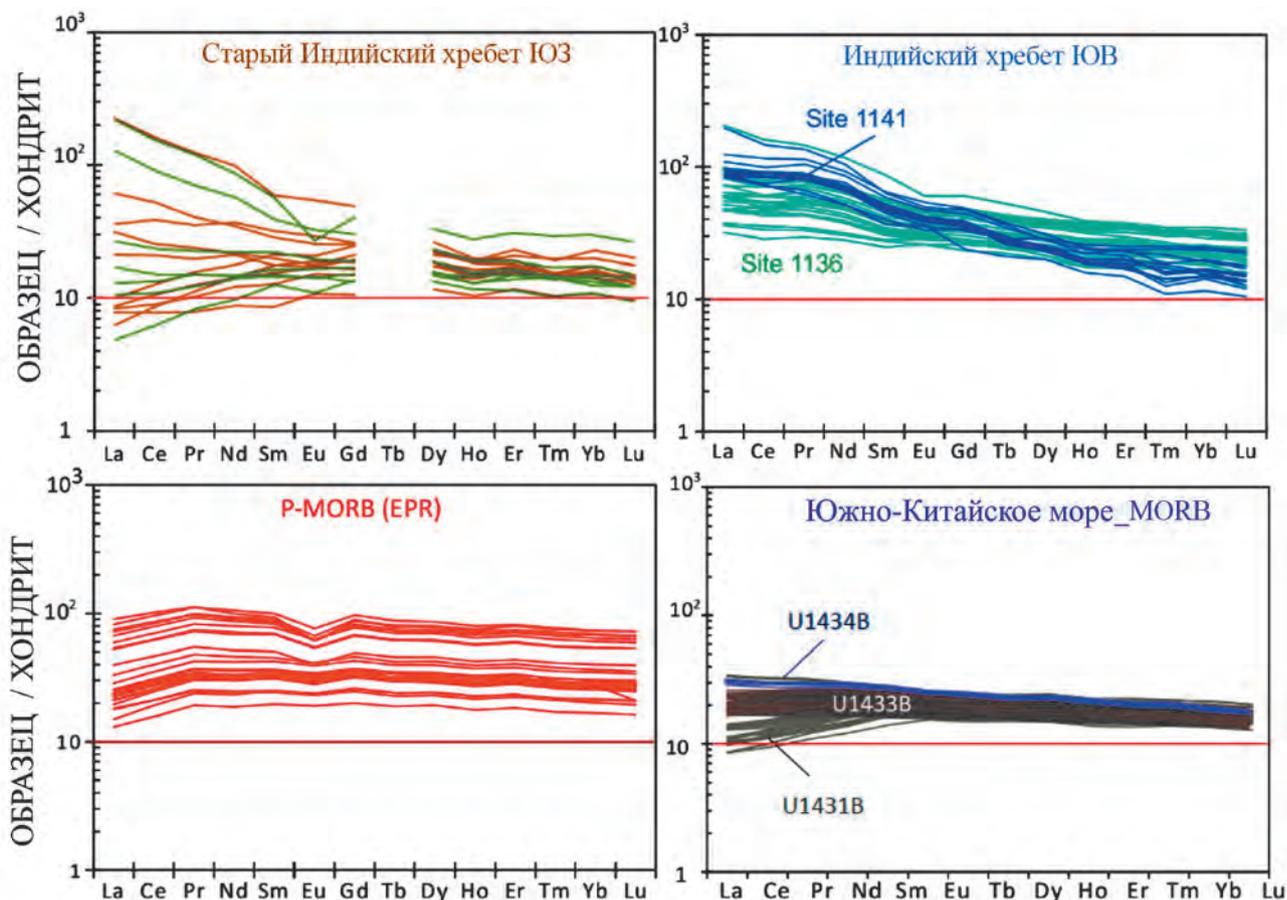
тайско-корейского кратона под влиянием конвективного мантийного течения [Menzies et al., 1993], и (3) следствие проявления сверхглубинных процессов на границе ядро – нижняя мантия [Yan et al., 2018 и ссылки в нем].

### Геохимия базальтов в Восточной и Юго-Восточной Азии

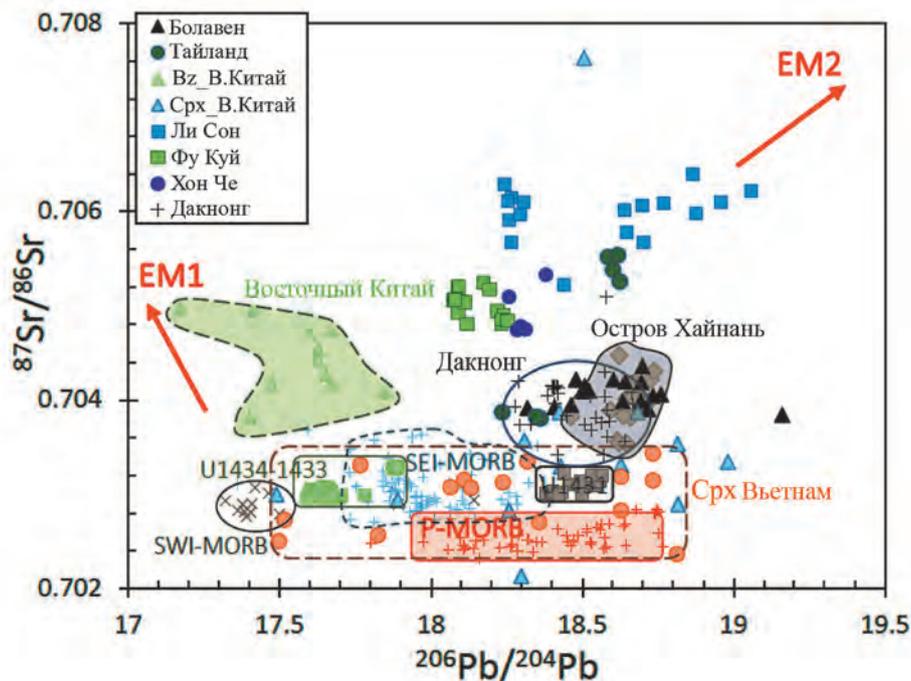
Синспрединговые базальты Южно-Китайского моря бедны легкими редкоземельными элементами (рис. 4.57). Базальт в двух буровых скважинах, U1433 и U1434 (ЮЗ суббассейн), более обогащен легкими редкоземельными элементами по сравнению с U1431 (Восточный суббассейн), из которых U1434 выше, чем U1433 [Zhang et al., 2018].

MORB подобное распределение в Южно-Китайском море между полями MORB, полученных для ЮЗ и ЮВ районов, в изотопных корреляциях (см. рис. 4.54, 4.55), охватывающих поле Срх ксенолитов Вьетнама, предполагает, что они могут иметь общий источник. Среди MORB подобных базальтов Южно-Китайского моря те, что находятся в Юго-Западном суббассейне, богаче EM1, вблизи поля SW-IMORB, чем базальт Восточного суббассейна, близкие к полю SE-I-MORB, тяготеющий к домену EM2 (см. рис. 4.54, 4.55). Поскольку MORB подобный базальт Южно-Китайского моря появился во внутриплитной среде, их обедненные элементные и изотопные характеристики предполагают, что они являются дифференциатом обедненного (и тугоплавкого) источника в верхней мантии [Turner, Hawkesworth, 1995].

Некоторые полагают, что богатый EM1 изотопный компонент в восточно-китайских базальтах имеет происхождение СКЛМ [Fan et al., 2000; Menzies et al., 1993; Tatsumoto et al., 1992]. Однако, как показано на рис. 4.58, поле восточно-китайских базальтов тяготеет в сторону EM1 по сравнению с их соответствующими остаточными Срх SCLM, которые рассеяны между полями P-MORB и I-MORB; следовательно, они могут происходить только из более глубокой мантии. Некоторые исследователи предполагают, что основание китайско-корейского кратона, богатого компонентом EM1, было эродировано эндогенными воздействиями в результате чего его мощность от более 120 км в палеозое уменьшилась около 60 км в кайнозое [Fan et al., 2000; Menzies et al., 1993]. Эродированное вещество, возможно, было смешано в мантии с образованием смеси DM и EM1, став мантийным источником богатого EM1 позднекайнозойских ще-



▲ **Рис. 4.57.** Хондрит с нормализованными характеристиками редкоземельных элементов из базальтов синспредингового периода (по [Zhang et al., 2018]) по сравнению с SW-, SE-индийской и тихоокеанской (P-) MORB. Источники данных такие же, как на рис. 4.54



◀ **Рис. 4.58.** Графики  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  против  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для вьетнамского базальта и мантийного ксенолита клинопироксена и других регионов для справки. Источники данных такие же, как на рис. 4.54. Восточно-китайский базальтовый и мантийный ксенолит находится в разных областях по сравнению с таковыми из Вьетнама и других стран

лочных базальтов в современном Восточном Китае [Deng et al., 2007].

### Эволюция мантийного источника син- и постспрединговых базальтов Южно-Китайского моря

Постспрединговые базальты (<15.4 млн лет назад) на континенте Индокитай, о-ве Хайнань и в бассейне Южно-Китайского моря отражают природу внутриплитной магмы [Tu et al., 1991, 1992; Hoang et al., 1996; Le et al., 2017, 2019], значительно отличающейся от магмы, производной для синспрединговых базальтов Южно-Китайского моря [Yan et al., 2008; Zhang et al., 2018; Jiang et al., 2019; Qian et al., 2020]. На территории Вьетнама постспрединговые базальты изливались периодически примерно с 15.4 млн лет до позднего плейстоцена, но наиболее масштабным этот процесс был только в течение 15.4–8.5, 7.5–4.5 и 3–0 млн лет [Hoang, 2020]. Многие фазы извержения демонстрируют свои отчетливые геохимические и изотопные характеристики (базальты Ли Сон, Фу Куи и Хон Тро). Однако, несколько базальтовых центров демонстрируют почти однородные геохимические характеристики в течение длительной истории извержений (например, Дак Нонг). В целом, ранние базальты относительно обеднены изотопным составом Sr-Nd-Pb и рядом элементов (Rb, Ba, легкие РЗЭ), что отражает несколько истощенный мантийный источник [Hoang et al., 1996]. Более поздние базальты, как правило, обогащены и изотопно гетерогенны, что отражает более гетерогенно обогащенный мантийный источник и (или) взаимодействие с гетерогенной субконтинентальной литосферной мантией (СКЛМ). Неоднородность объясняется тем, что магматический расплав взаимодействует с СКЛМ на своем пути к поверхности [Hong-Anh et al., 2018]. Это явление было объяснено и обобщено в работах Sun и др. [2018]. Геодинамическая модель мантии, которая объясняет образование базальта после спрединга Южно-Китайского моря, предполагает возможность смешивания истощенного мантийного источника с компонентом, богатым EM1, до взаимодействия с материалом SCLM, богатым EM2, или нижней корой [Hoang et al., 2019a].

В последние годы для объяснения петрогенеза син- и постспрединговых базальтов часто использовалась концепция мантийного плюма [Wang et al., 2012; и ссылки в этих работах]. Сторонники мантийного плюма подчеркивают одну из наибо-

лее значимых изотопных особенностей, характеризующих существование мантийного плюма, – это наличие в этих базальтах изотопных отношений близких к отношениям, характерным для обогащенных компонентов мантии (EM1 и EM2), которые, по их мнению, доставляются из ее глубинных горизонтов [Yan et al., 2018]. Так или иначе эти интерпретации остаются дискуссионными [Sun et al., 2018]. Несколько авторов использовали механизм мантийного плюма (например, [Yan et al., 2018; Yang et al., 2019]) для объяснения динамики открытия Южно-Китайского моря и связанной с ним магмы. По мнению авторов, поддерживающих теорию мантийного плюма, миоцен-четвертичные извержения вулканов на больших площадях и в больших объемах, таких как Хайнань, Южный и Юго-Восточный Китай, в бассейне Южно-Китайского моря и в Таиланде, являются продуктом плавления мантийного плюма Хайнаня [Yan et al., 2018]. Районы, на которые влияет Хайнаньский плюм, также включают территорию Вьетнама [Hong-Anh et al., 2018]. По данным, приведенным в этих работах, хайнаньский мантийный плюм действует не только при открытии Южно-Китайского моря (33–16 млн лет), но и является основной движущей силой плавления мантии, вызывая вулканизм не только в бассейне Южно-Китайского моря (33 млн лет – настоящее время), но и во всей Восточной и Юго-Восточной Азии [Yang et al., 2019, и ссылки в нем]. Тем не менее, в этом подходе остается много противоречий. Например, геохимические и изотопные различия между базальтами регионов; наличие данных сейсмографии о тихоокеанской палеосубдукции, обнаруженной в том числе в переходной зоне мантии (410–660 км) ниже ЮВ Китая [Zhao et al., 2021], и другие факторы.

### Модель мантийного течения

Жоливе и др. [Jolivet et al., 2018] обобщают тектонические исследования Индийской плиты, сталкивающейся с Евразией, и ее геодинамические последствия, такие как образование зон межконтинентальных разломов, от Гималаев до окраин Азиатской плиты, где задуговые бассейны, например, Японское море, сформировались чуть выше зон субдукции Тихого и Индийского океанов. Однако эти авторы говорят, что роль экстрезии и субдукции в контроле разрушения внутри азиатской плиты на таком большом расстоянии (от зоны воздействия) не была полностью объяснена. Срав-

нивая кинетические орбиты плит и литосферные блоки с 50 млн лет назад с направлениями мантийных течений, полученными из сейсмотомографических и других данных, Жоливе и др. пришли к выводу, что астеносферные потоки контролируют связь между вытеснением плиты и тектогенеза по типу back-arc. Мантийный поток, возникший из зоны ниже Южной Африки, переместил Индию более чем на 3000 км вглубь Азии. Затем поток мантии вторгается в Азию до океанических впадин, приводя к перемещениям субдуцированных плит, формируя форму и динамику региональных разломов и дуг. Авторы также предположили, что деформация континента астеносферным потоком позволила по-другому взглянуть на процесс разрушения континента и породила новое направление исследований динамики мантии под континентом в прошлом [Jolivet et al., 2018].

В работе Жоливе и др. [Jolivet et al., 2018] содержится несколько выводов о деформации Азии с того времени, как Индия начала сталкиваться и вытеснять Азию около 50 млн лет назад: деформация Азии обусловлена (1) потоком астеносферы, происходящим из аномальных низкоскоростных областей ниже Южной и Западной Африки и юго-западной части Индийского океана, достигающим окраинных морей в западной части Тихого океана, (2) сжатие, инициированное из зон столкновения континентов в литосфере, и (3) смещение плиты на восток и юго-восток от зоны столкновения.

Тем не менее, по мнению авторов этой монографии, несмотря на широкое признание вышеописанных взглядов, в этой концепции существует слишком много противоречий, чтобы принять ее за объективную гипотезу.

### *Тектоника открытия Южно-Китайского моря, индуцированная магма и роль мантийного потока*

Считается, что извержения вулканов непосредственно во впадине Южно-Китайского моря, во Вьетнаме и в других районах Юго-Восточной Азии в целом связаны с расширением литосферы системами глубоких разломов [Li et al., 2013] в сочетании с подъемом мантии, последовавшим за закрытием моря Тетис из-за столкновения индийской плиты с Евразией [Le et al., 2017; Jolivet et al., 2018]. Декомпрессионное плавление мантийного материала обычно происходит из-за тектонической активности расширения, проявляющейся в больших масштабах и оказывающей глубокое

влияние на литосферный мантийный слой. Существует два основных типа растяжения литосферы: равномерное растяжение и растяжение со сдвигом [Latin, White, 1990]. Интенсивность растяжения определяется коэффициентом растяжения  $\beta$ , который представляет собой отношение толщины земной коры до и после растяжения. При нормальном нагреве мантии (1280 °C) плавление под давлением возможно только при  $\beta > 2.8$ , но при нормальном нагреве мантии растяжение сдвига не может вызвать плавление под давлением [Latin, White, 1990]. При более высоких, чем обычно, тепловых условиях мантии, предполагающих 1480 °C, равномерное расширение литосферы может привести к плавлению с коэффициентом всего  $\beta > 1.5$  (по сравнению с растяжением при сдвиге).

Сейсмические данные и материалы глубоководных скважин в Южно-Китайском море вдоль и вблизи старой оси растяжения океана выявили слои базальтов и вулканогенно-кластических отложений, формировавшихся одновременно с синспрединговой тектоникой Южно-Китайского моря (>16 млн лет) [Li et al., 2014] (см. рис. 4.45). По мнению авторов раздела, появление синспрединговых магм в Южно-Китайском море не является регулярным, непрерывным и объемным, оно определяется только характеристиками (скорость и масштаб) спрединга от медленного до среднего океанического (20–35 км/млн лет) [Larsen et al., 2018]; хотя где-то спрединг происходит быстро, до 70–80 км/млн лет (Li и др., 2014). Подробно изучая сейсмическую стратиграфию и залегание магмы в ЮЗ суббассейне Южно-Китайского моря, Li et al. [2013] обнаружили многочисленные подводные вулканы, возраст которых в основном составляет 5 млн лет: они произошли примерно через 10 млн лет после прекращения открытия Южно-Китайского моря [Li et al., 2014]. В этом источнике отмечено, что магма не коррелирует с региональной тектонической активностью. В связи с обнаруженными в этом районе разломами эти авторы указывают, что особенности спрединга ЮКМ еще далеко не изучены.

Таким образом, раскрытие Южно-Китайского моря произошло в период с 33 по 16–15.5 млн лет и сопровождалось базальтовыми извержениями с формированием синспрединговых базальтов, в рамках механизма плавления мантии-декомпресии одновременно с формированием океанической коры. Синспрединговые базальты ЮКМ геохимически истощены, и похожи на базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB) и значительно

отличаются от типичных внутриплитных базальтов. Постспрединговые извержения вулканов в регионе Южно-Китайского моря (<16–0 млн лет) широко распространены и известны на шельфе и в прибрежных континентальных районах Вьетнама, а также – в Южном и Юго-Восточном Китае, на острове Хайнань, в Южном Лаосе, Таиланде и во многих других частях Азиатского континента.

Постспрединговые магмы во Вьетнаме, Южном Лаосе, Таиланде и на острове Хайнань характеризуются внутриплитной геохимией и состоят из толеитов, субщелочных и щелочных базальтов, которые обладают различными геохимическими свойствами редкоземельных элементов, что отражает переход источника плавления от шпинелевого перидотита к гранатовому перидотиту с течением

времени. Изотопный состав отражает существенную неоднородность магм, как во времени, так и в пространстве.

Образование Южно-Китайского моря (и других окраинных морей в западной части Тихого океана) и связанный с этими процессами магматизм являются одним из последствий динамики смещения мантийных потоков, которые, вследствие ротационных процессов перемещаются из-под краевых частей Евразийского континента в восточном направлении – в сторону Тихого океана.

В связи с приведенными данными, можно заключить, что геологические исследования в ЮКМ требуют продолжения, в том числе с использованием современных геолого-геофизических методов для получения представительных данных по магматизму этого уникального региона.

---

## 4.10. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ОСТРОВА КАТБА. ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮЖНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО ВЬЕТНАМА (2019 г.)

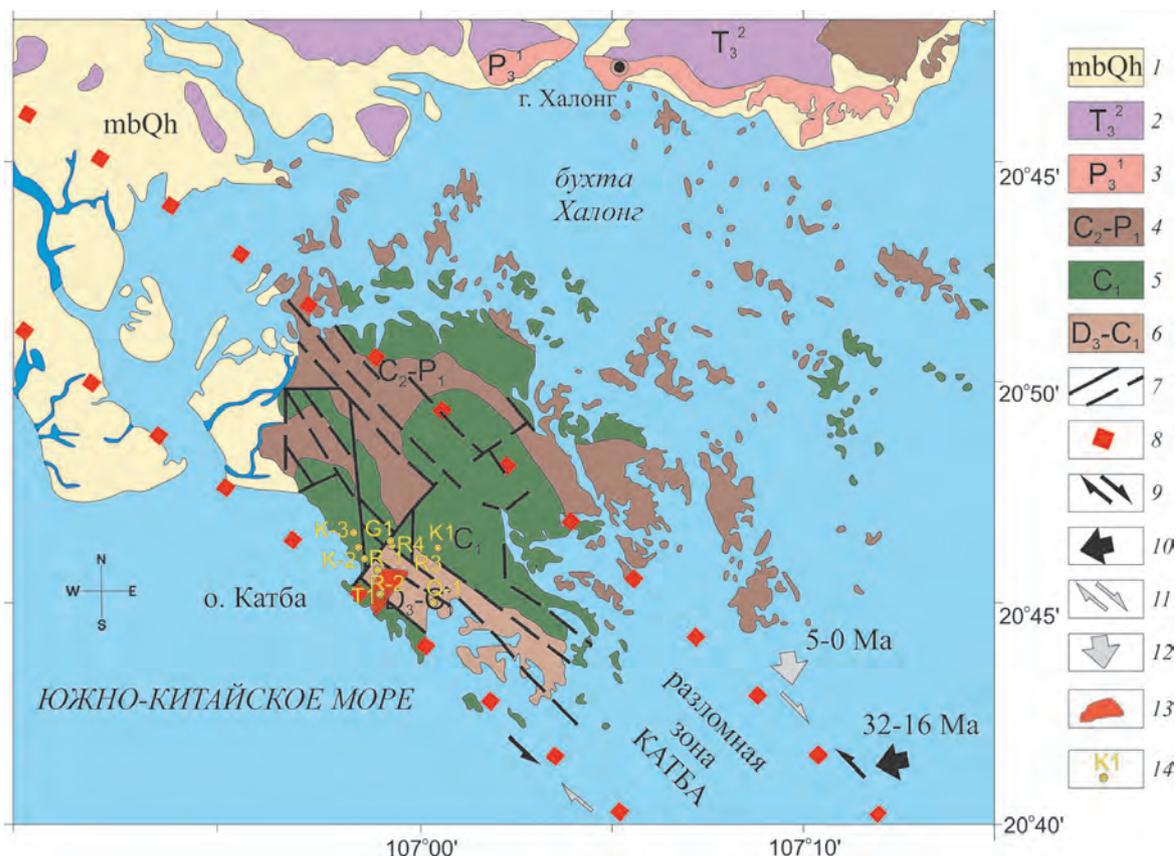
*(Т.С. Якимов, А.О. Холмогоров)*

---

Параллельно с морскими исследованиями на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс 88) в Центральном и Северном Вьетнаме были проведены береговые работы в рамках взаимосвязанного по «Дорожной карте» локального проекта ДВО РАН – ВАНТ. Основные задачи исследования: 1) поиски проявлений вулканитов и метавулканитов на архипелаге Катба; 2) проведение шлихового анализа. Эти исследования необходимо проводить, так как изученность некоторых прибрежных геоструктур недостаточная. При этом сведения о геологическом строении континентального обрамления привьетнамского шельфа и его островов исключительно важны для интерпретации геологических исследований морских осадочных отложений.

Береговые исследования были выполнены на архипелаге Катба, где были проведены геологиче-

ские маршруты с целью поиска магматических, метаморфических пород и кварцевых жил. Как известно, остров Катба сложен в основном осадочными породами. Было обнаружено свежевскрытое обнажение метаморфических и вулканогенно-осадочных пород и образцы кварца в речных отложениях. Обнажение представляет собой метаморфизованную осадочную толщу, совместно залегающую с вулканогенно-осадочной толщей предположительно нижне-среднекарбонического возраста. Данный выход горных пород недостаточно изучен в петрографическом, петрологическом, геохимическом, геохронологическом и геодинамическом плане. Авторами составлен каталог образцов сланцев и туфоалевролитов, сформирована обобщенная геологическая карта по работам предшественников и личных наблюдений, получены первые результаты редкоземельных элементов методом ICP-MS



▲ **Рис. 4.59.** Геологическая карта архипелага Катба с уточнениями [Касаткин и др. 2014]. 1 – четвертичный алювий; 2 – верхний триас: песчаники, аргилиты и сланцы; 3 – верхняя пермь: песчаники, известняки, аргилиты, сланцы, кремнистые сланцы, уголь; 4 – карбон–пермь: известняки, кремнистые известняки, оолитовые известняки, андезиты, андезитовые туфы, агломераты; 5 – карбон: конгломераты, песчаники, сланцы, уголь, кремнистые сланцы, известняки; 6 – девон–карбон: известняки, кремнистые известняки, кремнистые сланцы, сланцы, марганцевые руды; 7 – разломы: установленные и предполагаемые; 8 – предполагаемые границы разломной зоны Катба; 9, 10 – направления смещения вдоль разломов (9) и ориентировка сжатия (10) в олигоцен–раннемиоценовое время; 11, 12 – направления смещения вдоль разломов (11) и ориентировка сжатия (12) в плиоцен–четвертичное время; 13 – предполагаемый эндогенный источник; 14 – точка отбора проб

в Институте геологии и геохимии им. Академика А.Н. Заварицкого.

Отобраны образцы: окварцованные и карбонатизированные туфоалевролиты, серицит-альбит-кварцевые сланцы, корки окисленного железа, сланцеватые углифицированные аргиллиты, мраморизованные известняки, кальцитовые жилы, в том числе в зонах гематитизации (рис. 4.59).

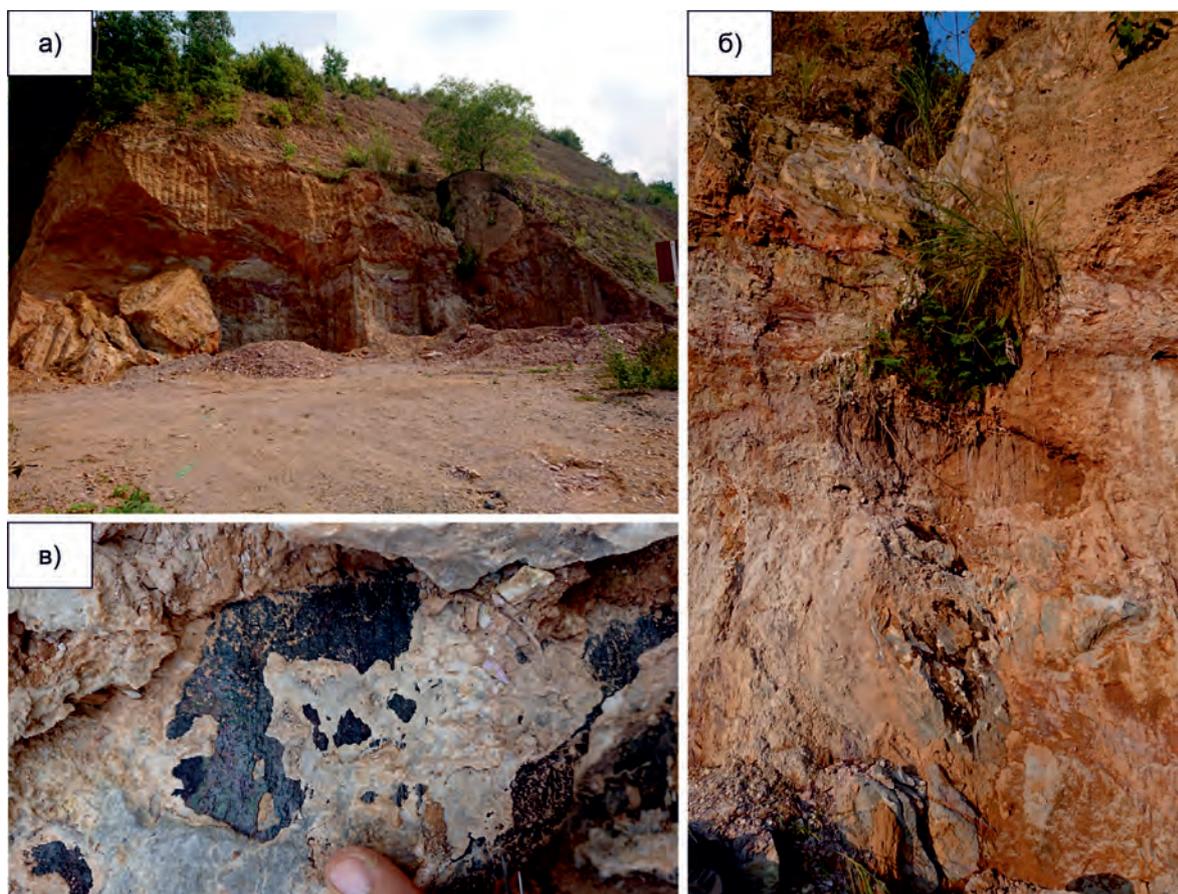
В ходе исследований архипелага Катба были отобраны все описанные выше разности горных пород в количестве около 30 образцов. Методом шлихования пройдено 10 рек Центрального Вьетнама в областях их контактов с месторождениями полезных ископаемых.

На основе литературных данных и геологических маршрутов была построена схематическая геологическая карта для дальнейших полевых исследований (см. рис. 4.59).

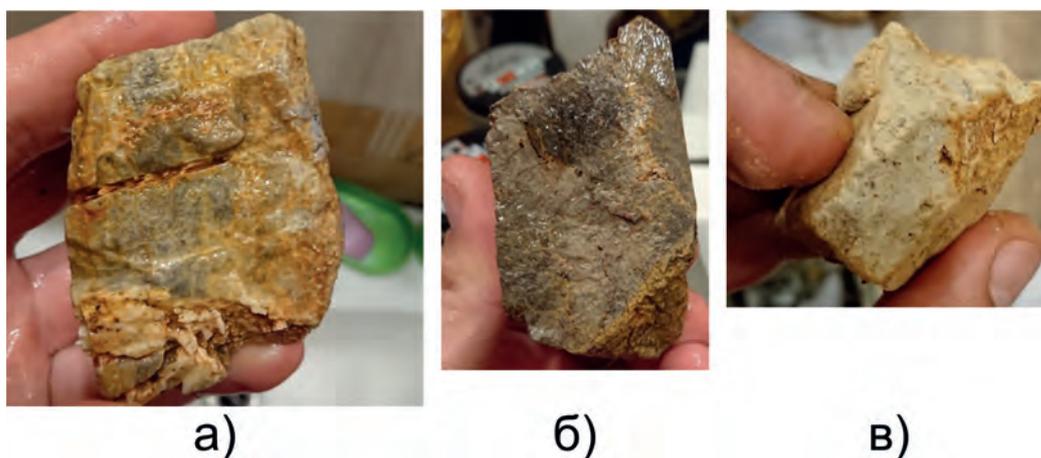
логическая карта для дальнейших полевых исследований (см. рис. 4.59).

Обнажение представлено туфоалевролитами и серицит-альбит-кварцевых сланцами (рис. 4.60–4.63). Большую часть обнажения составляют сланцы различного состава пестрых расцветок, которые ориентированы по горизонтальной плоскости и выполняют собой прослои. Ввиду климатических условий наблюдается физическое и химическое выветривание. Наблюдается зона смятия в области контакта туфоалевролитов и сланцев (см. рис. 4.60).

Окварцованный туфоалевролит имеет тонкозернистую структуру и неравномернозернистую текстуру. Кварц имеет 2 генерации: 1 – пирокластическая, 2 – вторичная, где кварц образуется по



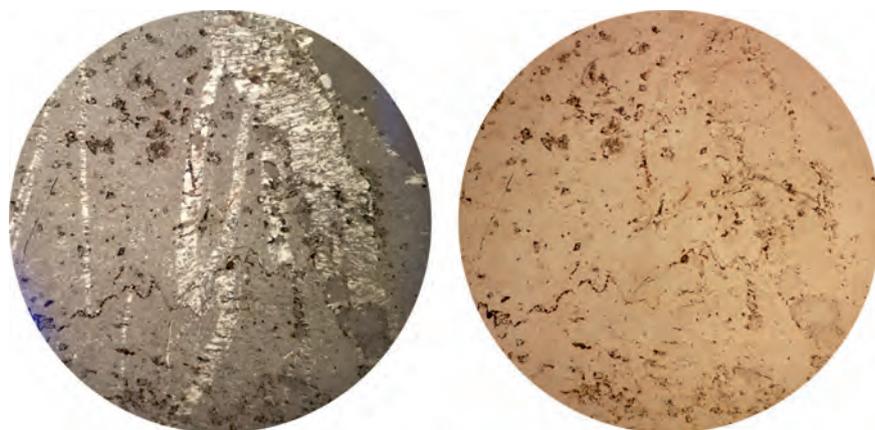
▲ Рис. 4.60. Обнажение (а) на юге острова Катба, контакт (б) туфоалевролитов и серицит-альбит-кварцевых сланцев, кальцитовые прослойки и железо окисленные корки (в) на карбонатизированных туфоалевролитах



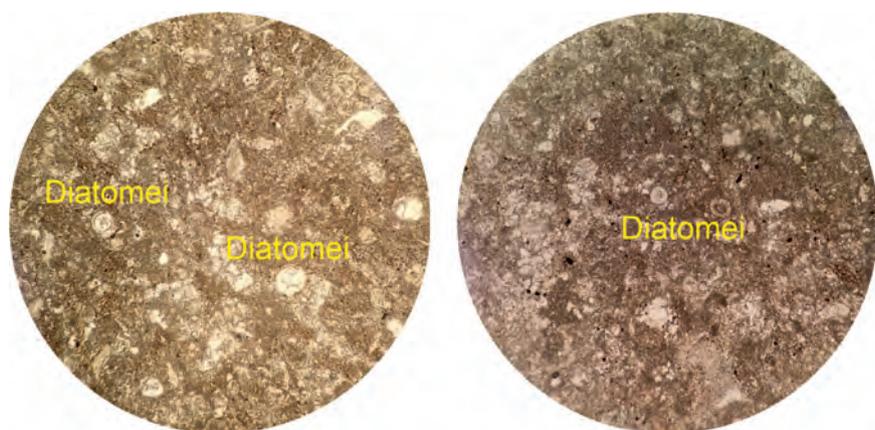
▲ Рис. 4.61. Окварцованный туфоалевролит (а); карбонатизированный туфоалевролит (б); выветрелый туфоалевролит (в)

трещинам (см. рис. 4.62). Имеются единичные идиоморфные зерна плагиоклаза, также встречаются дипирамидальные зерна цирконов размером 0.125 мм.

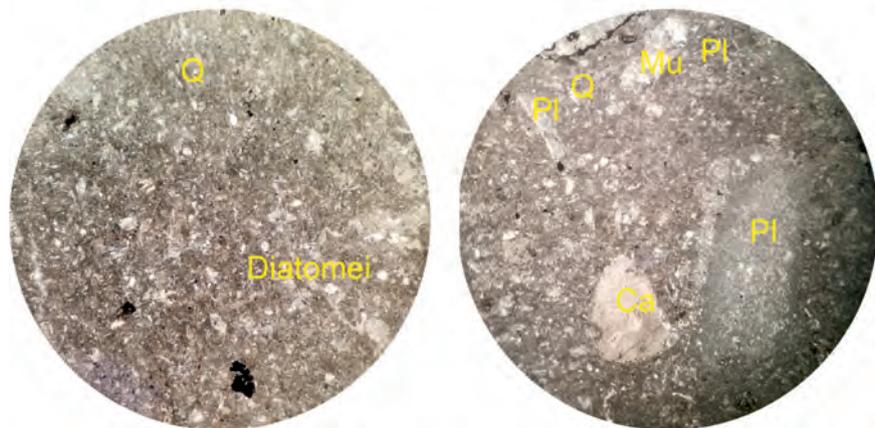
Карбонатизированный туфоалевролит имеет тонкозернистую структуру, реже миндалекаменную и неравномерзернистую текстуру (см. рис. 4.63). Плагиоклаз нацело замещен кальцитом, диагно-



◀ **Рис. 4.62.** Снимок окварцованного туфоалевролита в скрещенных и параллельных николях



◀ **Рис. 4.63.** Снимок карбонатизированного туфоалевролита в скрещенных николях. Q-кварц, Pl-плагиоклаз, Mu-мусковит, Ca-кальцит, Diatomei-диатомеи



стирован по реликтам. Количество кварца в породе около 30%. Мусковит встречается в виде единичных зерен, так же, как и цирконы. Диатомеи составляют 10%, замещены кальцитом. Вулканическое стекло составляет 10% и подвержено вторичным изменениям. Кальцит составляет большую часть породы в виде тонкозернистого материала, реже в виде кристаллов двойников.

Анализы выполнялись с помощью микроанализатора Jeol JXA-8100 в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН.

Породы, слагающие обнажение, представлены окварцованными и карбонатизированными туфоалевролитами и сланцами. Химический состав, полученный на микроанализаторе, представлен в табл. 4.19.

Таблица 4.19

**Рентгено-флуоресцентный анализ сланца  
и окварцованного туфоалевролита**

№	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Ti <sub>2</sub> O	FeO
Shale	0.92	6.97	73.44	2.33	0.73	0.65
Vulcanite Qz	1.92	16.87	53.33	6.97	0.59	1.91

На рис. 4.64 видны две генерации кварца: 1 – вулканическое стекло (Qz 1 gen) и 2 – чистый кварц (Qz 2 gen). Qz 2 отмечен пунктиром (табл. 4.20) и заполняет собой трещины в окварцованном туфоалевролите. Это может указывать на процессы метасоматоза в этой породе.

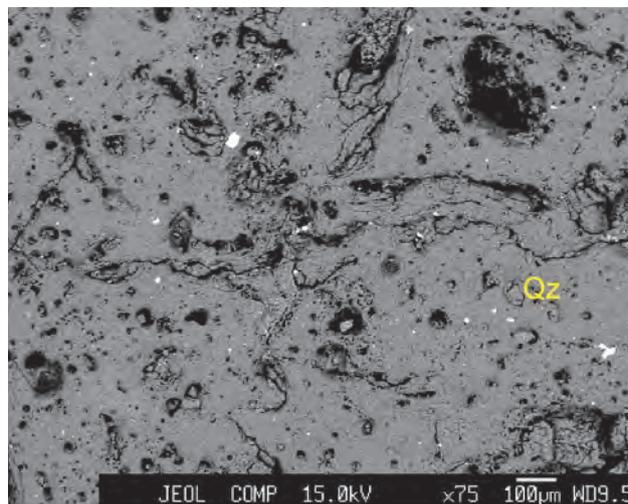


Таблица 4.20

**Генерации кварца метавулкаников**

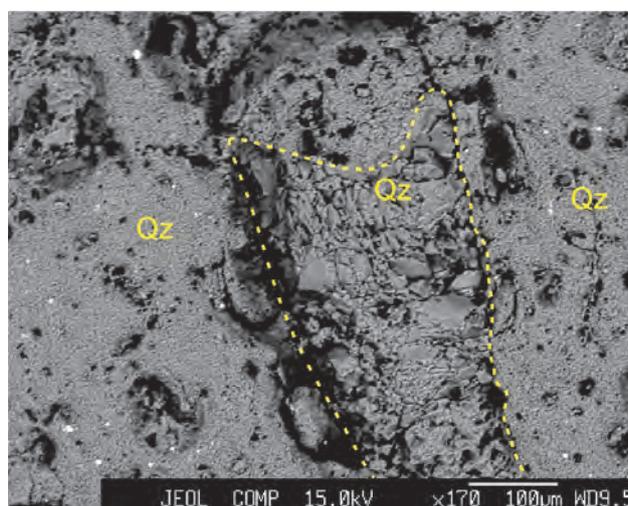
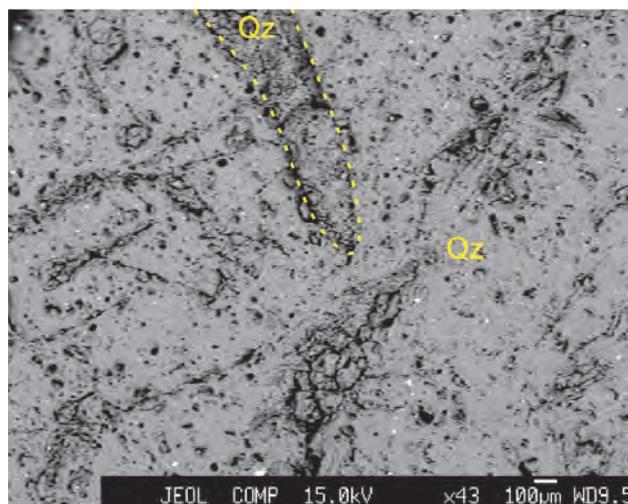
Mg	Al	Si	K	Ti	Fe	Минерал
1.92	16.87	53.33	6.97	0.59	1.91	Qz 1 gen
	0.99	95.21				Qz 2 gen

В сланце обнаружены фосфаты двух генераций, они отличаются наличием калия. Безкалийевый фосфат образовался позже, чем с калием (табл. 4.21; рис. 4.65).

Схожесть расположения РЗЭ описанных выше пород указывает на единый источник их образования. На диаграмме показано преобладание ЛРЗЭ и выполаживание графиков в сторону ТРЗЭ (рис. 4.66).

Европейский минимум для Т-1 составляет 0.039, а для Т-5 – 0.38, что указывает на обеднение европием что, как правило, характерно для континентальных отложений. Наличие схожести образцов на диаграмме РЗЭ (см. рис. 4.66) связано с преобладанием терригенного материала в окварцованном туфоалевролите. Приведенные данные по обнаруженному авторами обогащению предполагают присутствие эндогенного источника, предположительно в виде риолитов.

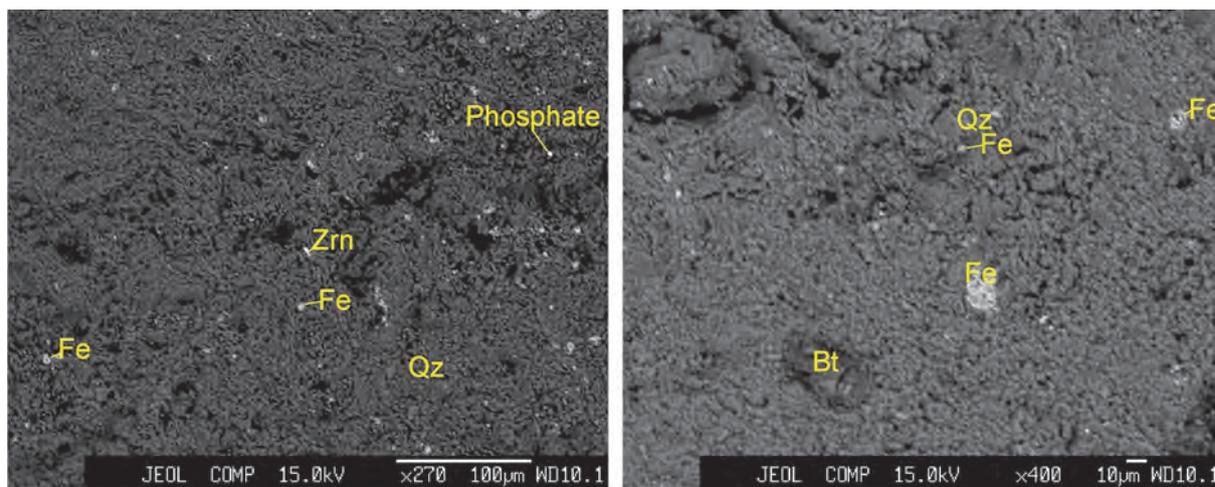
В центральной части острова Катба наблюдались выходы углефицированных аргиллитов, углистых сланцев и мраморизованных известняков с гематитовыми прослоями (рис. 4.67, а, б). В северной части острова обнаружена зона гипергенеза углистых сланцев с жилами мраморизованных известняков с гематитовыми прожилками (рис. 4.67, в).



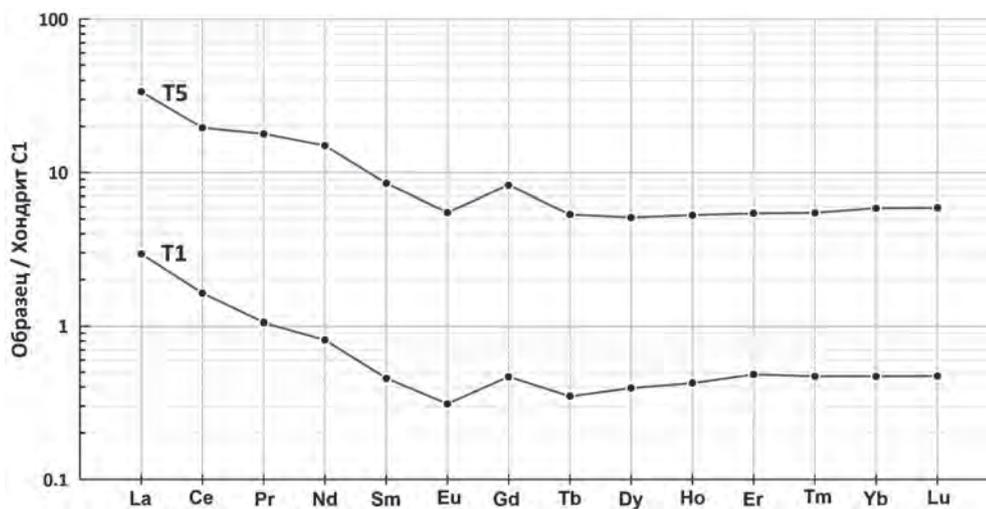
▲ **Рис. 4.64.** Снимок окварцованного туфоалевролита. Сделан на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 (ДВГИ ДВО РАН). Qz-кварц

Генерации фосфатов сланцев

Mg	Al	Si	P	K	La	Ce	Pr	Nd	Th	Минерал
0.44	2.33	21.15	18.44	0.74	14.83	19.27	2.48	6.91	1.54	Phoshate Gen 1
	2.25	19.12	19.16	0.7	16.35	19.46		6.54	1.46	Phoshate Gen 1
	1.58	10.41	18.94		19.88	28.71	2.33	9.66	1.37	Phoshate Gen 2



▲ Рис. 4.65. Снимок сланца на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 (ДВГИ ДВО РАН). Qz-кварц, Fe-самородное железо, Zrn-циркон, Bt-биотит, Phosphate-фосфат



▲ Рис. 4.66. Диаграмма распределения редкоземельных элементов. T-1 – кварцевый метавулканист; T-5 – слюдисто-кварцевый сланец

На юге острова в низовье реки обнаружена окатанная друза кварца, окрашенная примесями железа, (рис. 4.68), что может указывать на активизацию гидротермальной деятельности в зоне разлома.

В центральной части Вьетнама по мере продвижения с юга (от г. Нячанг) на север было произ-

ведено шлихование рек для исследования проявлений драгоценных и черных металлов, а также камнецветного сырья. Точки опробования показаны на рис. 4.69.

Минералогический состав в шлихах был в основном выдержан: кварц, магнетит, амфибол, гра-

нат. Реже встречались: обломки хлоритовых метасоматитов, биотита, КПШ, альбита и идиморфные

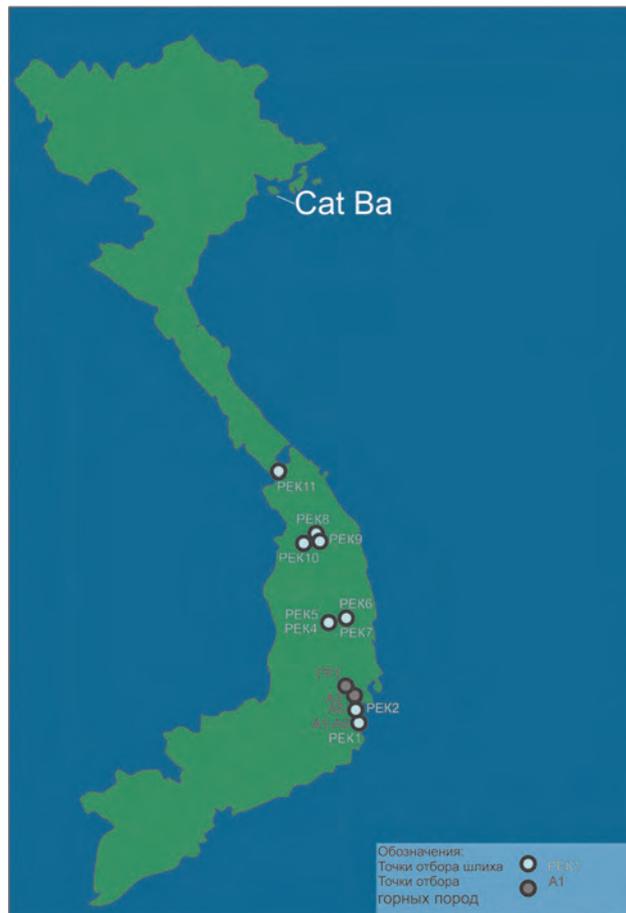
кристаллы роговой обманки. Пирит встречался в единичных зернах (рис. 4.70).



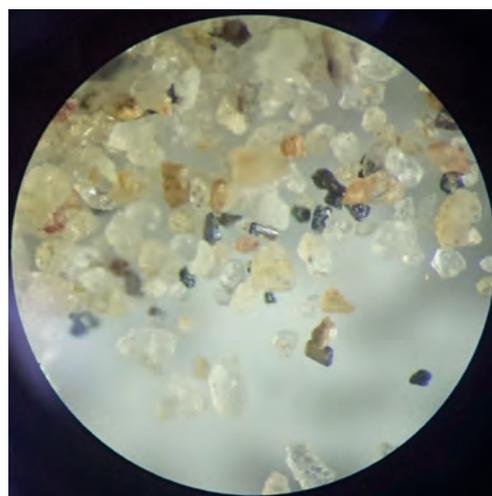
▲ Рис. 4.67. Мраморизованный жильный известняк (а) с гематитовыми прослоями, углифицированные аргиллиты (б), зона частичного гипергенеза (в)



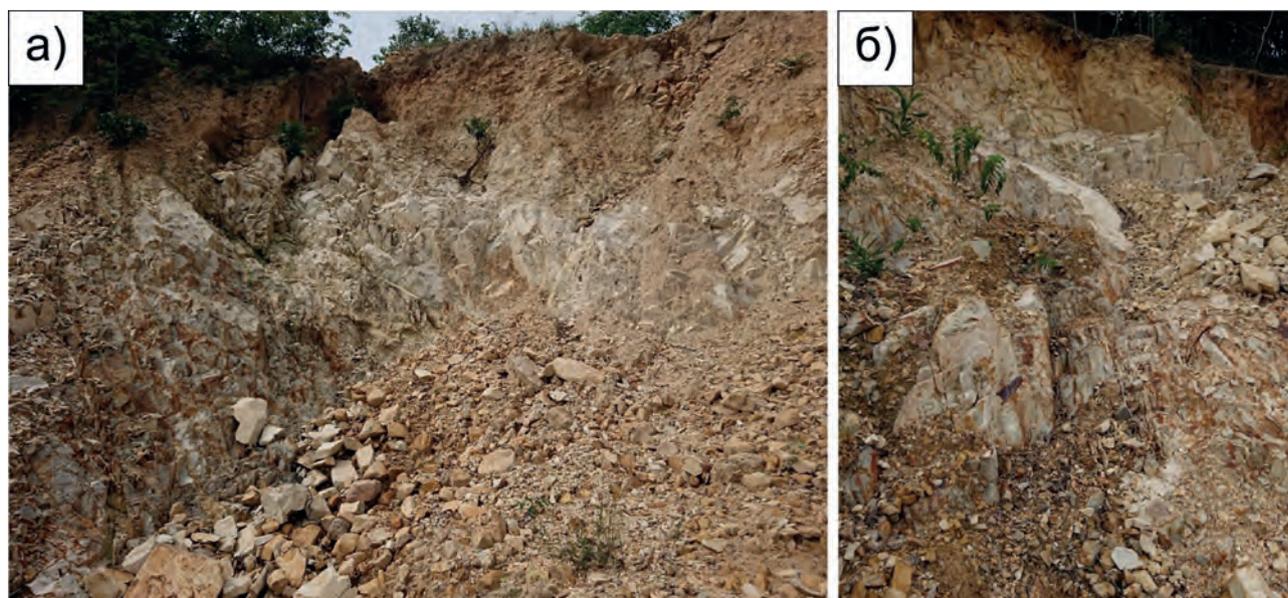
▲ Рис. 4.68. Кварц (размеры 3 см\*2 см)



▲ Рис. 4.69. Схематическая карта Вьетнама с точками шлихования и отбора горных пород



▲ Рис. 4.70. Шлих PEK 10. Увеличение 4×



▲ Рис. 4.71. Обнажение гранитоидов

В центральной части Вьетнама были отобраны образцы гранитоидов и риолитов в окрестностях г. Нячанг (рис. 4.71). В шлихах были также обнаружены кристаллы турмалинов.

Ввиду новых вводных, в частности – нахождение свежескрытого обнажения разной степени метаморфизации, можно сказать, что проявление эндогенной активности на архипелаге Катба происходило до карбона, что внесло существенные изменения в фундамент.

Изучение образцов петрографическим методом позволило установить, что в алевролитах примесь вулканического материала колеблется до 10%, что даёт основание говорить о туфоалевролитах и залегаии нижележащего эндогенного источника, что и послужило вторичным изменениям таким, как окварцовывание и карбонатизация. Возможно метаморфические изменения в туфоалевролитах являются проявлениями аутометаморфизма, поскольку наблюдается распад вулканического стекла.

---

## 4.11. ВЫВОДЫ

---

В результате исследований установлены важные, в том числе неизвестные ранее, особенности литологии, геохимии, минералогии, магматизма и палеоэкологии западной части Южно-Китайского моря и его континентального обрамления.

Теоретическое обобщение приведенных результатов указывает на исключительную сложность эволюции и геологического строения Южно-Китайского моря и его побережья.

В районе исследований выявлены многочисленные признаки минеральных ресурсов, в направ-

лении которых следует усилить исследования на основе комплексирования геолого-геофизических методов в режиме средне- и крупномасштабного геокартирования.

Авторами установлены новые особенности формирования и распределения сульфидов в донных отложениях Южно-Китайского моря. Выявлено, что крупные размеры агрегатов могут быть связаны с интенсивным проявлением сульфатредуцирующих микробиальных процессов. Можно предположить, что в геологическом прошлом в пределах

осадочного бассейна Фухань были зоны сероводородного заражения, а высокое содержание сульфидов по длине колонок осадков может говорить о влиянии тектонически активной зоны и поствулканической деятельности. На формирование сульфидной минерализации оказали влияние как биогенные, так и абиогенные факторы. Впервые получены изотопные соотношения серы для бассейна Фухань с положительной меткой, которая указывает на абиогенную природу сульфидов. Для некоторых участков характерны процессы комплексного (смешанного) образования, где принимают участие газы мантийных и диагенетических источников совместно с сульфатредуцентами. Конкреции пирита и его изотопные метки в зонах газовых аномалий в сочетании с микробиологическими сообществами (метанотрофов и сульфатредукторов) можно считать индикаторами нефтегазоносности.

Полученные данные дают основание для новых оценок эндогенных газово-флюидных проявлений в западной привьетнамской части Южно-Китайского моря.

В целом, содержания многих химических элементов в поверхностных отложениях привьетнамского шельфа и склона сопоставимы с опубликованными данными, при этом обнаружены повышенные содержания ряда элементов. Установлено, что Ni, Cu, Zn, As, Cr и Pb ( $EF < 2$ ) в основном происходят из природных источников. В районе бассейна Намконсон, возможно, кадмий имеет естественное происхождение, что не исключает влияния реки Меконг во время экстремальных паводков, вызванных тайфунами.

Морские отложения юго-западного суббассейна Южно-Китайского моря представляют собой гетерогенные осадки. Разница между прибрежными и морскими отложениями заключается в источнике и среде накопления. Скорость накопления континентальных отложений в районе исследований невысока, в основном они состоят из выветренных отложений породы, обломков раковин и минералов, образовавшихся в результате химических реакций в морской среде.

Результаты анализа химического состава проб донных отложений отразили довольно пестрые особенности формирования голоценовых отложений в юго-западном суббассейне Южно-Китайского моря. Показано, что отложения в районе исследования состоят главным образом из минералов, образованных выветриванием.

Выявлены обоснованные анализами предположения широкого распространения пелоидоподоб-

ных толщ осадков в глубоководных районах привьетнамской акватории.

На острове Катба установлены метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, углистые аргиллиты, которые могут оказывать влияния на состав газогеохимических полей в Тонкинском заливе. Сделано обоснованное предположение о наличии новой зоны эндогенной проработки карбонатного массива на о-ве Катба.

В ходе литологических исследований в Тонкинском заливе установлено 5 типов осадочных отложений в связи с гранулометрическим составом. Поверхностные донные осадки Тонкинского залива представлены, в основном, алевритом пелитовым, пелитом алевритовым и миктитами. Выявлены закономерности их распространения в связи с геологическим строением, источниками сноса и процессами переотложения. Исследованы взаимосвязи формирования минерального и гранулометрического состава донных отложений.

Геохимическими исследованиями в Тонкинском заливе исследованы корреляционные связи редкоземельных элементов с элементами, связанными с органическим веществом ( $C_{орг}$ , Ca, P, Ba). Обосновано, что биогенный фактор играет второстепенную роль в накоплении РЗЭ в осадках Тонкинского залива. Отмечается преобладание группы легких редкоземельных элементов над тяжелыми, все образцы обогащены средними лантаноидами, что связано с более высокими скоростями миграции для растворимых комплексных соединений ТРЗЭ по сравнению с таковыми для ЛРЗЭ. Основываясь на геохимических данных, сделан вывод, что в Тонкинском заливе существует эффективная низкопроницаемая покрывка, которая нарушается в зонах разломов.

Поверхностные донные осадки залива Тонкин обеднены РЗЭ по сравнению с их средними содержаниями в глинах и сланцах верхней континентальной коры. Цериевая аномалия в осадках Тонкинского залива практически отсутствует, что характеризует эти осадки как типичные для прибрежно-шельфовых обстановок. Значения индикаторных соотношений LaN/YbN, Cr/Th, Th/Co, La/Sc, Th/Sc и четко выраженная европиевая аномалия свидетельствуют, что в областях размыва при формировании поверхностного слоя осадков Тонкинского залива участвовали породы кислого состава, от средне-кислых до гранитоидов. В накоплении РЗЭ в поверхностных осадках Тонкинского залива доминирующими являются литогенный и сорбционный факторы.

На основе петролого-геохимических методов изучены особенности раскрытия Южно-Китайского моря, которое произошло в период с 33 по 16–15.5 млн лет и сопровождалось базальтовыми извержениями с формированием синспрединговых базальтов. Выявлено, что синспрединговые базальты ЮКМ геохимически истощены, и похожи на базальты срединно-океанических хребтов и значительно отличаются от типичных внутриплитных базальтов. Постспрединговые извержения вулканов в регионе Южно-Китайского моря (<16–0 млн лет) широко распространены и извест-

ны на шельфе и в прибрежных континентальных районах Вьетнама.

Изотопный состав регионально распространенных базальтов характеризует влияние как обедненной, так и обогащенной мантии, что отражает комплексный процесс их формирования.

Образование Южно-Китайского моря (и других окраинных морей в западной части Тихого океана) и связанный с этими процессами магматизм, возможно, являются одним из последствий динамики мантийных потоков, движущихся на восток от континента к Тихому океану.

## ГЛАВА 5

# ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

(С.П. Плетнев, Е.Д. Иванова, А.В. Романова)

Южно-Китайское море (ЮКМ) является одним из важнейших бассейнов Мирового океана для изучения и решения палеоокеанологических задач. В этом море сочетание различных факторов (перепад глубин, колебания солёности и температуры, зимний и летний муссоны, апвеллинг) приводит к формированию сложных по структуре морских экосистем [Liu et al., 2010]. Поэтому наши представления о количественном распределении разных морских организмов, населяющих различные экотопы водоема, в первую очередь отражают взаимодействие вышеуказанных природных факторов [Lipps, Culver, 2002]. Среди индикаторов изменений природной среды фораминиферы являются наиболее широко изученной группой из-за высокой частоты находок их раковин в осадочных породах [Gooday et al., 1997]. Основываясь на морфологии различных таксонов и относительном обилии видов в ископаемых сообществах, можно реконструировать условия древней морской экосистемы и время существования. Известны два типа фораминифер, различающихся средой обитания: бентосные фораминиферы – обитатели морского дна, и планктонные фораминиферы, живущие в верхнем слое воды океанов и морей. Скопления фораминифер, как упоминалось ранее, могут указывать на условия окружающей среды, существующие в данной акватории. Если распространение планктонных фораминифер в океане (представители семейств Globorotaliidae и Globigerinidae) зави-

сит, главным образом, от поверхностной температуры воды, то жизнь бентосных видов обусловлена большим количеством параметров природной среды. Например, агглютинированные формы предпочитают шельфовую среду окраинных бассейнов с высоким потоком терригенных осадков [Liu et al., 2010]. Реки Меконг и Красная являются основными источниками терригенных наносов вдоль шельфа и склона Вьетнама [Huang et al., 2002]. Уровни питательных веществ также влияют на состав фораминифер, причем некоторые таксоны приурочены к условиям их насыщения в зонах апвеллинга или дефицита [Seears et al., 2012]. Аналогичным образом муссоны также могут контролировать распределение и состав сообществ фораминифер путем изменений температуры и солёности, а также перераспределением питательных веществ и отложений из одной области в другую. Результаты изучения влияния различных условий в юго-западной части ЮКМ на фораминиферы, могут послужить базовыми данными для дальнейших палеобиогеографических исследований в данном районе.

Для палеоэкологического анализа нами выбраны две колонки: одна из них отобрана на среднем шельфе Тонкинского залива, а другая – на материковом склоне Вьетнама. Фораминиферовый анализ в них позволяет оценить как флуктуации климата в открытом море, так и когерентные им гляцио-эвстатические колебания моря в условиях мелководного залива.

## 5.1. МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Фактическим материалом для исследования послужили 27 образцов осадков из колонки LV88-16-GC (осадочный бассейн Фухань, 11°42.02' с.ш. и 110°08.89' в.д., глубина моря 2220 м, керн длиной 290 см) и 32 пробы из колонки LV88-55GC (Тонкинский залив, 18°11.83' с.ш., 107°26.81' в.д., глубина моря 72 м, длина керна 320 см). Фораминиферы изучены в гранулометрической фракции >150  $\mu\text{m}$  с интервалом 5–10 см. Фракция квартовалась таким образом, чтобы в навеске было не меньше 300 экземпляров, необходимых для статистически надежной выборки. После просмотра и подсчета видов в выделенной навеске анализировался весь образец с целью нахождения редких видов. Определение и подсчет фораминифер осуществляли с помощью стереомикроскопа МБС-10.

В каждой из изученных проб для характеристики количественного распределения фораминифер в осадке было рассчитано фораминиферовое число (F, экз/г) или содержание фораминифер на 1 г сухого осадка. В связи с малой численностью раковин в колонке LV88-55 GC пересчет фораминифер для планктона произведен на 10 г и бентоса на 50 г. Для качественной характеристики сообществ определялись виды и внутривидовые разновидности планктонных фораминифер, устанавливались сравнительные количественные соотношения выявленных видов в фораминиферовых танатоценозах.

В работе использована традиционная классификация фораминифер А. Лоебликха и Г. Тэппена [Loeblich, Tappan, 1988]. Определенные трудности возникли при диагностике бентосных фораминифер, что было связано с синонимикой отдельных видов и различным мнением авторов по их экологии. Все это потребовало привлечения дополнительных литературных источников [Иванова, 1988; Саидова, 1975; Debenay, 2012; Holbourn et al., 2013; Hughes, 1988; Javaux, Scott, 2003; Lei, Li, 2016; Melis, Violanti, 2006; Szarek et al., 2009; Van Marle, 1988].

Для оценки видового разнообразия танатоценозов фораминифер были использованы индексы разнообразия, рассчитанные с помощью статистической программы PAST [Harper, 1999]. Для выявления основных трендов изменчивости и определения доминирующих комплексов к матрице процентного содержания видов планктонных фораминифер, доля которых в сообществе составляла не менее 2% хотя бы в одной пробе, применен PCA метод главных компонент.

Степень влияния растворения на раковины планктонных фораминифер определялась по методикам, широко используемым зарубежными специалистами – подсчитывалось соотношение целых раковин и их обломков (индекс фрагментарности) [Dittert et al., 1999].

## 5.2. ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ФОРАМИНИФЕР

### Колонка LV88-16 GC

Осадочный разрез колонки представлен однородным пелитовым илом зеленовато-серого цвета. Начиная с глубины 60 см и ниже, происходит резкое увеличение плотности осадка. Вероятно, на этом уровне расположена граница редокса, выше

которой характерны окислительно-восстановительные условия. Это и придало осадку слегка коричневую окраску. Раковины фораминифер из образцов колонки LV88-16 GC характеризуются хорошей сохранностью, что нашло отражение в низких показателях индекса фрагментарности, присутствию в палеосообществах тонкостенных видов. Незна-

Таблица 5.1

Описательный анализ данных по видовому составу  
ПФ колонки LV 88-16 GC

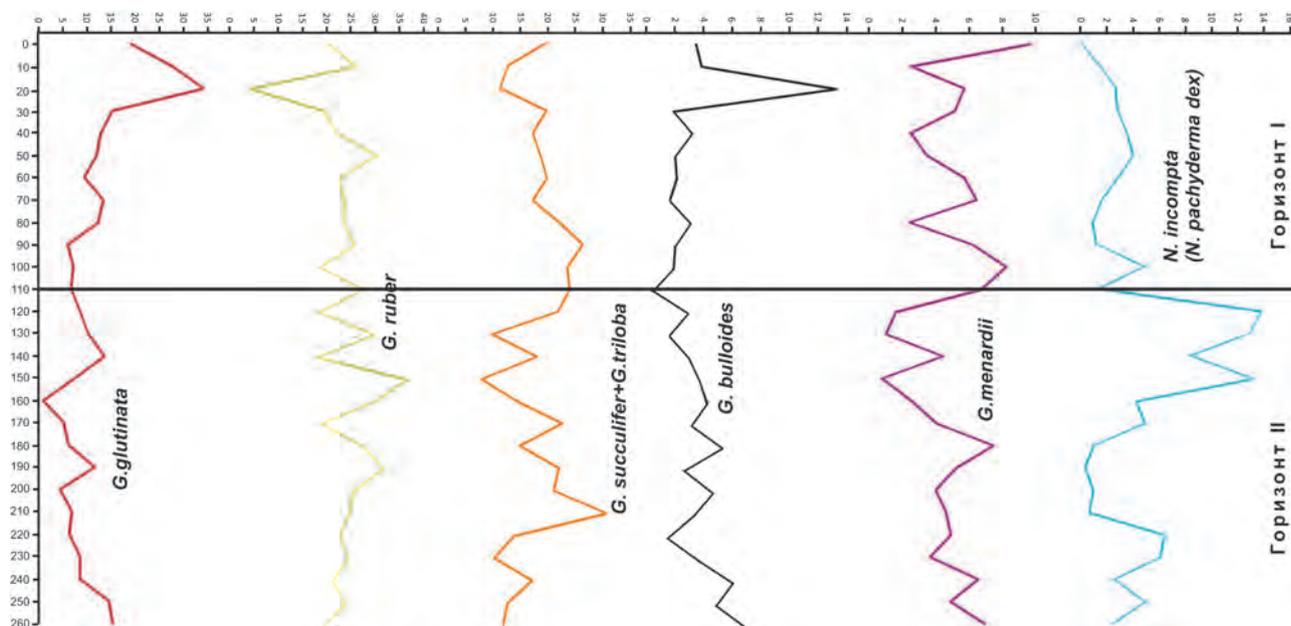
чительные признаки растворения характерны для осадков интервала 20, 80 и 200 см. В целом можно утверждать, что растворение оказывает минимальное влияние на последующую интерпретацию результатов.

Общее содержание планктонных фораминифер (ПФ) в исследуемой колонке колеблется от 78 до 750 экз/г сухого осадка. Палеосообщество состоит из представителей 3 климатических групп: тропической, субтропической и транзитной [Иванова, 1988; Kusera, 2007]. Описательный анализ базы данных по колонке позволил более наглядно представить данные по распределению отдельных видов (табл. 5.1, рис. 5.1, табл. Прил. 3.1). Наиболее массовыми видами являются *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides triloba*, *Globigerinita glutinata*, встреченные во всех изученных образцах. Относительно высокие показатели встречаемости характерны и для видов *Globigerinella siphonifera*, *Globigerina bulloides*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotalia menardii*, *Globigerinoides sacculifer*, *Neogloboquadrina incompta*.

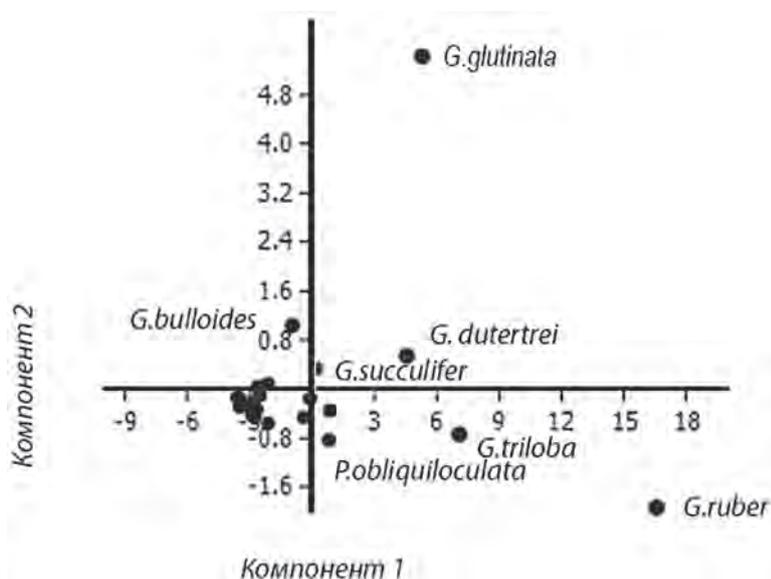
На уровне 110–120 см, вероятно, проходит граница между плейстоценом и голоценом. Она не является ярко выраженной как в литологическом, так и фаунистическом плане. Вместе с тем ниже 130 см падает численность раковин ПФ. В интервале 110–170 см резко возрастает *N. incompta* (до 12–14%), которая для исследуемого района является относительно холодноводным видом (см. рис. 5.1). В то же время в голоцене ее содержание менее 4%. Виды *G. bulloides* и *Gt. glutinata* образуют максимум на 20 см, ниже которого их процентные кривые мало изменчивы по амплитуде. Более показательно участие тепловодных форм *G. menardii* и *G. sacculifer* + *G. triloba*. Их распределение противозапно *N. incompta* по всей длине колонки. В голоценовых осадках содержание *G. sacculifer* + *G. triloba* почти не меняется, что может быть связано с их обитанием в самом верхнем слое воды и теплым климатом этого времени. В то же время амплитудные изменения термофильной *G. menardii*, населяющей подповерхностные воды, может указывать на активизацию в исследуемом районе летних муссонов и проникновение теплых течений. По-нашему мнению, на климатические изменения более чутко реагирует вид *G. ruber*, на кривой которого фиксируется два тепловодных пика в голоцене и сильные вариации во время перехода от плейстоцена к голоцену.

Визуальный анализ кривых процентного содержания видов ПФ не позволил установить яв-

Виды ПФ	Min	Max	Mean	Ср. откл
<i>Orbulina universa</i>	0.26	5.10	1.38	0.19
<i>Globigerinoides conglobatus</i>	0.02	2.11	0.48	0.09
<i>Globigerinoides ruber (white)</i>	4.13	36.53	23.33	1.20
<i>Globoturborotalita tenella</i>	0.18	2.45	2.17	1.04
<i>Globigerinoides triloba</i>	5.52	20.13	12.19	0.81
<i>Globigerinoides sacculifer</i>	1.76	10.56	5.36	0.35
<i>Sphaeroidinella dehiscens</i>	0.00	1.70	0.51	0.11
<i>Globigerinella adamsi</i>	0.00	1.70	0.14	0.07
<i>Globigerinella siphonifera</i>	1.05	6.93	4.39	0.27
<i>Globigerina calida</i>	0.19	3.85	1.16	0.16
<i>Globigerina bulloides</i>	0.45	13.27	3.53	0.47
<i>Globigerina falconensis</i>	0.00	4.17	1.42	0.18
<i>Globigerina digitata</i>	0.00	1.63	0.34	0.08
<i>Globoturborotalita rubescence</i>	0.67	3.89	1.97	0.18
<i>Neogloboquadrina quinqueloba</i>	0.00	0.85	0.08	0.04
<i>Neogloboquadrina pachyderma sin</i>	0.00	0.99	0.19	0.05
<i>Neogloboquadrina incompta</i>	0.00	13.14	3.91	0.69
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>	2.62	16.66	9.57	0.64
<i>Globquadrina conglomerata</i>	0.00	0.27	0.03	0.01
<i>Globorotaloides hexagonus</i>	0.00	1.17	0.33	0.07
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	1.47	12.46	5.26	0.43
<i>Globorotalia inflata</i>	0.00	2.95	1.08	0.13
<i>Globorotalia truncatulinoides dex</i>	0.00	3.63	1.25	0.17
<i>Globorotalia crassaformis</i>	0.33	5.81	1.92	0.29
<i>Globorotalia hirsuta</i>	0.00	0.22	0.02	0.01
<i>Globorotalia scitula</i>	0.00	4.92	1.52	0.19
<i>Globorotalia menardii</i>	0.79	9.63	4.69	0.43
<i>Globorotalia tumida</i>	0.00	0.49	0.09	0.03
<i>Globorotalia menardii gibberula</i>	0.00	0.49	0.07	0.03
<i>Candeina nitida</i>	0.00	0.54	0.03	0.02
<i>Globigerinita glutinata</i>	0.85	34.00	11.14	1.35
<i>Globorotalia theyery</i>	0.00	0.39	0.02	0.02
<i>Tenuitella iota</i>	0.00	0.67	0.05	0.03
<i>Berggrenia pumilio</i>	0.00	0.22	0.01	0.01
<i>Globigerinita uvula</i>	0.00	0.34	0.08	0.02
Другие	0.00	1.07	0.15	0.05



▲ **Рис. 5.1.** Распределение доминирующих таксонов планктонных фораминифер (ПФ) по колонке LV88-16GC. Ось абсцисс – процентное содержание отдельных видов; ось ординат – длина колонки осадков, см



◀ **Рис. 5.2.** Результаты статистического анализа метода главных компонент, примененного к матрице процентного содержания планктонных фораминифер (ПФ) в колонке LV88-16 GC. Оси координат – факторные нагрузки компонента 1 (PC1) и компонента 2 (PC2)

ных закономерностей в их распределении. В связи с этим, для выделения комплексов и выявления особенностей их изменчивости, матрица процентного содержания раковин ПФ подверглась статистической обработке (рис. 5.2, 5.3, табл. 5.2). Для выделения статистически независимых группировок планктонных фораминифер по разрезу был применен PCA. Метод главных компонент, примененный к матрице процентного содержания ПФ, показал, что изменчивость комплекса определяется двумя главными факторами, суммарно описыва-

ющими 90% вариаций. Главным видом фактора 1 является *G. ruber* – индикатор высокопродуктивных вод [Hemleben et al., 1989]. Факторная нагрузка этого вида составляет 16.6 (см. табл. 5.2). Этот вид имеет широкий диапазон толерантности и достигает высоких концентраций как в современных условиях района исследования, так и открытой части океана той же широты. Положительную нагрузку фактора 1 имеют также виды *G. triloba*, *G. dutertrei*, *G. glutinata*, *G. succulifer* и *P. obliquiloculata*.

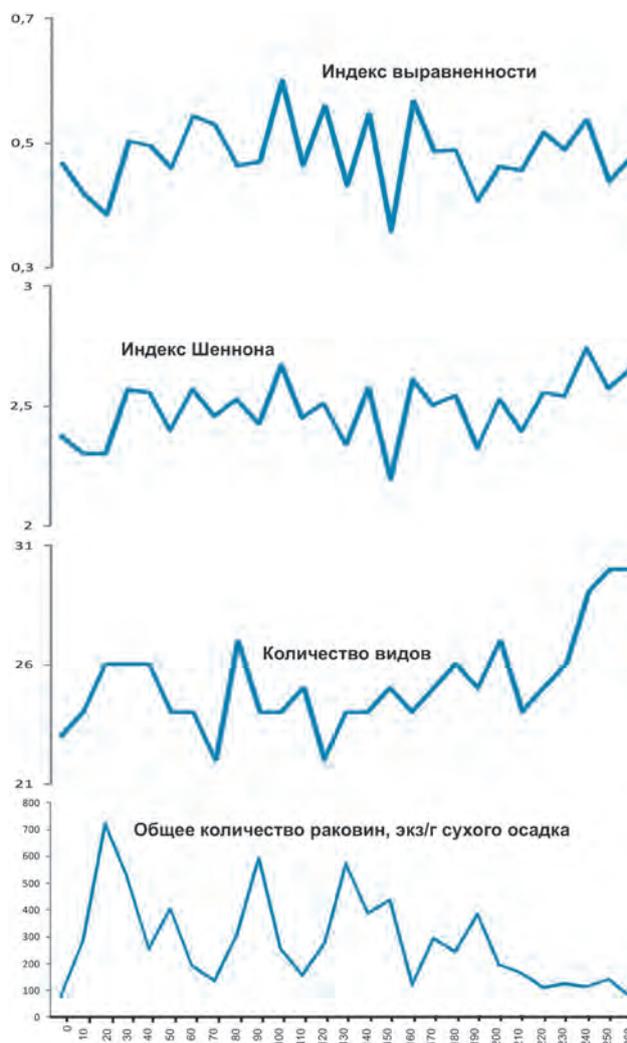
Таблица 5.2

**Матрица факторных нагрузок компонента 1 (PC1) и компонента 2 (PC2), полученная в результате статистического анализа метода главных компонент, примененного к матрице процентного содержания ПФ колонки LV88-16 GC**

	PC 1	PC 2
<i>O. universa</i>	-2.6607	-0.33521
<i>G. conglobatus</i>	-3.5016	-0.14247
<i>G. ruber</i>	16.606	-1.9482
<i>G. tenella</i>	-2.8578	-0.21242
<i>G. triloba</i>	7.0882	-0.74658
<i>G. succulifer</i>	0.85891	-0.34927
<i>S. dehiscentis</i>	-3.4821	-0.2902
<i>G. siphonifera</i>	-0.10061	-0.15776
<i>G. calida</i>	-2.9093	-0.29288
<i>G. bulloides</i>	-0.97393	1.0349
<i>G. falconensis</i>	-2.6266	0.039327
<i>G. rubescence</i>	-2.1213	0.087671
<i>N. incompta</i>	-0.40508	-0.4592
<i>G. dutertrei</i>	4,53	0.53085
<i>G. hexagonus</i>	-3.6062	-0.13574
<i>P. obliquiloculata</i>	0.80438	-0.83422
<i>G. inflata</i>	-2.9067	-0.40984
<i>G. truncatulinoides</i>	-2.7755	-0.46726
<i>G. crassaformis</i>	-2.1218	-0.55876
<i>G. scitula</i>	-2.5012	-0.10342
<i>G. menardii</i>	0.3034	0.32901
<i>G. glutinata</i>	5.3317	5.4217

Фактор 2 характеризуется высокими положительными факторными нагрузками *G. glutinata* (5.4217) и *G. bulloides* (1.0349). *G. glutinata* – индикатор высокопродуктивных вод и вместе с *G. bulloides* являются индикатором апвеллингов.

С последнего оледенения численность *Globigerinoides ruber*, *G. sacculifer* + *G. triloba*, *P. obliquiloculata* и *G. menardii* неуклонно возрастает к настоящему времени. Тенденции распределения этих четырех видов, имеющие положительную нагрузку фактора 1, хорошо отражаются на фоне основных ледниково-межледниковых колебаний. Напротив, численность *N. dutertrei*, *G. glutinata* и *G. bulloides* индикаторов апвеллинга среды с высоким содержанием питательных веществ постепенно уменьшается от последнего ледникового до



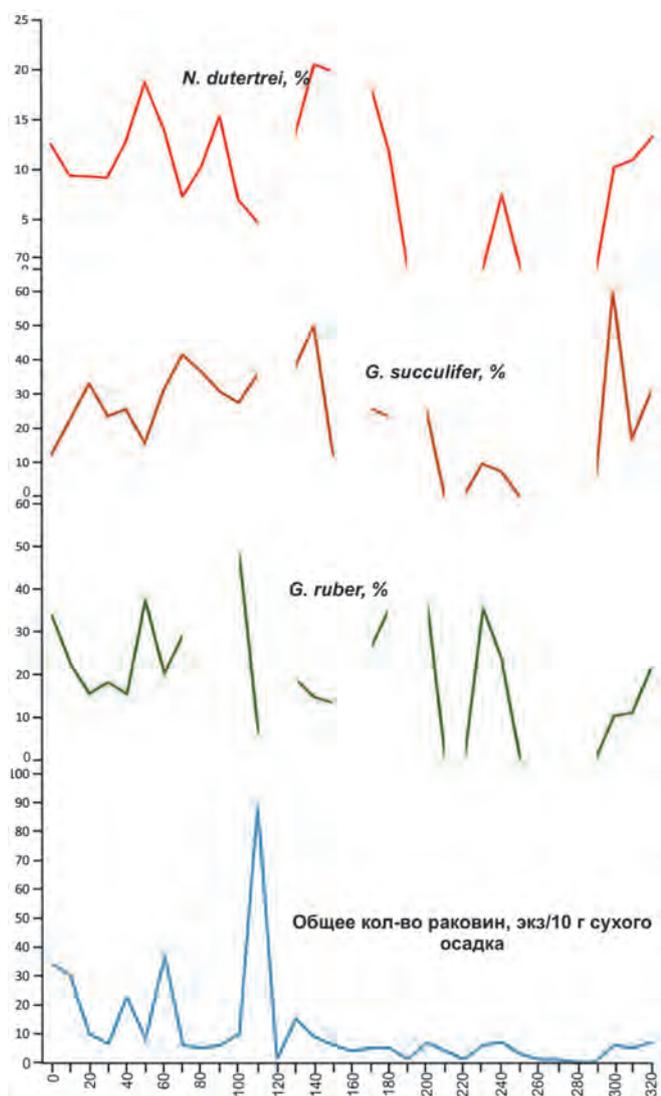
▲ **Рис. 5.3.** Численность раковин планктонных фораминифер и их статистические коэффициенты в колонке LV88-16 GC. Ось абсцисс – длина колонки осадка, см

последнего этапа. Именно эти виды имеют максимальную нагрузку фактора 2. Содержание *G. sacculifer*, *G. bulloides*, *G. incompta*, *N. dutertrei* и *G. menardii* демонстрирует резкие колебания с большой амплитудой, что указывает на нестабильность поверхности океана при переходе от последнего криохрона к голоцену. В период позднего голоцена (1–5 тыс. лет назад) доля *P. obliquiloculata* быстро снижается примерно до 6%, а содержание *G. bulloides* и *G. menardii*, напротив, увеличивается на 5% [Huang et al., 2002]. Это хорошо согласуется с подобными данными по планктонным фораминиферам в северной части Южно-Китайского моря [Wang, 1999]. Таким образом, вероятно, проявляется региональный сигнал климатических изменений, который требует дополнительного под-

тверждения другими методами. Дополнительные статистические коэффициенты не дали значимых результатов для выделения отдельных горизонтов (см. рис. 5.3).

### Колонка LV88-55 GC, Тонкинский залив

По литологическому составу колонка представлена почти однородным алевропелитовым илом темно-зеленого цвета с отдельными прослоями, обогащенными мелкими обломками моллюсков. Численность раковин планктонных фораминифер варьирует по длине колонки от единичных



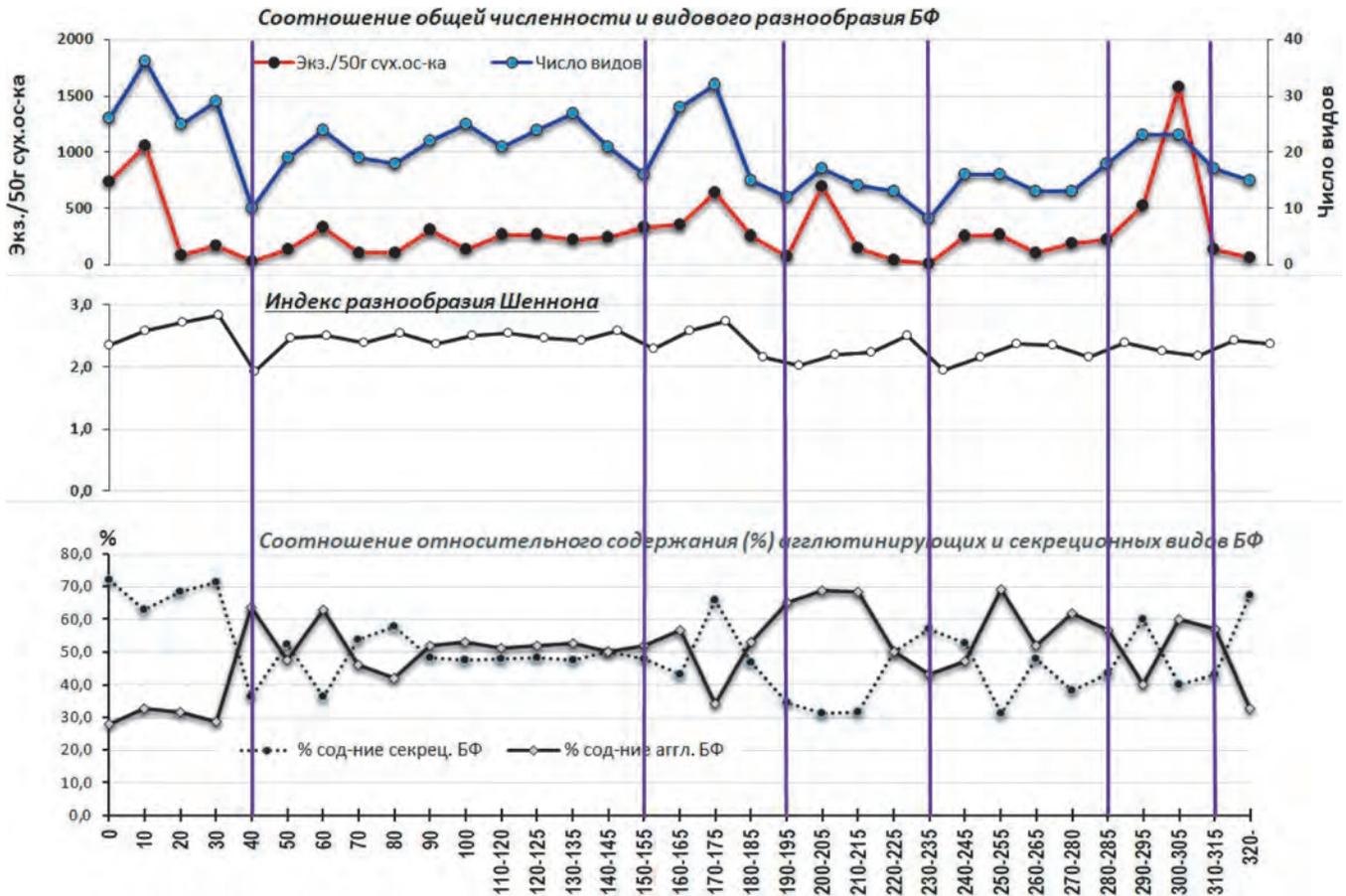
▲ Рис. 5.4. Распределение показательных видов планктонных фораминифер и их раковин в колонке LV88-55 GC. Ось абсцисс – длина колонки осадка, см

до 90 экз. на 10 г сухого осадка. Пик их численности приходится на 110 см и резко падает ниже 130 см. На уровне 190, 220 и 250–290 см в осадке практически отсутствуют планктонные фораминиферы. Среди видов наиболее массовыми являются *G. ruber*, *G. sacculifer* и *Gq. dutertrei*, процентное распределение которых приведено на рис. 5.4. Отчетливо видно, что распределение более тепловодного вида *G. sacculifer* меняется противофазно содержанию *G. ruber* (индикатор зимнего муссона) и *G. dutertrei* (показатель распреснения). Тепловодная *G. menardii* и субтропическая *G. inflata* встречаются спорадически, только в отдельных горизонтах. Самый термофильный вид *Pulleantina obliquiloculata* увеличивает свое содержание (5–10%) в слое 90–140 см. Относительно холодноводная *N. pachydermadex*. (= *N. incompta*) отмечена преимущественно в нижних слоях 230, 300–320 и максимумом на 240 см (15.4%). Космополитные *G. bulloides* и *G. glutinata* отмечены, главным образом, выше 110 и ниже 240 см.

Бентосные фораминиферы (БФ) в колонке LV88-55 GC встречаются по всему разрезу. Всего в разрезе было определено 94 вида хорошей сохранности, относящиеся к 58 родам, из которых 74 вида – секреторные, 20 – агглютинирующие. В каждом образце подсчитывались общая численность раковин (количества экземпляров на 50 г сухого осадка), количество таксонов и их процентное соотношение. В качестве показателя видового разнообразия был принят индекс Шеннона-Уивера ( $H'$ ), для определения которого использовалась программа PAST. Численность БФ по разрезу варьирует от 8 до 1580 экз., количество таксонов меняется от 10 до 36. К доминирующей группе фор-р относятся наиболее часто встречаемые *Agglutinella agglutinans* (d'Orbigny), *Asterotalia gaimardii* (d'Orbigny), *Bigenerina nodosaria* d'Orbigny, *Cylindroclavulina bradyi*, *Heterolepa dutemplei* (d'Orbigny), *Pseudorotalia indopacifica* (Thalman), *Quinqueloculina lamarckiana*, *Quinqueloculina seminulum*, *Siphogaudryina stephensoni* (Cushman), *Textularia* sp., *Triloculina tricarinata* d'Orbigny, характерные для условий внутреннего шельфа.

Микрофаунистический анализ позволил выделить интервалы в разрезе в соответствии с изменяющимися количественными и структурными особенностями комплексов БФ (рис. 5.5, табл. Прил. 3.2).

Кроме этого, станция LV88-55 GC характеризуется повышенными концентрациями метана



▲ **Рис. 5.5.** Распределение численности раковин и видов бентосных фораминифер в колонке LV88-55 GC. Сиреневым цветом отмечены границы выделенных интервалов. Ось ординат – длина колонки осадка, см

(610 нМ/кг). На этой станции отмечен рост метанотрофных микроорганизмов (подробно в Главе 7). В результате исследований образцов суммарной ДНК донных отложений данной станции, было отмечено наличие гена *alkB* – индикатора аэробной деструкции и гена *dsrB* (ген, встречающийся у большинства культивируемых сульфатредуцирующих бактерий).

**Интервал 320–310 см.** Здесь отмечается увеличение числа видов (от 15 до 17) и обилия их раковин (от 61 до 143 экз.) снизу вверх. Комплекс представлен в основном шельфовыми видами, при этом на фоне увеличения содержания агглютинирующих БФ (с 32 до 57%) отмечается снижение численности секреторных видов (с 67 до 43%). В основании разреза встречен единичный глубоководный вид *Pyrgo sarsi* (Schlumberger), обычный для внешнего шельфа и верхней батиали. Индекс  $H' = 2.4$ .

**Интервал 280–310 см.** От основания интервала вверх отмечается резкое увеличение количе-

ственных параметров БФ с максимальными показателями в т.о. 300–305 см, встречено 23 вида, численность БФ достигает 2315 экз/50 г. Далее вверх по разрезу отмечается такое же резкое снижение численности БФ (до 219 экз.), встречено 18 видов. Состав доминантной группы в целом тот же, но изменяется процентное соотношение видов, отмечено высокое содержание *Heterolepa dutemplei* (d'Orbigny) (до 34%), *Siphogaudryina stephensoni* (Cushman) (до 25%) и *Textularia* sp. (до 15%). В аксессуарной группе увеличивается численность представителей рода *Quinqueloculina*, типичного для условий внутреннего шельфа, а также тепловодного вида *Pseudorotalia indopacifica* (Thalman), относящегося к индо-тихоокеанской группе БФ и широко распространенного на шельфе Южно-Китайского моря [Lei, Li, 2016]. Индекс  $H'$  меняется незначительно (от 2.2 до 2.4).

**Интервал 230–280 см.** В этом интервале наблюдается постепенное снижение количественных показателей до т.о. 260–265 см. Число видов умень-

шается до 13, общая численность БФ снижается от 190 до 108 экз/50 г. От 265 см до 240 см показатели увеличиваются. Здесь встречены единичные представители рода *Lenticulina*, обитающего в условиях внешнего шельфа – верхней батиали [Саидова, 1975]. Минимальные показатели приходятся на инт. 230–235 см. Здесь встречено всего 8 видов, при общей численности БФ 9 экз/50 г. Индекс  $H' = 1.9$ . Это самые низкие значения для всего разреза.

**Интервал 190–230 см.** Этот интервал отличается резким увеличением суммарной численности БФ снизу до отметки 200–205 см (от 64 до 1141 экз.), с последующим снижением до 55 экз. Видовой состав, представленный в основном шельфовыми видами, меняется незначительно (от 12 до 17 видов). Значения индекса  $H'$  варьируют от 2.0 до 2.5. Отмечается высокое содержание доминантных видов *Agglutinella agglutinans* (d'Orbigny), *Asterorotalia gaimardii* (d'Orbigny), *Bigenerina nodosaria* d'Orbigny, *Heterolepa dutemplei* (d'Orbigny).

**Интервал 150–190 см.** Комплексы представлены в основном шельфовыми видами. Здесь увеличиваются общая численность БФ и число видов, достигая максимальных значений в интервале 170–175 см, где встречен единичный глубоководный вид *Pyrgo sarsi*. Значение индекса  $H'$  достигает 2.7, что характеризует высокое видовое разнообразие. Число видов достигает 32, обилие БФ составляет 640 экз. Доминантный состав БФ в комплексе практически не меняется, в акцессорной группе отмечается высокое содержание представителей родов *Quinqueloculina* и *Elphidium*, обычных для условий внутреннего шельфа. В верхней части интервала количественные параметры снижаются. Встречено видов 16, общая численность БФ – 329 экз/50 г.

**Интервал 40–150 см.** Характеризуется достаточно однородным составом комплексов БФ. Количественные параметры меняются незначительно: видовой состав варьирует в пределах от 18 до 27, содержание БФ меняется от 104 до 330 экз. Исключение составляет горизонт 40 см, где показатели резко снижаются (до 10 видов и 33 экз., соответственно), и отмечено низкое значение индекса разнообразия  $H' = 1.9$ . Доминирующую роль в этом интервале играет вид *Cylindroclavulina bradyi* (Cushman), широко распространенный на шельфе – верхней батиали.

**Интервал 0–40 см.** Комплексы БФ характеризуются наиболее высокими показателями для всего разреза. Видовой состав представлен 36 таксона-

ми, обилие БФ достигает значения 1755 экз/50 г. Основной состав комплексов представлен шельфовыми видами, но встречаются глубоководные виды: *Sigmoilopsis asperula* (Karrer), представители рода *Nonion*. В этом интервале отмечается значительное увеличение секретионных видов с одновременным снижением числа агглютинирующих таксонов. Состав доминантной группы здесь остался прежним, но число видов акцессорной группы значительно увеличилось. Отмечается появление в этом интервале представителей родов *Bolivina*, *Brizalina*, характерных для внешнего шельфа-батиали, а также увеличение численности представителей родов *Elphidium*, *Quinqueloculina*, обитающих на внутреннем шельфе и редко встречающихся в глубоководных условиях [Van Marle, 1988].

Следует отметить, что процентное соотношение агглютинирующих (песчаных) и секретионных (карбонатных) видов находится в противофазе по всему разрезу, за исключением интервала 90–145 см. На этом отрезке их содержание в осадке примерно одинаково. Механизм этого различия пока не совсем выяснен. Вероятно, это связано с изменением активности муссонных процессов. Район исследования находится на территории смешения речных и морских вод, с ярко выраженной фронтальной зоной и резкими градиентами гидрхимических характеристик как в сухой, так и в дождливый сезоны [Российско-вьетнамские..., 2020]. Повышение количества взвешенного терригенного вещества в дождливые сезоны способствовало уменьшению прозрачности вод, снижало содержание кислорода и интенсивность фотосинтеза. Все эти факторы резко отрицательно влияли на развитие планктонных и секретионных бентосных фораминифер. При дальнейших исследованиях хронология таких событий позволит более точно установить этапы выноса материала с прилегающей суши Тонкинского залива.

Возрастная модель колонки LV88-55 GC строится на следующих принципах: литологический разрез колонки указывает, что она не содержит явных перерывов осадконакопления, и ее формирование происходило в относительно стабильных природных условиях близких к современным. Изменения в составе планктонной фауны позволяет установить более дифференцированные флуктуации природной среды за период накопления исследуемой колонки. Так, заметное падение численности раковин планктонных фораминифер в нижней части колонки (>130 см) может свидетельствовать о менее

благоприятных условиях для их обитания. Возможно, это было связано с большим выносом терригенного материала и увеличением мутности вод, что и могло ограничить развитие планктона. Вместе с тем, присутствие отдельных теплопроводных представителей менардиевого комплекса в отдельных слоях всей колонки показывает на периодические инвазии водных масс с юга. Более того, среди них присутствуют отдельные раковины, которые по своим морфологическим признакам (окаймляющие шипики контура периферии) соответствуют показательному виду голоцена – *Globorotalia menardii fimbriata*. Отсутствие радиоуглеродных данных не позволяет точно калибровать по времени выделенные события. Но все вышеперечисленные факторы указывают на то, что осадконакопление в исследуемой колонке происходило, по-видимому, в голоцене. В пользу этого мы привлекли результа-

ты палеогеографического анализа по колонке (координаты  $-18^{\circ}22'36''$  с.ш.,  $108^{\circ}03'46''$  в.д., глубина 76 м), отобранной рядом с нашей и чуть ближе к о-ву Хайнань. На основе палинологических данных и 6 радиоуглеродных дат установлено, что нормальное морское осадконакопление в точке отбора колонки началось около 8.5 тыс. лет назад, а до 13.4 тыс. лет Тонкинский залив был сушей [Zhang et al., 2010]. Начало послеледниковой трансгрессии отмечено 11.7 тыс. лет и до 8.5 тыс. лет здесь существовали солоновато-водные условия. На протяжении голоцена авторы фиксируют усиление летних (~7.5 тыс. лет и ~3.4 тыс. лет) и зимних муссонов (~6.0, ~2.7 и ~0.2 тыс. лет назад). Высокое содержание экваториально-тропических *Gl. menardii* и *Gs. sacculifer* в слое 320 см нашей колонки может соответствовать наиболее ранней терминальной фазе, около 7.5 тыс. лет.

---

### 5.3. ВЫВОДЫ

---

На примере фораминифер выполнен микрофаунистический анализ двух кернов терригенных отложений из осадочных бассейнов Красной реки и Фухань, расположенных на северном и центральном привьетнамском шельфе и склоне, соответственно.

По фораминиферам из отложений бассейна Фухань выявлено, что на климатические изменения более чутко реагирует вид *G. ruber*, на кривой которого фиксируется два теплопроводных пика в голоцене и сильные вариации во время перехода от плейстоцена к голоцену. Для этого района выявлен региональный сигнал палеоклиматических изменений, который требует дальнейших исследований.

В Тонкинском заливе (осадочный бассейн Красной реки) выявлен противоположный характер в распределении песчаных и карбонатных видов, что, возможно, связано с изменениями палеоактивности муссонных процессов. Для исследованного участка, кроме высокой численности и разнообра-

зия бентосных фораминифер, характерны активные микробиальные процессы (выявлены метанотрофия, нефтеокисление и сульфатредукция).

Таким образом, палеоэкологический анализ на примере планктонных и бентосных фораминифер в изученных колонках показал сложность интерпретации и использования традиционных методов применительно к голоценовой и позднеледниковой фауне Южно-Китайского моря. Состав такой фауны в поверхностных осадках шельфа часто не отражает современный облик биоценоза, а содержит аллохтонные таксоны за счет перемыва древних осадков плейстоцена и сноса с мелководий. Часто большие списки видовых тафоценозов, даже с применением новейших методов статистики, не всегда позволяют уверенно стратифицировать осадочные слои и условия их формирования.

Для дальнейших исследований необходимо привлечение дополнительных комплексно-сопряженных методов, особенно изотопного датирования.

## ГЛАВА 6

# ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Южно-Китайское море имеет важное геополитическое положение и характеризуется значительным нефтегазовым потенциалом. В последнее десятилетие Южно-Китайское море и территория Вьетнама начали активно исследоваться методами газогеохимии [Shakirov et al., 2012; Anh et al., 2014; Akulichchev et al., 2015; Tseng et al., 2017; Shakirov et al., 2018; Luong et al., 2019; Shakirov et al., 2019; Luong et al., 2021]. Среди них ряд работ были посвящены распределению метана в морской воде [Luong et al., 2019; Tseng et al., 2017] и эмиссии метана на границе раздела вода–атмосфера [Шакиров и др., 2019; Shakirov et al., 2018], а также распределению метана в осадках северной и юго-западной

части Южно-Китайского моря [Льонг и др., 2021]. В результате, в настоящее время газогеохимическое направление во Вьетнаме стало развиваться наравне с другими геолого-геофизическими исследованиями, в основном благодаря усилиям лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН. Тем не менее, детальное изучение распределения углеводородных и других газов в осадочных отложениях в Южно-Китайском море все еще впереди. Целью главы является описание основных особенностей распределения углеводородных и других газов с обсуждением возможных генезисных и индикаторных аспектов на привьетнамском шельфе и склоне и в некоторых геоструктурах сухопутного обрамления.

### 6.1. МЕТОДИКА ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

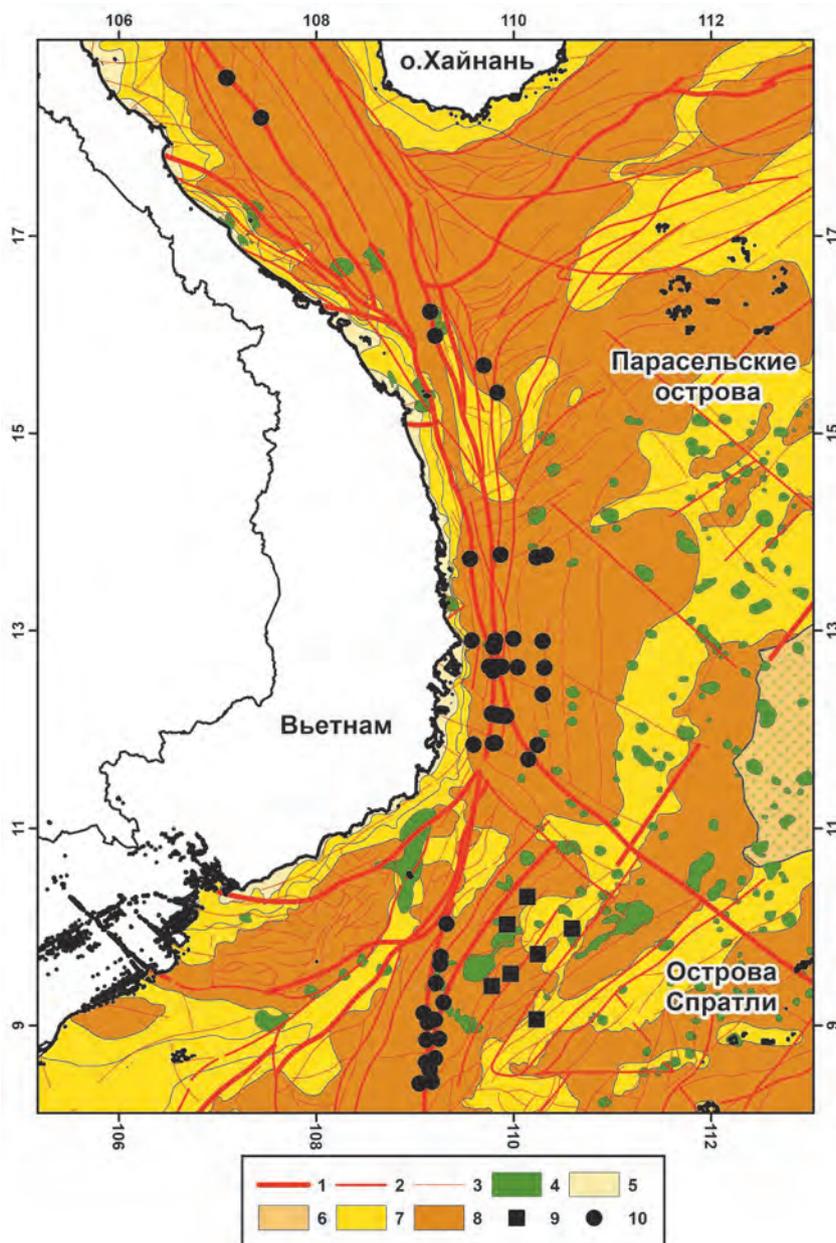
*(Р.Б. Шакиров, А.А. Легкодимов, Г.И. Мишукова, М.А. Бовсун,  
Н.С. Сырбу, В.В. Калинин, А.Л. Веникова, Е.В. Лифанский)*

В настоящее время большое внимание уделяется изучению районов западной части Тихого океана, считавшихся ранее неперспективными в отношении нефтегазового потенциала, а также исследованию геологических структур и глубинных разломов, которые могут быть каналами поставки углеводородных газов (рис. 6.1). Растворен-

ные в воде метан, водород и гелий используются в качестве индикаторов зон разломов, прогноза сейсмических активизаций, экологической оценки окружающей среды, для поисков месторождений углеводородов. Совмещенные в пространстве аномалии метана и гелия могут указывать на наличие восходящего глубинного флюида.

► **Рис. 6.1.** Упрощенная геологическая карта Южно-Китайского моря и места отбора проб [Geological..., 2010].

1 – разломы 1-го порядка; 2 – разломы 2-го порядка; 3 – разломы 3-го порядка; 4 –  $\beta N_2-Qr$ : оливиновый базальт, толеитовый базальт, андезитобазальт. Осадочные толщи различного возраста: 5 – Q; 6 –  $N_1$ ; 7 –  $N_2-Q$ ; 8 –  $E_2$ . Точки отбора: 9 – пробоотбор экспедиции ДК-105; 10 – пробоотбор на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (LV88)



По данным Р.Б. Шакирова и др. [2017], Южно-Китайское море входит в Восточно-азиатский газогидратный пояс, протягивающийся от побережья Новой Зеландии до Берингова моря. Мы полагаем, что континентальный шельф Вьетнама можно разделить на три газогеохимических провинции в отношении распределения метана и других газовых компонентов. Северная часть расположена примерно между широтами 18°N и 15°N, центральная часть ограничена широтами 15°N и 11°N, а южная часть простирается между 11°N и до 6°N. Первые метановые аномалии были обнаружены в основном в северной и южной частях Вьетнамского шельфа. Эти аномалии указывают на длительную

диффузию метана из отложений [Обжиров, 1993]. Примечательно, что Luong et al. [2019] обнаружили контрастную изменчивость концентраций растворенного метана в придонных водах западной части Южно-Китайского моря. Низкие концентрации метана были обнаружены в глубоководной части (500–3800 м), в то время как в более мелководной части шельфа и склона (30–500 м) наблюдались более высокие концентрации метана. Этот аспект может совпадать с распределением метана в донных отложениях моря.

Газогеохимические исследования в 88-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» были сосредоточены в трех районах западной части Южно-Ки-

тайского моря [Шакиров и др., 2020а, 2021]: осадочный бассейн Намконсон – юго-западная часть Южно-Китайского моря, осадочный бассейн Фухань – центральный вьетнамский шельф и склон, а также район осадочного бассейна Красной реки.

В ходе рейса, как было показано в предыдущих главах, был получен большой объем данных по геологии, геофизике и океанографии, которые позволили выявить новые особенности геохимии и минералогии привьетнамского континентального шельфа и прилегающих к нему глубоководных бассейнов [Шакиров и др., 2020а, 2021]. Кроме того, данные о газах в отложениях юго-западного суббассейна были также получены во время рейса DK 105 в августе-сентябре 2019 г. [Льонг и др., 2021]. Одним из результатов исследований стало представление геохимических особенностей газовых месторождений в трех упомянутых выше регионах на западе Южно-Китайского моря.

Бассейны реки Красной, Меконг, водоносные горизонты, озера и мелководные заливы Южно-Китайского моря являются активными районами в отношении процессов углеводородной, водородной, углекислой дегазации [Илатовская и др., 2012; Обжиров, 1993; Шакиров, 2018]. Сведения об уровне содержания водорода, углеводородных и других углеродсодержащих и сопутствующих газов, равно как и аномальных углеводородных, водородных и гелиевых газогеохимических полей, в северном районе Вьетнама находятся в начальной изученности.

Наличие многочисленных нефтегазоносных структур на шельфе Вьетнама создает предпосылки субвертикальной миграции магматогенных, метаморфогенных и термогенных газов в зонах проницаемости. Тем не менее, в газовой эмиссии на мелководном шельфе Вьетнама и прилегающей суше доли миграционных компонентов являются невыясненными. Вопрос возможности проникновения значительных количеств глубинных газов из недр в поверхностные горизонты осадочных бассейнов и тектонических депрессий Вьетнама является одним из ключевых для выяснения роли этого региона в газогеохимическом режиме Северо-Западной Пацифики. Таким образом, проведенные нами изотопно-газогеохимические исследования залива Тонкин, района рифта реки Красной и прилегающей акватории позволяют исследовать природу газогеохимических полей гелия и водорода в этом регионе.

За время работ в районе привьетнамского шельфа Южно-Китайского моря, совместно с коллега-

ми из Института морской геологии и геофизики ВАНТ в рамках совместной Российско-Вьетнамской лаборатории по морским наукам и технологиям (Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН и Институт морской геологии и геофизики ВАНТ), был получен представительный набор проб для газогеохимических исследований.

В ходе морских экспедиций были проведены газогеохимические исследования содержания метана, углеводородных газов и углекислого газа, гелия и водорода в глубинных, поверхностных и подповерхностных слоях водной толщи, а также в донных отложениях осадочных бассейнов Намконсон, Фухань и Красной реки (включая залив Тонкин). Сухопутные исследования в районе Северного и Южного Вьетнама выполнялись в рамках совместной Российско-Вьетнамской лаборатории по морским наукам и технологиям, а также по серии локальных грантов и в рамках национальных проектов Вьетнама.

### **Методика отбора проб воды при полевых исследованиях на суше**

Полевые работы на побережье включали в себя отбор проб воды батометром системы Нискина из термальных и минеральных источников в бутылки 0.5 л. Газ извлекается методом равновесных концентраций и методом вакуумной дегазации в лаборатории института Морской геологии и геофизики (ИМГГ ВАНТ) для последующей транспортировки и анализа в лаборатории ТОИ ДВО РАН. Из каждого 0.5 л воды было извлечено около 7–9 мл газа. Ошибка определения составляет не более 5%. Пробы воды из источников отбирались также на микробиологический анализ и дальнейшие изотопные исследования. Измерялись температура воды, pH, минерализация, дебит источников. В стеклянные емкости 10 мл отбирались пробы атмосферы над поверхностью источника для последующего расчета потока метана в атмосферу.

Был рассчитан поток метана с поверхности источников для каждой точки отбора проб по результатам измерений концентраций растворенного метана в воде источника с учетом температуры и солености, содержания метана непосредственно над водной поверхностью источника и скорости ветра на момент отбора проб. Метеорологические исследования проводились при помощи много-

функционального прибора для измерений и оценки качества воздуха Testo 435, а также использовались карманные приборы Hanna термометры, измеритель pH ер 5 и портативный влагозащищенный измеритель общей минерализации. Расчет проводился по методу, описанному в работах [Мишукова и др., 2007; Vereshchagina et al., 2013].

### **Методика газогеохимического исследования грунтов**

Газогеохимическое обследование грунтов осуществлялось методом подпочвенно-газовой съемки в соответствии с методическими рекомендациями [Соколов, 1971]. Пробы газа отбирались из шпуров (глубиной 0.7–1.0 м) и мелких скважин (1.5–2.0 м). Отбор проб газа осуществлялся с применением консерванта (перенасыщенного солевого раствора) в стеклянные емкости объемом 65 мл.

### **Методика отбора проб воды**

При отборе проб воды с борта использовалась 6-позиционная система «Rosette» (США), комбинированная с STD-зондом. Зондирующий комплекс оснащался кассетой батометров системы NISKIN (6 батометров). Отбор проб воды проводился на отдельных горизонтах с учетом вертикального распределения температуры, солености и других гидрологических параметров в ходе STD-зондирования. Для изучения детального распределения концентраций метана в водной колонке опробовались горизонты, характеризующиеся значительными градиентами океанографических параметров (температуры, солености, мутности). Отбор проб производился на шести горизонтах. Среди них, как правило, стандартными являлись 0 (поверхность), 20, 50, 200 и 600 метров. Для газохроматографического анализа воды был использован метод равновесных концентраций «Head Space». Для более точного и детального анализа концентраций метана и ряда его гомологов (этана, пропана, бутана) в морской воде так же параллельно производился отбор проб для получения газовой фазы методом вакуумной дегазации.

Расчет концентраций метана, гелия, водорода, растворенных в морской воде, производился по методике S. Yamamoto et al. [1976] в модификации D. Wiesenburg and N. Guinasso [1979], с использованием констант растворимости.

### **Методика отбора проб донных осадков**

Отбор проб донных осадков проводился с помощью гравитационного пробоотборника длиной 6 метров (в заливе Тонкин также применялся пробоотборник длиной 3 метра) и внутренним диаметром до 120 мм. Отбор проб для газогеохимического анализа происходил с помощью шприцов объемом 12 мл с обрезанными носиками в склянки 43 и 68 мл, заполненные насыщенным раствором NaCl при необходимости с добавлением консерванта (0.5 мл хлоргексидина биглюконата 0.05%). При отборе проб учитывались литологические особенности колонок осадочных отложений.

Отбор и анализ донных осадков осуществлялся по методике морских газогеохимических исследований лаборатории газогеохимии [Operation..., 2013, 2014]. Дополнительно в экспедиции применялись методы принудительной дегазации: методом вакуумной экстракции получены 71 проба газа на 42 станциях. После поднятия кернов на борт судна пробы осадка отбирались с помощью отрезных пластиковых шприцев объемом 60 мл. Затем осадки вводились в систему вакуумной дегазации в газовой лаборатории на борту судна, для извлечения газов в насыщенном солевом растворе. Аналитическая точность определяется правильной экстракцией углеводородного газа, содержащегося в образце. Затем образцы газа были переданы в лабораторию для проведения газохроматографического анализа.

Кроме того, с помощью метода «head space» было получено 17 газовых проб из 8 кернов в рейсе ДК-105. Пробы осадка отбирались с помощью отрезных пластиковых шприцев объемом 20 мл. Затем образцы содержались в стеклянных флаконах по 20 мл, заполненных насыщенным солевым раствором, и хранились в холодильнике до последующей транспортировки для анализа в лабораторию газогеохимии ТОИ ДВО РАН, г. Владивосток.

Для установления фоновых концентраций веществ (газов), применялся метод бокс-графика [Reimann et al., 2005].

### **Методика анализа изотопного состава углерода**

Анализ стабильных изотопов углерода метана и углекислого газа выполнен на масс-спектрометре Finnigan MAT – 252 по системе CF-IRMS в Университете Нагойя, Япония [Tsunogai et al., 2010]. Зна-

чения ( $\delta$ ) были рассчитаны как отношение  $R_{\text{проба}} / R_{\text{стандарт}}$ , где  $R$  – это отношение  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  как для исследуемой пробы, так и для стандарта (VPDB).

### Методика анализа проб воды и донных осадков

Для хроматографического анализа газового состава углеводородных и неорганических газов на борту судна использовался хроматограф «Кристалл-Люкс 4000М» (ООО «НПФ «Мета-хром», г. Йошкар-Ола), снабженный пламенно-ионизационным детектором и двумя детекторами по теплопроводности, газ-носитель – гелий. Для анализа гелия и водорода применялся хроматограф «Хроматэк-Газохром 2000» (ОАО «Хроматек», г. Йошкар-Ола) с датчиками теплопроводности повышенной чувствительности (1–2 ppm по гелию и водороду), газ-носитель – аргон. Содержания метана, гелия, водорода, углеводородных газов (УВГ), двуокиси углерода в осадке приводятся в ppm ( $1 \cdot 10^{-4}\%$ ).

При определении фоновых концентраций газов использовались методы, регламентированные действующими нормативными указаниями установления фоновых концентраций веществ (газов) и имеющимися методическими вероятностно-статистическими опубликованными источниками [Нормативно-методическое..., 1995; Поротов, 1977; Смирнов, 1983]. Лаборатория газогеохимии Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН имеет Свидетельство Росстандарта № 41 к паспорту лаборатории ПС 1.047–18.

Для проведения молекулярно-биологических исследований донных отложений отбирали поверхностный слой керна, а также по всей длине с шагом 20–30 см с учетом слоев с различным цветом, запахом и консистенцией. Проводился учет микробиологических сообществ: анаэробных, микроаэрофильных и аэробных бактерий. Оценивали интенсивность аэробной и анаэробной деструкции, баланса метаногенез/метанотрофия, сульфатредукции, азотфиксации, нитри-денитрификации.

### Методика расчета потоков метана на границе раздела «вода–атмосфера»

Потоки метана были рассчитаны для каждой точки отбора проб по экспериментальным данным концентраций растворенного метана в поверхностном слое морской воды, содержания метана в при-

водном слое атмосферы, температуры, солености и реальных скоростях ветра.

Отбор проб воды с поверхностного горизонта (глубина забора воды 4 м) осуществлялся по ходу движения судна из носовой проточной системы. Периодичность отбора проб составляла 2 часа. Одновременно с отбором проб воды измерялись гидрологические параметры (температура, соленость) с использованием проточного термосолинографа SBE–45 (USA) и метеопараметры (давление, температура воздуха, скорость и направление ветра) с использованием метеокомплекса Davis Vantage Pro 2 (USA). Фиксировалось время отбора и навигационная привязка к маршруту движения судна. На станциях для отбора проб воды с различных горизонтов с борта судна использовался 12-позиционный пробоотборник «Rosette 1016» с батометрами Нискина. Зондирующий комплекс оснащался кассетой поливинилхлоридных батометров системы NISKIN (12–14 батометров).

Анализ метана проводился на борту судна с помощью газового хроматографа «Кристаллюкс-4000М» (ЗАО МЕТАХРОМ, г. Йошкар-Ола), чувствительность ПИД по метану составляет  $10^{-6}\%$ . В качестве газа-носителя использовался гелий.

Обработка и запись параметров велись в режиме реального времени с использованием программного обеспечения Weather Link. Дискретность записи метеоданных – 30 минут.

Расчет потоков метана проводился по методике, описанной в работах [Мишукова и др., 2007; Mischoukov, Mishukova, 1999; Vereshchagina et al., 2013]:

$$F = \Delta C * K \quad (6.1)$$

где:  $\Delta C = C_{\text{изм}} - C_{\text{равн}}^*$  – разность между измеренной и равновесной концентрацией метана;  $K$  – коэффициент газообмена на границе вода – воздух [Mischukov, Mishukova, 1999].

Степень пересыщения  $N$  (%) рассчитывалась по формуле:

$$N = (\Delta C / C_{\text{равн}}^*) \cdot 100 \quad (6.2)$$

Для исследования изменчивости потоков метана на границе вода–атмосфера и определения ее границ предлагается использовать 10 градаций значений потоков: сильный сток от –6 до –1 моль/( $\text{км}^2 \cdot \text{сут.}$ ); слабый сток –1 до –0.01 моль/( $\text{км}^2 \cdot \text{сут.}$ ); равновесие от –0.01 до 0.01 моль/( $\text{км}^2 \cdot \text{сут.}$ ); эмиссия слабой интенсивности от 0.01 до 1 моль/( $\text{км}^2 \cdot \text{сут.}$ ); эмиссия умеренной интенсивности от 1 до 4 моль/( $\text{км}^2 \cdot \text{сут.}$ ); эмиссия средней интенсив-

ности от 4 до 10 моль/(км<sup>2</sup>·сут.); эмиссия высокой интенсивности от 10 до 20 моль/(км<sup>2</sup>·сут.); эмиссия очень высокой интенсивности от 20 до 30 моль/(км<sup>2</sup>·сут.); эмиссия аномальной интенсивности от 50 до 150 моль/(км<sup>2</sup>·сут.); ураганные значения: 150–500 моль/(км<sup>2</sup>·сут.) [Легкодимов и др., 2019].

### Методы и средства измерений содержания CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> и паров воды в приводной атмосфере

Измерение CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> и паров воды производилось с помощью двух лазерных анализаторов потоковых концентраций газов Picarro G2311-f (Picarro, США). Данный газоанализатор предназначен для измерения эмиссии диоксида углерода (CO<sub>2</sub>), метана (CH<sub>4</sub>) и паров воды (H<sub>2</sub>O) при скорости передачи данных 10 Гц для каждого газа (общая скорость передачи 30 Гц), что позволяет делать до 2000 измерений в минуту, с точностью до  $1 \cdot 10^{-14}$  для CH<sub>4</sub> и  $1 \cdot 10^{-12}$  для CO<sub>2</sub>. Погрешность прибора составляет 200 ppb для CO<sub>2</sub>, 3 ppb для CH<sub>4</sub> и 6 ppb + 0.3% показаний для водяного пара при небольшой подвижности прибора.

Установка газоанализаторов производилась в лаборатории научно-исследовательского судна, находящейся в его носовой части. Поступление анализируемого воздуха к газоанализатору осуществлялось камерами забора воздуха, соединенными с газоанализатором при помощи воздухозаборных трубок. Камеры с воздухозаборными трубками из помещения лаборатории через иллюминатор были выведены на палубу и расположены на двух уровнях высот. Камера забора воздуха одного из газоанализаторов была установлена на высоте 7 м (G7) над уровнем моря, а камера второго – на высоте 14 м (G14) над уровнем моря. Для поддержания оптимального давления внутри газоанализатора к каждому из них был подключен мембранный вакуумный насос MD 4 NT (Vacuubrand, Германия).

Для контроля метеорологических условий, в которых проводилось измерение эмиссии газов, проводились измерения температуры и давления воздуха, скорости и направления ветра, фотосинтетического активного излучения, радиации при помощи метеорологических датчиков. Метеорологические датчики были установлены на палубе в носовой части корабля рядом с камерой забора воздуха газоанализатора G7. Определения температуры и давления воздуха, скорость и направле-

ние ветра велись портативным преобразователем метеоданных Vaisala Weather Transmitter WXT520 (Хельсинки, Финляндия). Определение фотосинтетической радиации осуществлялось при помощи датчика Li-190 (Li-Cor, США), а чистая радиация определялась радиометром Net Radiometer CNR4 (Kipp Zonen, Нидерланды). Сбор и вывод метеорологических данных со всех датчиков осуществлялся измерительным и контрольным модулем Data Logger CR1000 (Campbell Scientific, США).

### Аппаратура и методика исследований содержания ртути

Определение содержания Hg(0) в морском пограничном слое атмосферы проводилось с помощью 2-х анализаторов ртути RA-915M (ООО «Люмэкс», г. Санкт-Петербург). Так как молекула ртути состоит из одного атома, измерение массовых концентраций паров ртути (Hg(0)) в воздухе можно проводить атомно-абсорбционным методом, без предварительной атомизации. На этом принципе основана работа данных ртутных анализаторов. Измерение проводится дифференциальным атомно-абсорбционным способом, с помощью зеемановской модуляционной поляризованной спектроскопии с высокочастотной модуляцией, которая позволяет корректировать неселективное поглощение. Анализируемый воздух закачивается в анализаторы с помощью встроенного компрессора. Анализаторы RA915M позволяют проводить ежесекундные измерения концентрации Hg(0) в воздухе с пределом обнаружения 2 нг/м<sup>3</sup>. При осреднении сигнала за 5 минут, основываясь на 3-х стандартных отклонениях нулевого сигнала, предел обнаружения для данного типа анализаторов составляет 0.3 нг/м<sup>3</sup> [Sholupov et al., 2004].

### Измерение Hg(0) в атмосфере

В ходе рейса содержание Hg(0) в приземной атмосфере было измерено на двух уровнях: 20 и 2 м от поверхности моря. Анализируемый воздух из приводного слоя атмосферы поступал в анализаторы по тефлоновым подогревающимся шлангам длиной 20 м. В ходе рейса все атмосферные измерения ртути проводились непрерывно в режиме мониторинга с контролем нуля каждые 5 минут. Осреднение ежесекундных сигналов производилось для 30-минутных интервалов. При анализе

данных были исключены значения, которые могли быть связаны с судовым загрязнением.

### Измерение потока Hg(0) на станциях

Определение потока Hg(0) на станциях производилось с помощью потоковой камеры («flux chamber» в англоязычной литературе). Потоковая камера была сконструирована в соответствии с описаниями и схемами [Bagnato et al., 2013; Qureshi et al., 2012]. Принцип измерения с помощью потоковой камеры заключается в следующем: камера устанавливается на поверхность моря, воздух с известной концентрацией Hg(0) проходит через камеру, захватывает испарившуюся с поверхности моря Hg(0) и направляется в анализатор (рис. 6.2). В результате поток Hg(0) определяется по формуле (6.3):

$$F = (C_{\text{выход}} - C_{\text{вход}}) \cdot Q/A, \quad (6.3)$$

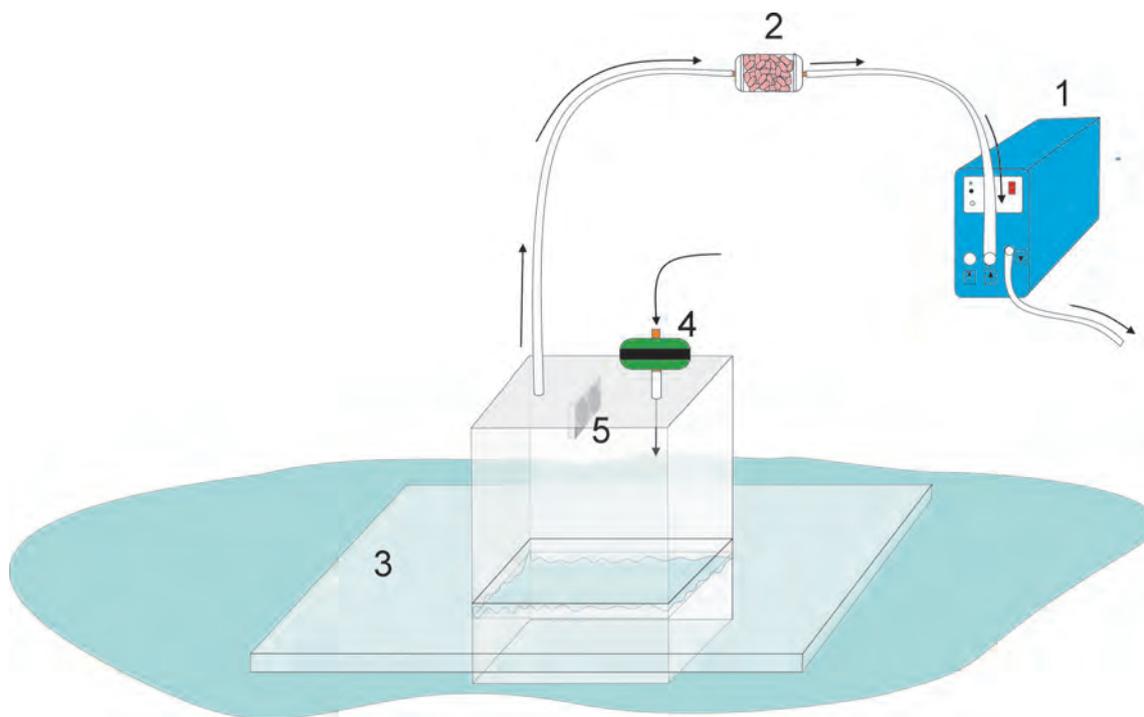
где:  $F$  – поток (в массе на единицу площади в единицу времени),  $C_{\text{выход}}$  – концентрация Hg(0) на выходе из камеры и измеренная анализатором,  $C_{\text{вход}}$  – концентрация Hg(0) в воздухе, поступающем в

анализатор,  $Q$  – скорость прокачки воздуха,  $A$  – площадь основания камеры.

Воздух, поступающий в анализатор, проходил через два фильтра с активированным углем. Результаты измерения концентрации Hg(0) в воздухе, прошедшем через два фильтра с активированным углем:  $N$  (число измерений) – 120,  $\min$  – 0.23,  $\max$  – 0.35,  $\text{mean}$  – 0.046,  $SD$  (стандартное отклонение) – 0.12,  $\text{median}$  – 0.052.

В качестве  $C_{\text{вход}}$  было принято значение 0.05 нг/м<sup>3</sup>, скорость прокачки воздуха равнялась 3.5 л/мин, площадь основания камеры составляла 0.25 м<sup>2</sup>.

На станциях измерения потока Hg(0) работы производились следующим образом. Судно разворачивали так, чтобы в районе постановки потоковой камеры образовывалась ветровая тень. Потоковая камера устанавливалась на поверхность моря с носовой части судна. Затем в течение 7–10 минут с помощью пылесоса производилось удаление оставшегося в камере атмосферного воздуха. Далее потоковая камера посредством тефлонового подогреваемого шланга соединялась с анализатором ртути, и в течение 30 минут производилось измерение концентраций Hg(0) внутри камеры. Для анализа использовались значения, полученные в течение



▲ Рис. 6.2. Схема измерения потока Hg(0) с поверхности моря с помощью потоковой камеры.

Цифрами обозначены: 1 – анализатор ртути RA-915; 2 – фильтр с натровой содой для удаления влаги; 3 – плавучее основание потоковой камеры; 4 – фильтры с активированным углем; 5 – два вентилятора для гомогенизации воздуха внутри камеры. Стрелками показано направление движения воздуха

ние последних 20 минут измерений, так как было выяснено, что первые 10 минут концентрация Hg(0) в камере являлась пониженной вследствие удаления атмосферного воздуха пылесосом и закачки в камеру очищенного от ртути воздуха, прошедшего через фильтры. Во время первых 10 минут измерений концентрация Hg(0) в камере выравнивалась и далее находилась на одном уровне.

### Анализ обратных траекторий движения воздушных масс и анализ траекторий взвешенных по концентрациям Hg(0)

Чтобы определить взаимосвязь между изменениями концентраций Hg(0) в окружающем воздухе и движением воздушных масс, мы сгенерировали 72-часовые ансамбли обратных траекторий воздушных частиц из точек измерения с использованием модели HYSPLIT (гибридная одночастичная лагранжева интегрированная траектория) [Stein et al., 2015]. Обратные траектории моделировались через каждый 1 час для всего рейса.

Так как простой анализ обратных траекторий не позволяет количественно оценить региональный вклад каждой траектории, поступающей в район измерений, то для выявления потенциальных регионов-источников, оказывавших влияние на концентрации Hg(0) в точках измерения, использовался анализ траекторий взвешенных по концентрациям (CWT) на основе модели HYSPLIT. В данном исследовании значения CWT для Hg(0) с пространственным разрешением  $1^\circ \times 1^\circ$  были рассчитаны в соответствии с формулой (6.4) [Cheng et al., 2015]:

$$CWT_{ij} = \sum_{l=1}^L C_l \tau_{ijl} / \sum_{l=1}^L \tau_{ijl}, \quad (6.4)$$

где:  $CWT_{ij}$  – значение CWT для ячейки сетки  $(i, j)$ ,  $l$  – индекс обратной траектории,  $C_l$  – средняя концентрация Hg(0) за 1 час, соответствующая прибытию обратной траектории  $l$ ,  $L$  – общее число обратных траекторий, моделируемых для всего рейса,  $\tau_{ijl}$  – это число конечных точек сегмента траектории в ячейке сетки  $(i, j)$  для обратной траектории  $l$ , деленное на общее количество конечных точек той же траектории  $l$ , т.е. время пребывания траектории  $l$  в ячейке сетки  $(i, j)$ .

## 6.2. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

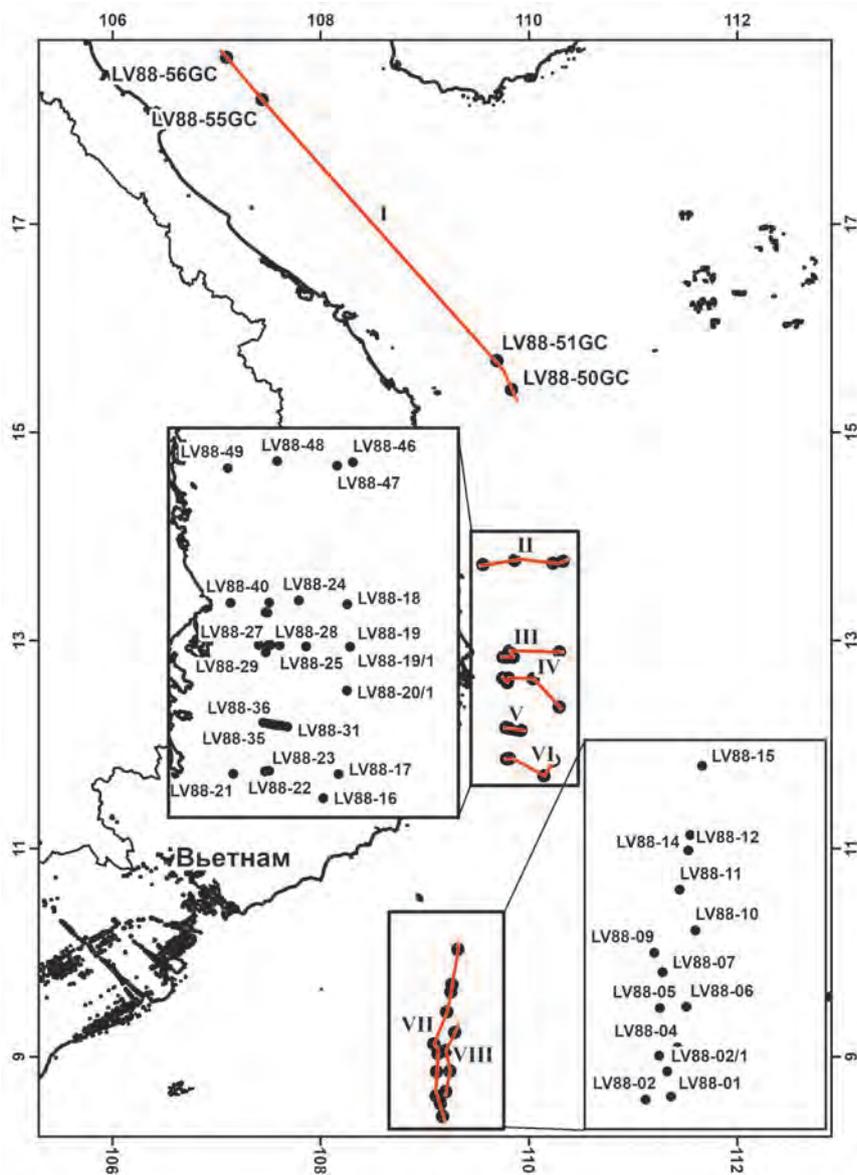
(Р.Б. Шакиров, А.А. Легкодимов, А.И. Обжиров, Ле Дык Лен,  
 Д.А. Швалов, Е.В. Лифанский, Н.С. Сырбу)

В ходе проведения исследований в 88 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» основной отбор проб производился на трех полигонах: осадочный бассейн Намконсон (Южный полигон), осадочный бассейн Фухань (Центральный полигон), осадочный бассейн Красной реки (Северный полигон) (рис. 6.3). Всего поднято и проанализировано 49 кернов осадка. В этом разделе дано описание особенностей распределения углеводородных газов и углекислого газа осадочных отложений в направлении с севера на юг.

В результате проведенного хроматографического анализа на борту судна в течение экспедиции во всех пробах осадка определялись: метан, углекислый газ, углеводородные газы (этан, этилен, про-

пилен, пропан), выполнен контроль содержания азота и кислорода (рис. 6.4).

1) *Метан* установлен во всех пробах, отобранных из донных отложений в концентрации от 34.8 нМ/кг (LV88-51GC, Северный полигон) до 13539 нМ/кг (станция LV88-03GC, Южный полигон). Наименьшие концентрации метана были установлены в первых метрах керна (0–75 см) на Северном полигоне и в забойной части керна на Центральном полигоне. Среднее значение концентрации метана для Северного полигона составило 285 нМ/кг, для Центрального – 452 нМ/кг и для Южного – 636 нМ/кг. Максимальные концентрации метана составили 13539 нМ/кг (LV88-03GC) на Южном полигоне, 3422 нМ/кг (LV88-42GC) в

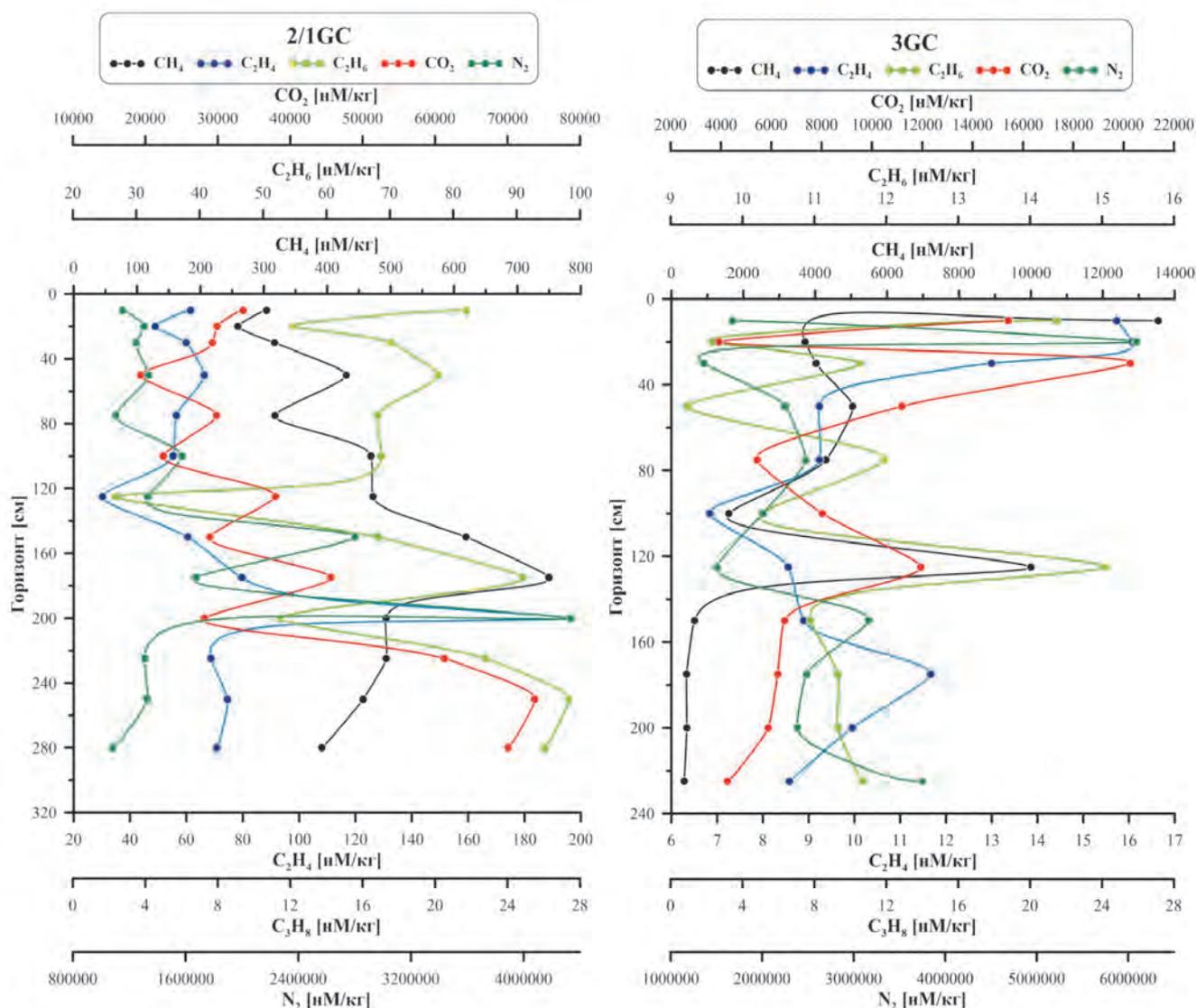


▲ **Рис. 6.3.** Карта станций газогеохимического опробования. Черные точки – станции опробования и их номера. Красные линии – профили, римские цифры – номера профилей

Таблица 6.1

**Усредненные концентрации газов в осадочных бассейнах (ОБ) западной части Южно-Китайского моря**

ОБ	CH <sub>4</sub> , нМ/кг			C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , нМ/кг			C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , нМ/кг			C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> , нМ/кг			N <sub>2</sub> , нМ/кг			CO <sub>2</sub> , нМ/кг		
	мин	макс	ср.	мин	макс	ср.	мин	макс	ср.	мин	макс	ср.	мин	макс	ср.	мин	макс	ср.
Се- вер- ный	178	610	368	5.5	51.8	25.6	7.6	53.5	23.16	1.1	25.5	11.1	849426	2655452	1242021	17218	137606	55388
Цент- раль- ный	34.8	3422	429	7.2	116.4	52.5	4.8	131.8	51	3.7	257	24.7	794525	9865302	1559780	4341	383660	50951
Юж- ный	96.12	13539	639	3.75	196	46	3.9	288	49.2	1.8	93.4	22	111706	21984254	3415801	2875	84764	24140



▲ Рис. 6.4. Особенности распределения природных газов по горизонтам в кернах донных осадков на станциях LV88-2/1GC и LV88-03GC

Центральном полигоне и 611 нМ/кг (LV88-55GC) на Северном полигоне (табл. 6.1).

В целом концентрация метана достигала максимума в верхней части керна на горизонте до первого метра, кроме станций LV88-48GC, 49GC, 46GC, 50GC, 42GC, где наибольшие концентрации приходятся на нижнюю часть керна. Это может указывать на поступление метана в современные осадки из подстилающих отложений привьетнамского шельфа. На Южном полигоне выделяются станции LV88-2/1GC и LV88-03/GC, где обнаружены самые высокие концентрации метана (см. рис. 6.4) На обеих станциях наблюдается тенденция к увеличению концентрации метана к гори-

зонт 200 см ниже поверхности дна. На станции LV88-2/1GC метан имеет положительную корреляцию с углеводородными газами (этилен и этан,  $r = 0.71$ ), что косвенно указывает на общий генезис газов.

2) Углеводородные газы в составе природного газа донных отложений представлены этиленом, этаном, пропиленом, пропаном.

Этилен представлен в 95% в измеряемых пробах, но его концентрации значительно варьируются. Так, например, минимальная концентрация этилена составила 3 нМ/кг на станции LV88-12GC при слабом запахе сероводорода (горизонт 10 см, Южный полигон), а максимальная концентрация

на этом же полигоне составила 195 нМ/кг на станции LV88-2/1GC на горизонте в 200 см. Средняя концентрация этилена для Северного полигона составила 27 нМ/кг, для Центрального – 73 нМ/кг, а для Южного – 60 нМ/кг. Максимальные и минимальные концентрации для Северного полигона составили 61 нМ/кг (LV88-56GC на горизонте 270 см) и 5 нМ/кг на этой же станции (горизонт 75 см), для Центрального – нМ/кг, а для Южного – 109 (LV88-06GC горизонт 10 см) 3 (LV88-12GC горизонт 10 см) нМ/кг, соответственно (см. табл. 6.1). В целом концентрации этилена на Северном полигоне фиксировались на уровне следовых концентраций, иногда (станция LV88-56GC) наблюдалось увеличение содержания этилена к нижнему горизонту керна.

Этан присутствовал в 90% от количества отобранных газовых проб. Для Северного полигона максимальная и минимальная концентрации составили 69 нМ/кг (LV88-56GC горизонт 270 см) и 5 нМ/кг на этой же станции (горизонт 75 см), соответственно, а средняя составила 36 нМ/кг. Для Центрального полигона максимальная и минимальная концентрации составили 132 нМ/кг (LV88-20/1GC горизонт 5 см) и 4 нМ/кг (LV88-38GC горизонт 200 см), соответственно, а средняя концентрация составила 70 нМ/кг. Что характерно, близкая к максимальной концентрация этана на Центральном полигоне также присутствует на станции LV88-47GC на горизонте 325 см, составляя 129 нМ/кг. Для Южного полигона максимальная и минимальная концентрация метана составили 288 нМ/кг (LV88-15GC горизонт 75 см) и 1 нМ/кг (LV88-01GC горизонт 20 см), соответственно, а средняя составила 65 нМ/кг.

Концентрации этана на Северном и Центральном полигонах коррелируют с концентрациями этилена ( $p = 0.75$ ), что косвенно указывает на общность процессов их генерации.

Пропан обнаружен в 80% проб. Максимальная и минимальная концентрации на Северном полигоне составили 28 нМ/кг (LV88-56GC горизонт 270 см) и 1 нМ/кг на этой же станции (горизонт 50 см), соответственно, а средняя составила 14 нМ/кг. В Центральном полигоне максимальная и минимальная концентрации составили 107 нМ/кг (LV88-48GC горизонт 275 см) и 3 нМ/кг (LV88-22GC горизонт 130 см), соответственно, а средняя составила 31 нМ/кг. На Южном полигоне максимальная и минимальная концентрации 93 нМ/кг (LV88-04GC горизонт 250 см) и 6 нМ/кг (LV88-07GC горизонт 100 и 50 см), со-

ответственно, а средняя концентрация составила 22 нМ/кг.

В целом концентрации пропана представлены следовыми концентрациями. Примечательно, что наблюдается положительная корреляция с этиленом на Южном полигоне ( $p = 0.61$ ).

3) Углекислый газ. Общая тенденция показывает, что с глубиной концентрация  $\text{CO}_2$  увеличивается до горизонта 200 см, а ниже по керну могут быть вариации как на уменьшение, так и на увеличение. Обнаружена слабая положительная корреляция вертикального распределения углекислого газа с метаном, этаном и пропаном ( $p = 0.22; 0.24; 0.24$ , соответственно). Четкая взаимосвязь с непредельными углеводородными газами отсутствует, хотя в верхних горизонтах опробования их концентрации часто имеют максимальные значения. Сходство характера распределения углекислого газа и предельных углеводородных газов может указывать на их миграционную природу, то есть они являются устойчивыми индикаторными полеобразующими компонентами.

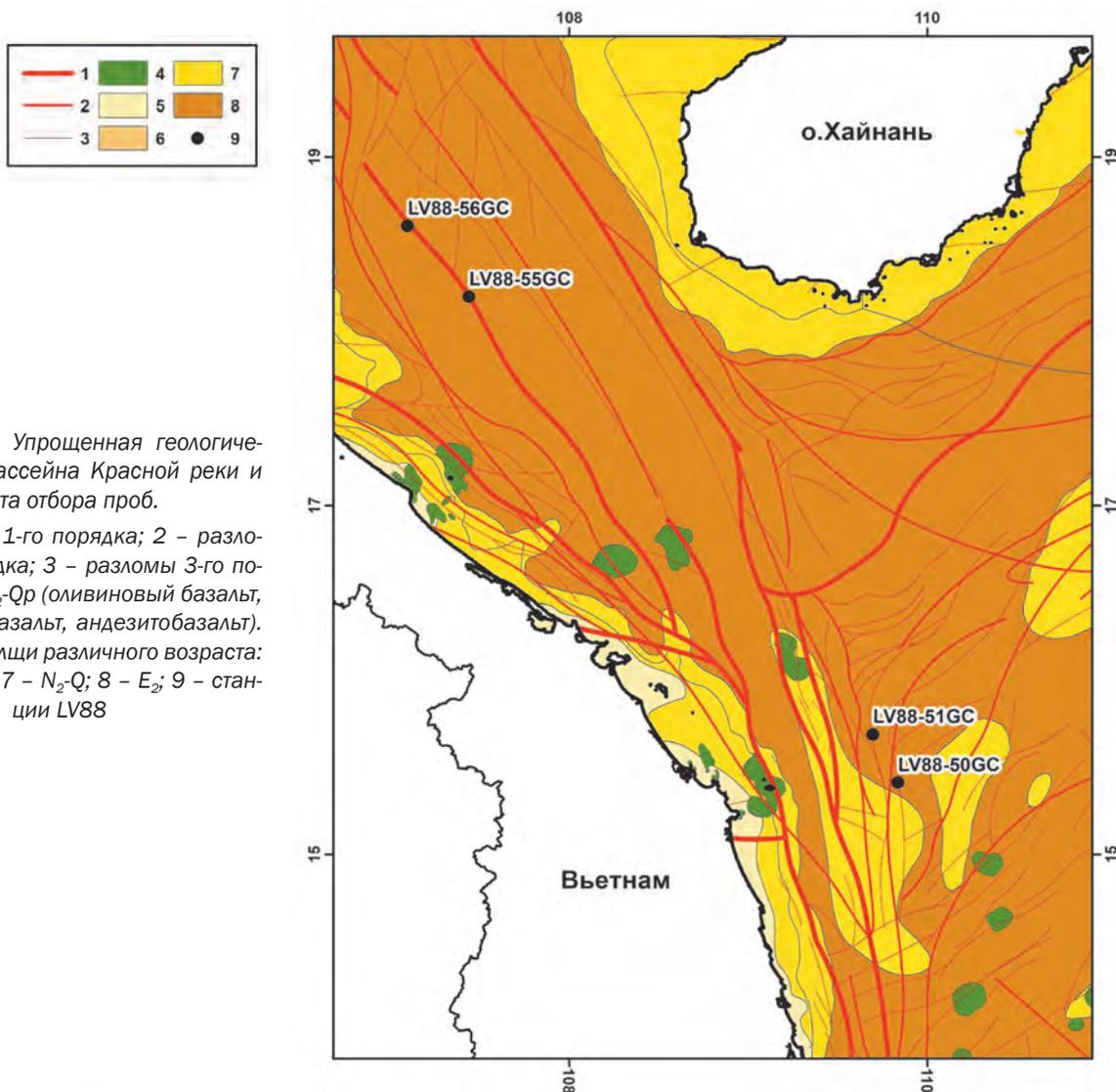
В распределении  $\text{CO}_2$  выделяется Северный полигон, на станциях LV88-56GC и LV88-55GC идет увеличение концентрации с глубиной и после горизонта 200 см. Данные точки опробования лежат в зоне рифтовой системы Красной реки.

### Северный полигон (бассейн Красной реки)

В пределах осадочного бассейна Красной реки в экспедиции рейса 88 НИС «Академик М.А. Лаврентьев» было выполнено четыре станции опробования донных осадков: в южной и центральной частях бассейна (рис. 6.5). Было получено семь проб газа. В бассейне Красной реки развита система разломов СЗ–ЮВ простирания, которая контролирует формирование бассейна.

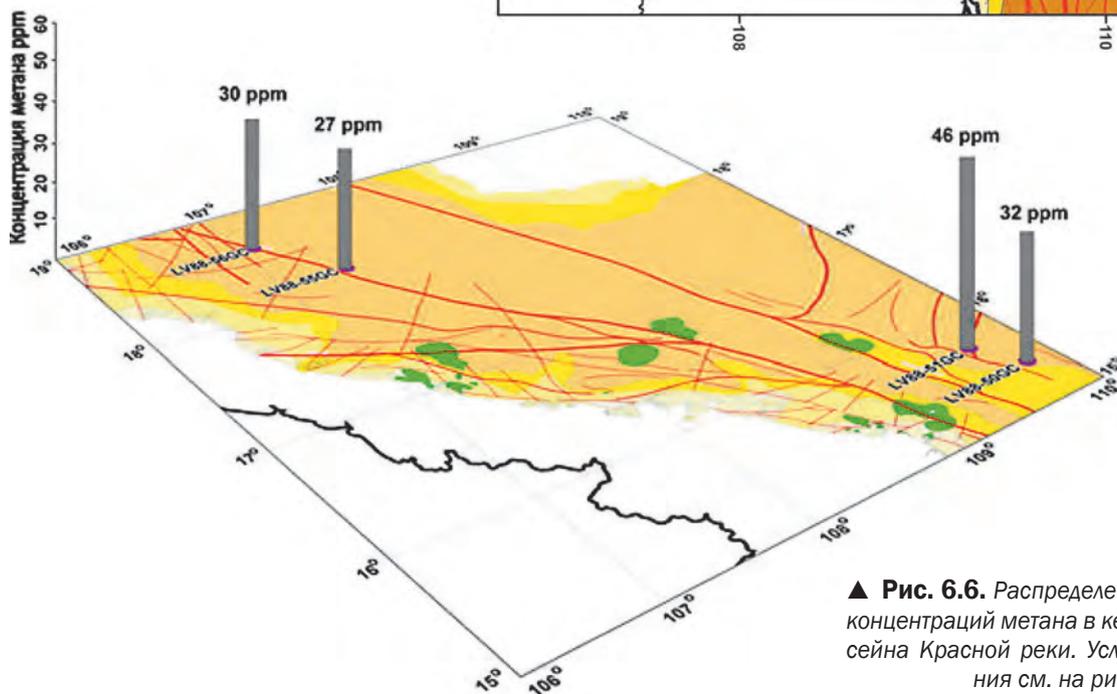
Имеющиеся данные по пробам газа в отложениях бассейна Красной реки отображены в приложении 4. Концентрации углекислого газа имеют широкий диапазон от 0.37% до 2.11%. Напротив, концентрация метана находится в узком диапазоне 11–47 ppm (рис. 6.6). Значение 26 ppm можно рассматривать как фоновую концентрацию метана в регионе.

Очевидно, что тяжелые углеводородные газы имеют более низкие концентрации по сравнению с метаном. Например, этилен, этан и пропан имеют концентрации в диапазоне 1.1–8.4 ppm, 1.1–



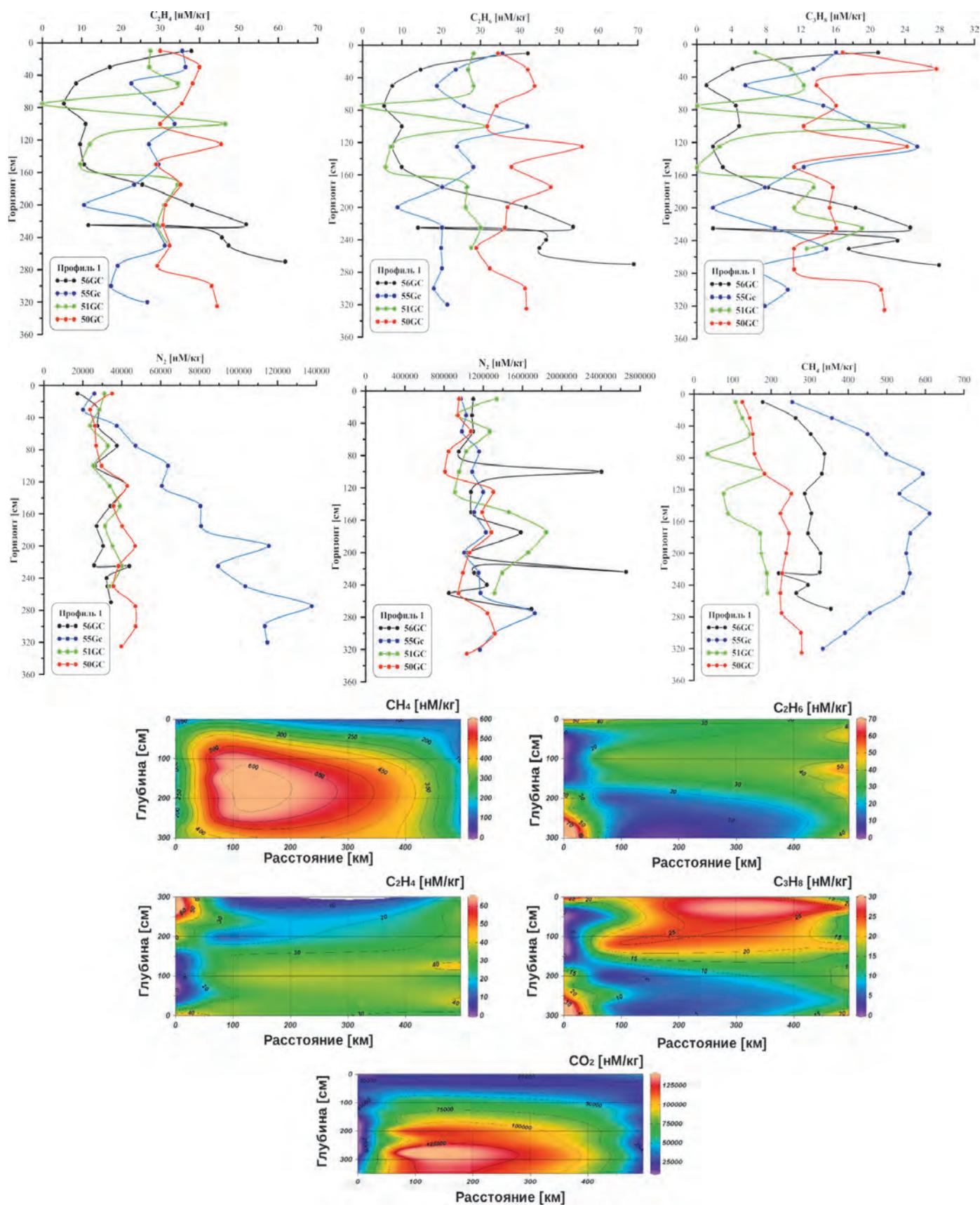
► **Рис. 6.5.** Упрощенная геологическая карта бассейна Красной реки и места отбора проб.

1 – разломы 1-го порядка; 2 – разломы 2-го порядка; 3 – разломы 3-го порядка; 4 –  $\beta N_2-Qr$  (оливиновый базальт, толеитовый базальт, андезитобазальт). Осадочные толщи различного возраста: 5 – Q; 6 –  $N_1$ ; 7 –  $N_2-Q$ ; 8 –  $E_2$ ; 9 – станции LV88

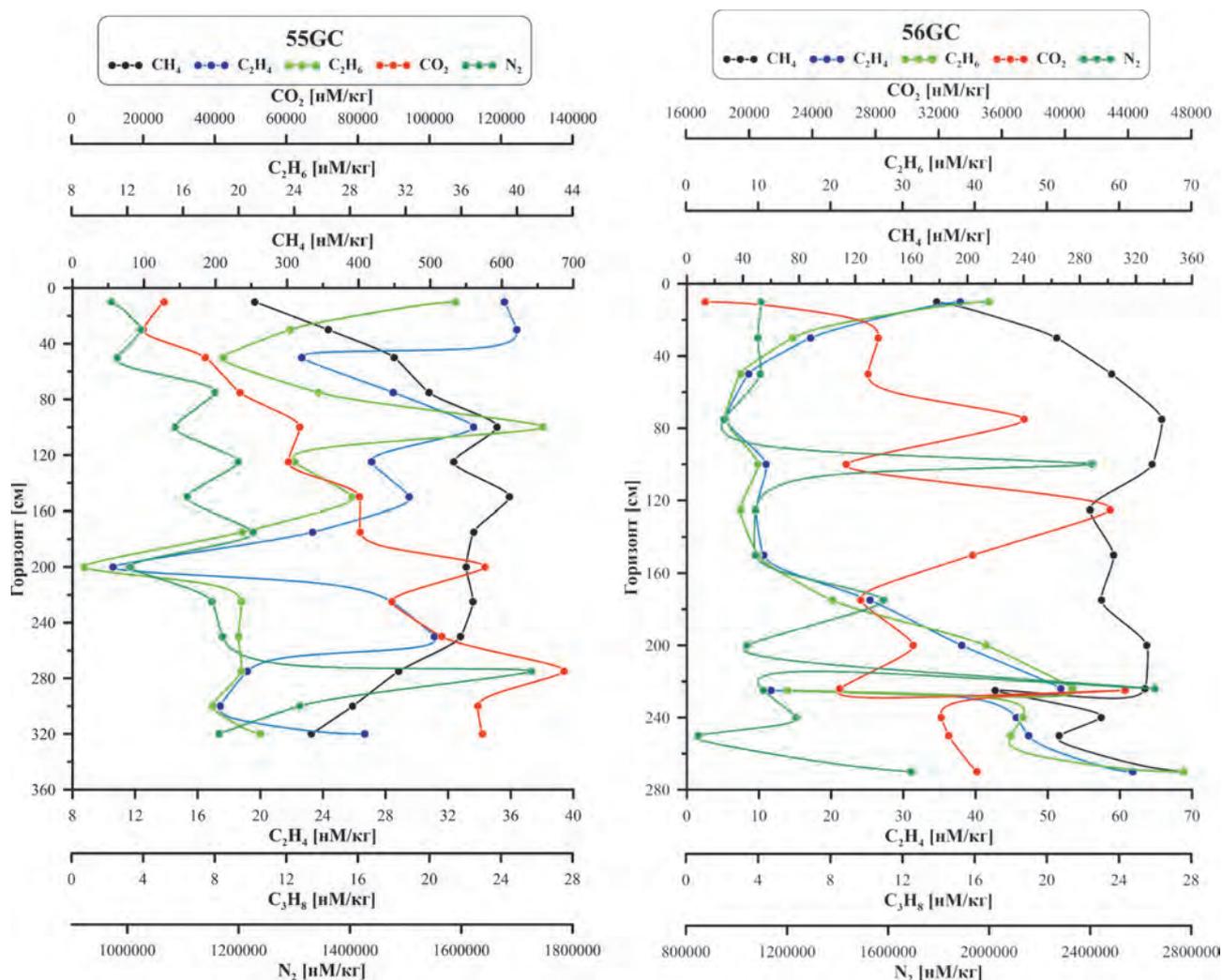


▲ **Рис. 6.6.** Распределение повышенных концентраций метана в кернах осадка бассейна Красной реки. Условные обозначения см. на рис. 6.5

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА** (по результатам 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» и береговых экспедиций 2010–2020)



▲ Рис. 6.7. Распределение природных газов по горизонтам на профиле I



▲ Рис. 6.8. Распределение природных газов по горизонтам на станциях LV88-55GC и LV88-56GC

16.2 ppm и 0.41–4.95 ppm, соответственно. Концентрации и-бутана и бутана варьируются от 0.08 ppm до 0.21 ppm и от 0.44 ppm до 1.35 ppm, соответственно.

### Особенности распределения газов по профилям

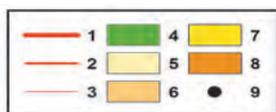
**Профиль I.** Станции: LV88-50GC (глубина 520 м), LV88-51GC (515 м), LV88-54BC (91 м), LV88-55GC (72 м), LV88-56GC (62 м).

Профиль представлен станциями с глубиной до 60 м. Пространственное распределение природного газа представлено на рис. 6.7.

1) **Метан.** Максимальная концентрация составила 610 нМ/кг (LV88-55GC горизонт 150 см) и

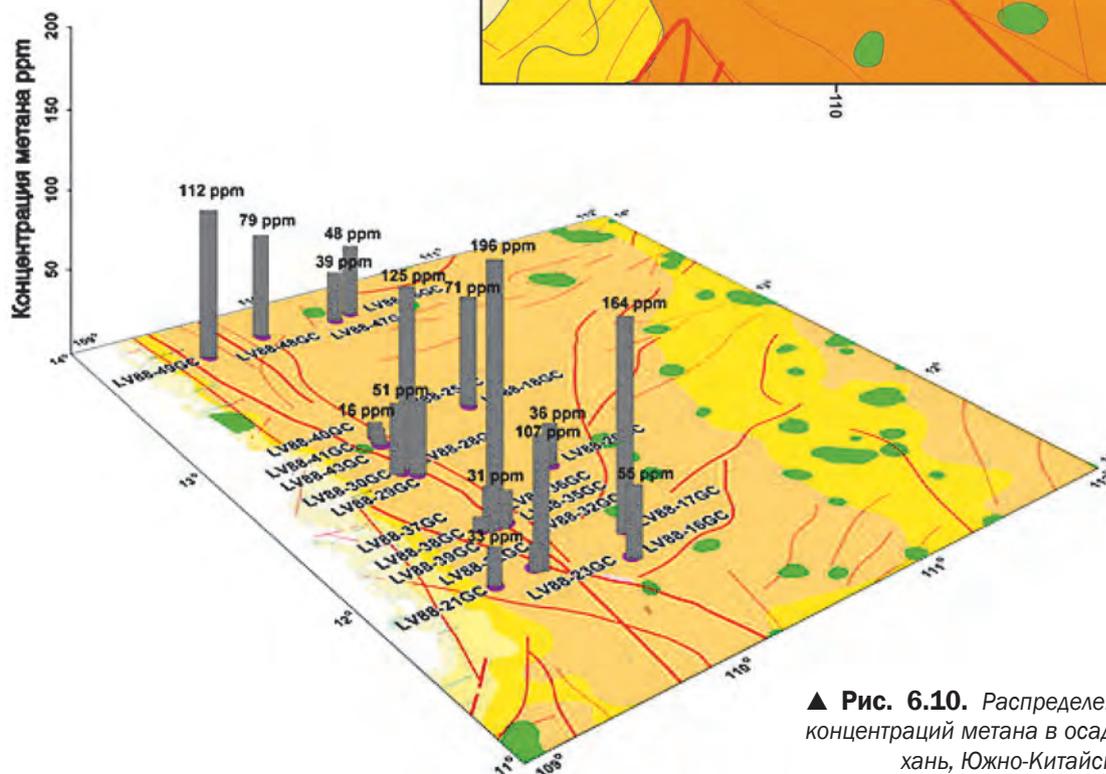
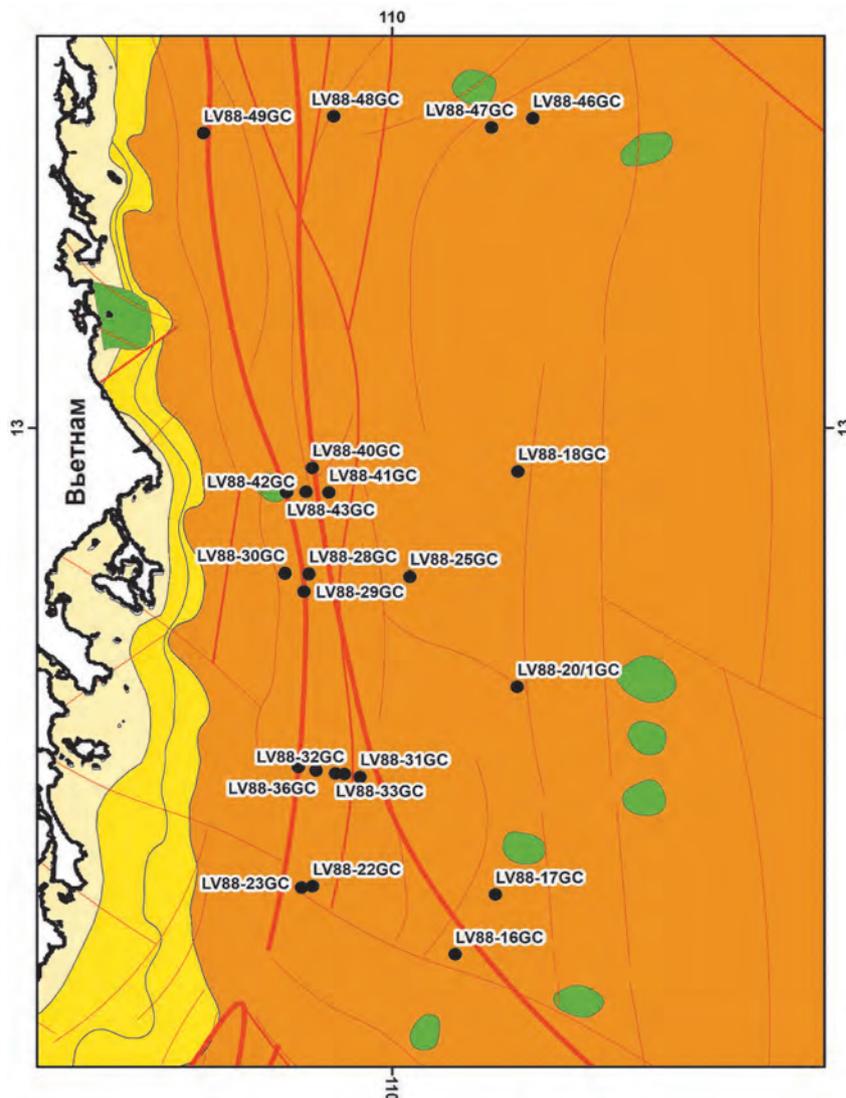
593 нМ/кг (LV88-55GC горизонт 100 см); минимальная концентрация – 35 нМ/кг (LV88-51GC горизонт 75 см); средняя – 290 нМ/кг.

Общая тенденция распределения метана по горизонтам показывает, что его концентрации растут до горизонта 150 см и ниже сильно не изменяются. В целом метан имеет положительную корреляцию с этиленом и этаном. Бывают случаи, когда концентрации метана к низу керна заметно уменьшаются, как например, на станции LV88-55GC: концентрация после горизонта 150 см резко уменьшается. На этой станции метан обладает слабой корреляцией с углеводородами, но положительной с углекислым газом:  $r = 0.15$  с этиленом,  $r = 0.15$  с пропаном,  $r = 0.6$  с углекислым газом (рис. 6.8). В тоже время на соседней станции LV88-56GC наблюдается поло-



► **Рис. 6.9.** Упрощенная геологическая карта бассейна Фухань и места отбора проб рейса 88 НИС «Академик М.А. Лаврентьев»

1 – разломы 1-го порядка; 2 – разломы 2-го порядка; 3 – разломы 3-го порядка; 4 –  $\beta N_2-Qr$  (оливиновый базальт, толеитовый базальт, андезитобазальт). Осадочные толщи различного возраста: 5 – Q; 6 –  $N_1$ ; 7 –  $N_2Q$ ; 8 –  $E_2$ ; 9 – станции LV88



▲ **Рис. 6.10.** Распределение повышенных концентраций метана в осадках бассейна Фухань, Южно-Китайское море

жительная корреляция метана с углеводородами и увеличение концентрации с глубиной и в забое керна (см. рис. 6.8). На горизонте 225 см наблюдается резкое уменьшение концентраций метана, углеводородов и увеличение углекислого газа и азота.

2) Углеводороды в составе природного газа донных отложений представлены этиленом, пропаном, этаном.

**Этилен.** Максимальная концентрация составляет 61 нМ/кг (LV88-56GC горизонт 270 см); минимальная – 5 нМ/кг (LV88-56GC горизонт 75 см); средняя – 27 нМ/кг. Распределение этилена имеет положительные корреляции с другими углеводородами и метаном ( $p = 0.7$  с этаном,  $p = 0.67$  с метаном).

**Этан.** Максимальная концентрация составляет 69 нМ/кг (LV88-56GC горизонт 270 см); минимальная – 5 нМ/кг (LV88-56GC горизонт 75 см); – средняя 36 нМ/кг. В целом распределение этана имеет положительную корреляцию с другими углеводородами и метаном ( $p = 0.7$  с этиленом,  $p \sim 0.6$  с метаном).

**Пропан.** Максимальная концентрация составляет 28 нМ/кг (LV88-56GC горизонт 270 см); минимальная концентрация – 1 нМ/кг (LV88-56GC горизонт 50 см); средняя – 14 нМ/кг. В целом же пропан имеет следовые концентрации и положительную корреляцию с другими углеводородами и метаном ( $p \sim 0.61$  с этиленом,  $p \sim 55$  с метаном).

Имея положительную корреляцию углеводородов с метаном и сходство распределения их по горизонтам, можно сделать вывод о том, что метан и его газообразные гомологи имеют общий генезис и, вероятно, миграционную природу.

3) **Углекислый газ.** Максимальная концентрация составляет 137 606 нМ/кг (LV88-55GC горизонт 275 см); минимальная концентрация – 17 217 нМ/кг (LV88-56GC горизонт 10 см); средняя – 43 000 нМ/кг. Выявлена закономерность уменьшения концентраций углекислого газа к горизонту 30 см и 100 см на всех станциях, кроме LV88-55GC. Скорее всего, данная особенность связана со сменой литотипа и концентрированием газа на границе обводненного верхнего слоя и нижнего, менее влажного и больше уплотненного. Также возможна миграция из более глубоких горизонтов осадков. Стоит отметить общую отрицательную корреляцию с углеводородными газами. Возможно, это особенность распределения взаимосвязана с тем, что станция лежит в зоне разломов.

## Центральный полигон (бассейн Фухань)

Пробы газа в бассейне Фухань были получены в рейсе 88 НИС «Академик М.А. Лаврентьев». Бассейн Фухань имеет глубину моря от 200 до 2500 м. Структура бассейна осложняется системой разломов С–Ю направления, особенно выделяется разлом 109-го меридиана (рис. 6.9). Этот разлом сыграл важную роль в формировании и развитии бассейна Фухань в кайнозое. Бассейн Фухань, несмотря на его важность для геолого-геофизических исследований и в соответствии с перспективами нефтегазоносности, является одной из самых наименее изученных газогеохимическими методами геоструктур.

Всего в 2019 г. из 24 кернов осадков в экспедиции рейса 88 НИС «Академик М.А. Лаврентьев» было взято 42 пробы газа (см. рис. 6.9, приложение 4). Содержания метана варьируются в широком диапазоне от 2 до 196 ppm. На некоторых участках бассейна наблюдаются аномально высокие значения (рис. 6.10), например, станция LV88-17GC (164 ppm), LV88-25GC (125 ppm) и LV88-36GC (196 ppm). Эти аномальные значения метана могут быть связаны с активностью разлома 109-го меридиана. Значение 34 ppm можно считать фоновой концентрацией метана в осадке в бассейне Фухань.

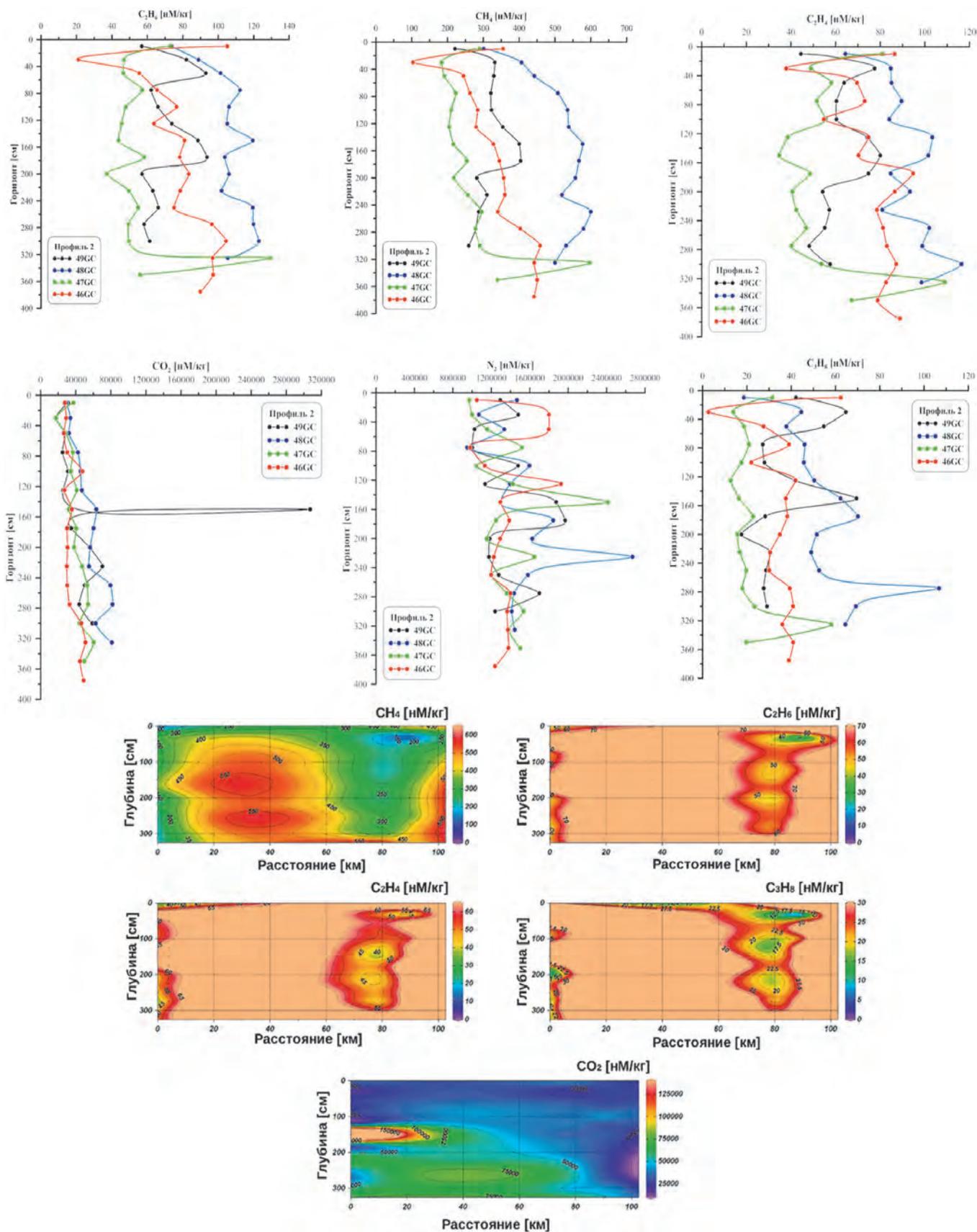
В осадках бассейна Фухань содержание углекислого газа колеблется в широких пределах от 0.1% до 4.77%. Содержание этилена и этана находится в пределах 0.04–24 ppm и 0.04–28.4 ppm, соответственно. Пропан содержится в концентрациях от 0.05 ppm до 20 ppm при обнаружении в 97.6% проб. Концентрации и-бутана и бутана варьируют, соответственно, от 0.13 ppm до 0.57 ppm и от 0.28 ppm до 2.7 ppm, газы обнаружены в 16.7% и 69% проб.

**Профиль II.** LV88-49GC (170 м), LV88-48GC (874 м), LV88-47GC (2139 м), LV88-46GC (2283 м).

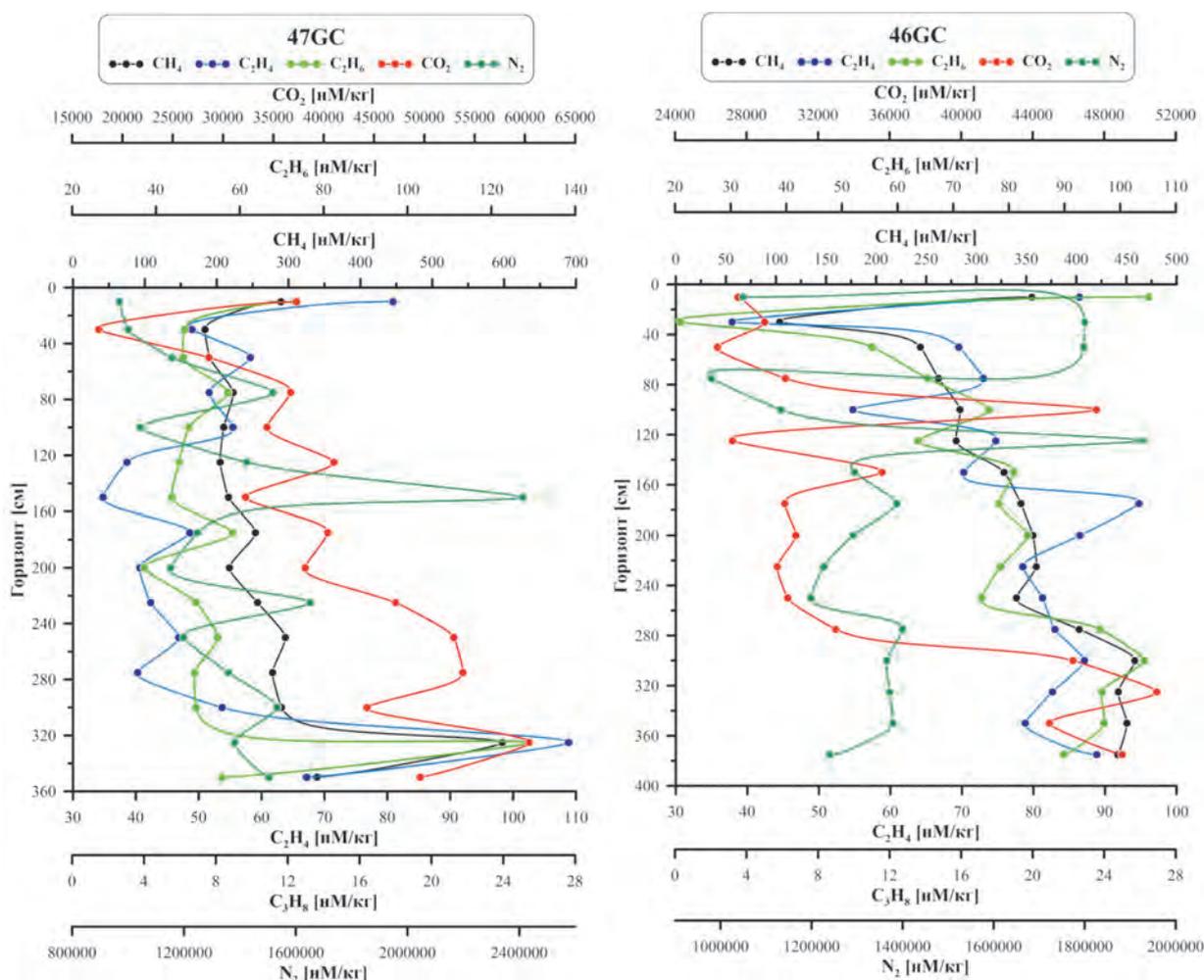
Профиль представлен 4 станциями, 3 из которых глубоководные (рис. 6.11). В целом распределение газов на этих станциях можно отнести к «типичному распределению» газов на глубоководных станциях. Из них выделяются только станция LV88-46GC (рис. 6.12). На горизонте идет резкое увеличение концентрации метана и углеводородов после горизонта 250 см. Этот участок находится в зоне влияния разлома.

В составе природных газов обнаружены:

1) **Метан.** Максимальная концентрация метана составила 600 нМ/кг (LV88-46GC горизонт 250 см),



▲ Рис. 6.11. Пространственное распределение природного газа на профиле II



▲ **Рис. 6.12.** Пространственное распределение газов в осадочных отложениях на профиле II: станциях LV88-46GC и LV88-47GC

минимальная концентрация – 104 нМ/кг (LV88-46GC горизонт 30 см), а средняя – 350 нМ/кг.

Из особенностей распределения метана стоит отметить резкое изменение концентрации на горизонте 30 см на всех станциях, что связано с активными микробиальными процессами. Резкое изменение в распределении метана наблюдается на горизонте 200 и 250 см. На станции LV88-46GC после этого горизонта идёт резкое увеличение концентраций метана. На станции LV88-47GC на горизонте 325 см идёт резкое увеличение концентраций метана и углеводородных газов.

2) Углеводороды в составе природного газа донных отложений представлены этиленом, пропаном, этаном.

**Этилен.** Минимальная концентрация составляет 35 нМ/кг (LV88-47GC горизонт 150 см), максимальная концентрация – 116 нМ/кг (LV88-

48GC горизонт 300 см), а средняя концентрация – 78 нМ/кг.

**Этан.** Максимальная концентрация составляет 129 нМ/кг (LV88-47GC горизонт 325 см), минимальная концентрация – 39 нМ/кг (LV88-47GC горизонт 200 см), а средняя – 70 нМ/кг.

**Пропан.** Максимальная концентрация составляет 107 нМ/кг (LV88-47GC горизонт 275 см), минимальная концентрация – 3 нМ/кг (LV88-46GC горизонт 30 см).

Как и в случае с распределением метана, его гомологи в целом имеют тенденцию к типичному распределению газов на глубоководных станциях. Бывают исключения, например, на горизонте 275 см на станции LV88-48GC наблюдается увеличение концентрации пропана.

3) **Углекислый газ.** Максимальная концентрация составляет 307 257 нМ/кг (LV88-49GC горизонт

150 см), минимальная – 17 630 нМ/кг (LV88-47GC горизонт 30 см), средняя – 35 571 нМ/кг.

Содержание  $\text{CO}_2$  увеличивается с глубиной, градиент изменения по горизонтам составляет 3000 нМ/кг. На горизонте 125 и 300 см наблюдаются резкие изменения его концентраций на всех станциях.

**Профиль III.** LV88-43GC (660 м), LV88-42GC (650 м), LV88-41GC (798 м), LV88-40GC (1039 м), LV88-18GC (2359 м).

Профиль представлен 5 станциями, 4 из которых находятся на бровке шельфа и 1 из них в глубоководной части (рис. 6.13). Станция LV88-43GC является дублем станции LV88-42GC, тем не менее, распределение природных газов на ней значительно отличается (рис. 6.14). Так, например, на станции LV88-42GC наблюдается наибольшая концентрация метана на всем Центральном полигоне (3422 нМ/кг), а концентрации в 3 раза превышают средние концентрации для данного района (1700 нМ/кг средняя концентрация для данной станции).

В составе природных газов обнаружены:

1) **Метан.** Максимальная концентрация составила 3422 нМ/кг (LV88-42GC горизонт 250 см), минимальная концентрация – 188 нМ/кг (LV88-40GC горизонт 225 см), а средняя – 1100 нМ/кг.

Основной тренд распределения метана на данном профиле состоит в увеличении концентрации на горизонте 100 см. На станции LV88-42GC наблюдается увеличение значений концентраций на горизонте 75 см и резкое их уменьшение до горизонта 200 см. Скорее всего это связано с биогеохимическими процессами. На отрезке 200–250 см наблюдается резкое повышение концентраций метана до максимальных. Эта особенность станции требует дополнительного исследования, т.к. в трубке были отмечены следы присутствия сероводорода.

Особенность этого профиля состоит в наличии трех близко расположенных друг к другу станций: LV88-42GC, LV88-41GC, LV88-43GC. При этом характер распределения метана на этих станциях резко отличается.

2) Гомологи метана в составе природного газа донных отложений представлены этиленом, пропаном, этаном.

**Этилен.** Максимальные концентрации составляют 116 нМ/кг (LV88-18GC горизонт 75 см), минимальные – 4 нМ/кг (LV88-42GC горизонт 225 см).

**Пропан.** Максимальные концентрации составляют 116 нМ/кг, минимальные – 5 нМ/кг (LV88-42GC горизонт 100 см).

**Этан.** Максимальные концентрации составляют 55 нМ/кг, минимальные – 3 нМ/кг (LV88-42GC горизонт 200 см). На станции LV88-42GC на горизонтах 100 и 250 см наблюдается резкий скачок концентраций.

3) **Углекислый газ.** Максимальные концентрации составили 383 660 нМ/кг (LV88-18GC горизонт 200 см), минимальная – 9668 нМ/кг (LV88-42GC горизонт 125 см). Для этого профиля характерно увеличение концентрации  $\text{CO}_2$  к забоям керна.

**Профиль IV.** LV88-30GC (195 м), LV88-29GC (336 м), LV88-28GC (707 м), LV88-27GC (1008 м), LV88-25GC (1905 м), LV88-20/1GC (2400 м).

Профиль представлен 6 станциями, 4 из которых можно отнести к глубоководным (рис. 6.15). Особенностью данного профиля является близкое расположение станций LV88-27GC и LV88-28GC. У всех станций прослеживается резкое изменение концентраций на горизонте 25 см (оxygenный слой).

В составе природных газов на профиле обнаружены:

1) **Метан.** Максимальные концентрации составили 725 нМ/кг (LV88-27GC горизонт 100 см), минимальные – 72 нМ/кг (LV88-28GC горизонт 200 см). Выделяется станция LV88-27GC, где с горизонта 30 см и до горизонта 100 см наблюдается увеличение концентраций в 2 раза.

2) Углеводородные газы в составе природного газа донных отложений представлены этиленом, пропаном, этаном.

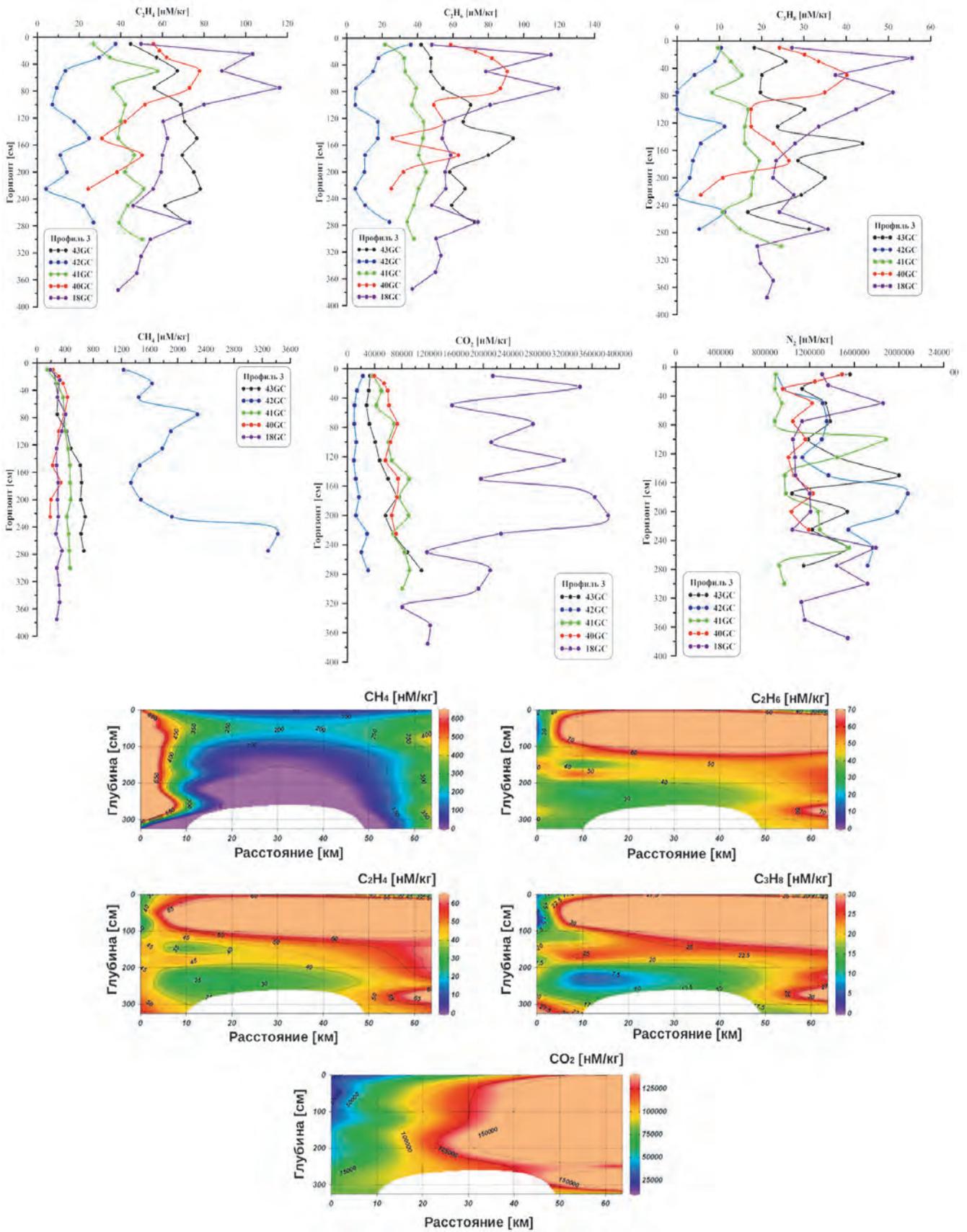
**Этилен.** Максимальная концентрация составила 115 нМ/кг (LV88-20/1GC горизонт 5 см), минимальная – 20 нМ/кг (LV88-29GC горизонт 270 см), средняя – 63 нМ/кг.

**Пропан.** Максимальная концентрация составила 121 нМ/кг (LV88-20/1GC горизонт 5 см), минимальная – 18 нМ/кг (LV88-29GC горизонт 270 см), средняя – 50 нМ/кг.

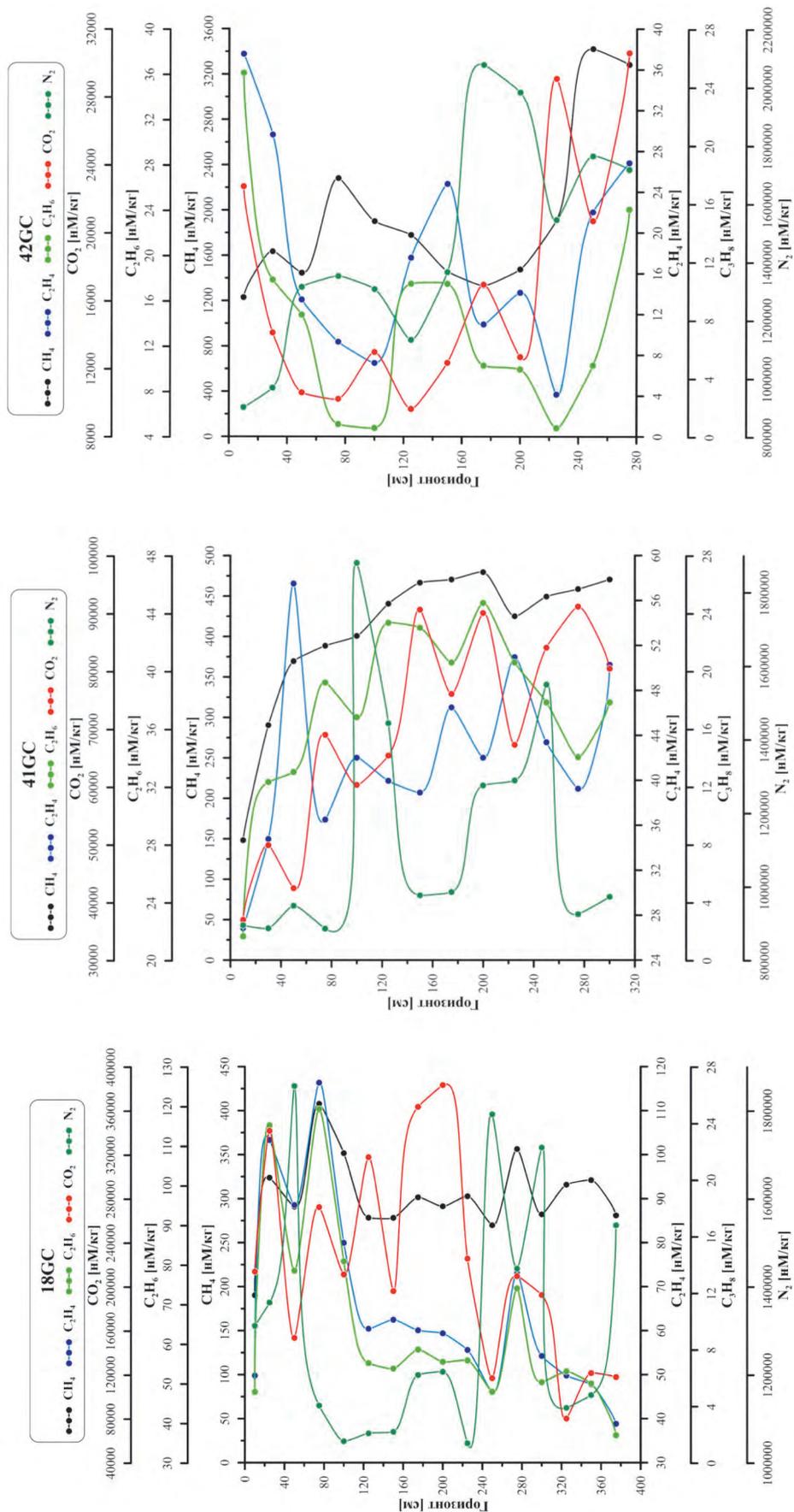
**Этан.** Максимальная концентрация составила 71 нМ/кг (LV88-20/1GC горизонт 5 см), минимальная – 5 нМ/кг (LV88-25GC горизонт 125 см), средняя – 24 нМ/кг.

В целом распределение углеводородов имеет интересную закономерность в повышенных концентрациях в верхнем слое осадков. На станции LV88-20/1GC наблюдаются повышенные концентрации углеводородов в верхних горизонтах.

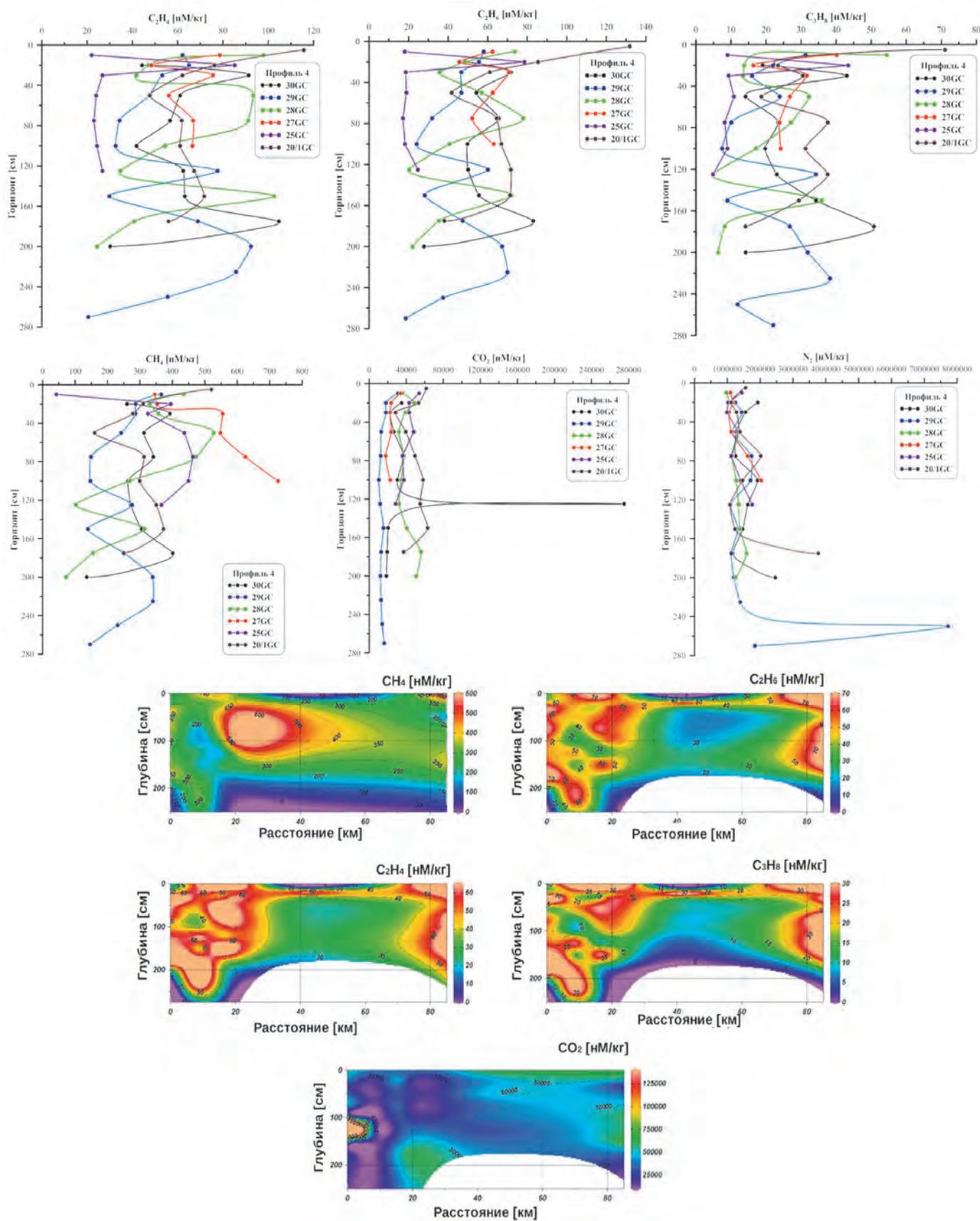
3) **Углекислый газ.** Максимальная концентрация составила 275 858 нМ/кг (LV88-30GC горизонт 125 см), минимальная – 10 433 нМ/кг, средняя – 19 799 нМ/кг.



▲ Рис. 6.13. Пространственное распределение природных газов на профиле III

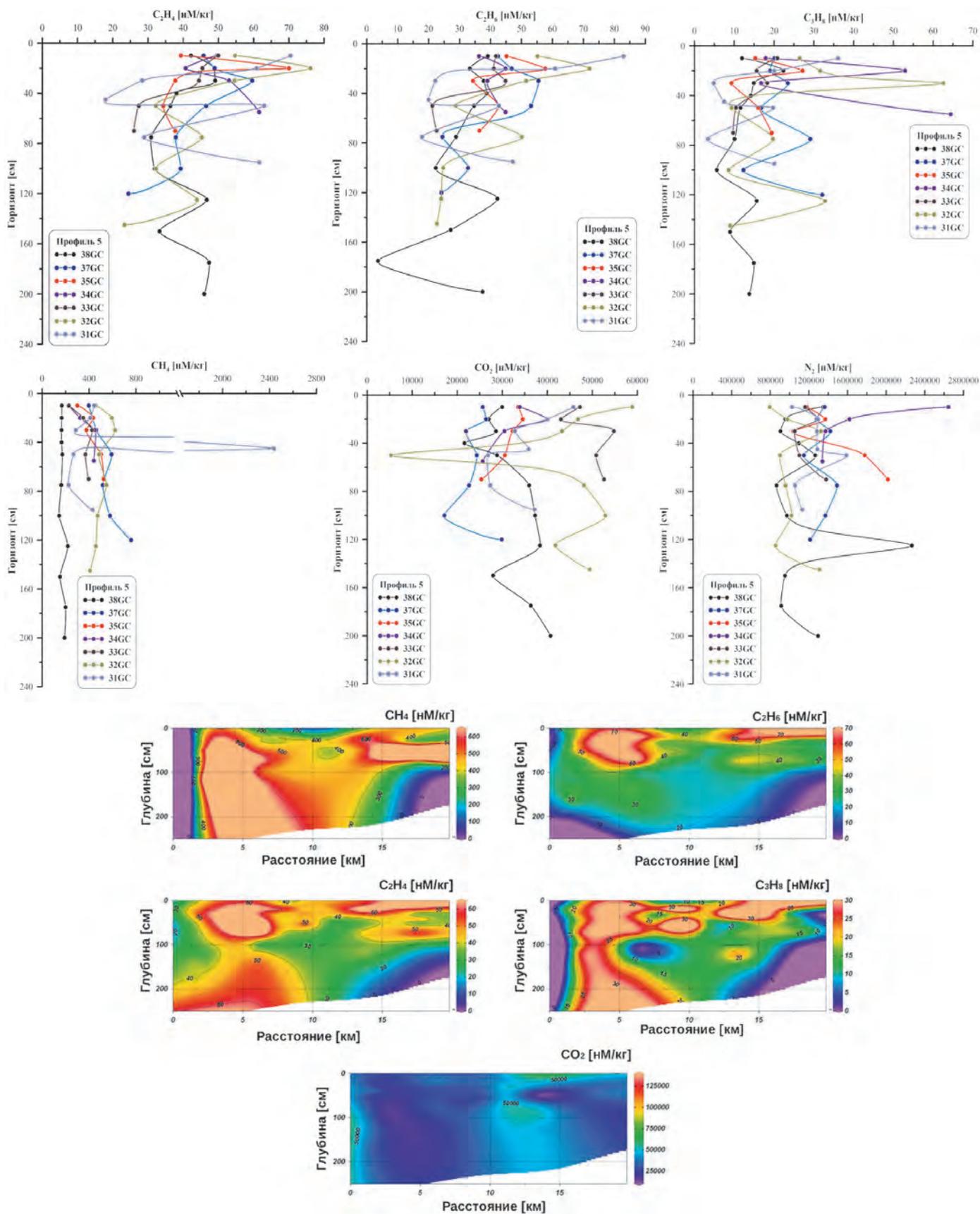


▲ Рис. 6.14. Пространственное распределение газов в осадочных отложениях на профиле III: станции LV88-42GC, LV88-41GC и LV88-18GC



▲ Рис. 6.15. Пространственное распределение газов на профиле IV

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА** (по результатам 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» и береговых экспедиций 2010–2020)



▲ Рис. 6.16. Пространственное распределение природных газов на профиле V

**Профиль V.** Станции LV88-38GC (260 м), LV88-37GC (689 м), LV88-36GC (759 м), LV88-35GC (1005 м), LV88-34GC (1177 м), LV88-33GC (1299 м), LV88-32GC (1455 м), LV88-31GC (1646 м).

Профиль представлен 8 станциями (рис. 6.16). Из них 7 можно отнести к глубоководным. Особенностью данного профиля является то, что он проходит вдоль бровки шельфа. В целом распределение природных газов по керну имеет такие же особенности, как и на профиле IV.

В составе природных газов обнаружены:

1) *Метан.* Максимальная концентрация составила 2437 нМ/кг (LV88-31GC горизонт 50 см), минимальная – 165 нМ/кг (LV88-35GC горизонт 50 см), средняя – 435 нМ/кг. На станциях LV88-35GC и LV88-37GC наблюдается небольшое увеличение концентраций к горизонту 150 см. На станции LV88-31GC на горизонте 50 см наблюдается высокая концентрация метана в осадке – 2437 нМ/кг.

2) Углеводороды в составе природного газа донных отложений представлены этиленом, пропаном, этаном.

*Этилен.* Максимальная концентрация составила 80 нМ/кг (LV88-36GC горизонт 50 см), минимальная – 18 нМ/кг (LV88-31GC горизонт 50 см), средняя – 47 нМ/кг.

*Пропан.* Максимальная концентрация составила нМ/кг 81 (LV88-31GC горизонт 10 см), минимальная – 3 нМ/кг (LV88-38GC горизонт 200 см), средняя – 33 нМ/кг.

*Этан.* Максимальная концентрация составила 64 нМ/кг (LV88-32GC горизонт 30 см). На станции LV88-36GC на горизонтах 75 и 50 см наблюдается резкий скачок концентраций этана.

3) *Углекислый газ.* Максимальная концентрация составила 58 849 нМ/кг (LV88-32GC горизонт 100 см), минимальная – 5288 нМ/кг (LV88-32GC горизонт 50 см), средняя – 30 112 нМ/кг.

Распределение CO<sub>2</sub> также можно отнести к обычному для глубоководных станций, при этом выделяется станция LV88-32GC. На этой станции на горизонте 50 см наблюдается резкое уменьшение концентрации почти в 5 раз и на горизонте в 75 см резкое увеличение. А также прослеживается увеличение значений с глубиной.

**Профиль VI.** Станции LV88-21GC (139 м), LV88-23GC (726 м), LV88-22GC (1238 м), LV88-16GC (2220 м), LV88-17GC (2300 м).

Профиль представлен 5 станциями, 4 из которых можно отнести к глубоководным (рис. 6.17). 2 станции расположены на бровке шельфа, 2 – в

глубоководной части. На станции LV88-22GC прослеживается отрицательная корреляция метана с углеводородами ( $p = 0.22$ ) (рис. 6.18) при том, что концентрации метана увеличиваются с глубиной и являются аномальными. Станция расположена на бровке шельфа. По аналогии с профилем III (LV88-42GC), который расположен в северной части Центрального полигона (осадочный бассейн Фухань), можно сделать вывод о том, что и в южной части этого бассейна наблюдаются локальные зоны дегазации. Также на это указывает распределение CO<sub>2</sub> по керну (увеличение концентраций к забюю).

В составе природных газов обнаружены:

1) *Метан.* Максимальная концентрация составила 1349 нМ/кг (LV88-22GC горизонт 130 см), минимальная – 130 нМ/кг (LV88-16GC горизонт 200 см), средняя – 647 нМ/кг.

На всех станциях прослеживается тренд уменьшения концентрации метана с глубиной, кроме станции LV88-22GC. На горизонте 130 см наблюдается максимальная концентрация метана на профиле и в целом тренд на увеличение значения концентрации метана с глубиной, при этом на этой станции наблюдается отрицательная корреляция метана с углеводородами ( $p \sim 0.22$ ). Но на расположенной рядом станции (LV88-23GC), на этом же горизонте отмечено понижение концентраций и убывание их с глубиной.

2) Углеводороды в составе природного газа донных отложений представлены этиленом, пропаном, этаном.

*Этилен.* Максимальная концентрация составила 61 нМ/кг (LV88-16GC горизонты 75, 125, 200 см), минимальная – 15 нМ/кг (LV88-22GC горизонт 75 см), средняя – 40 нМ/кг.

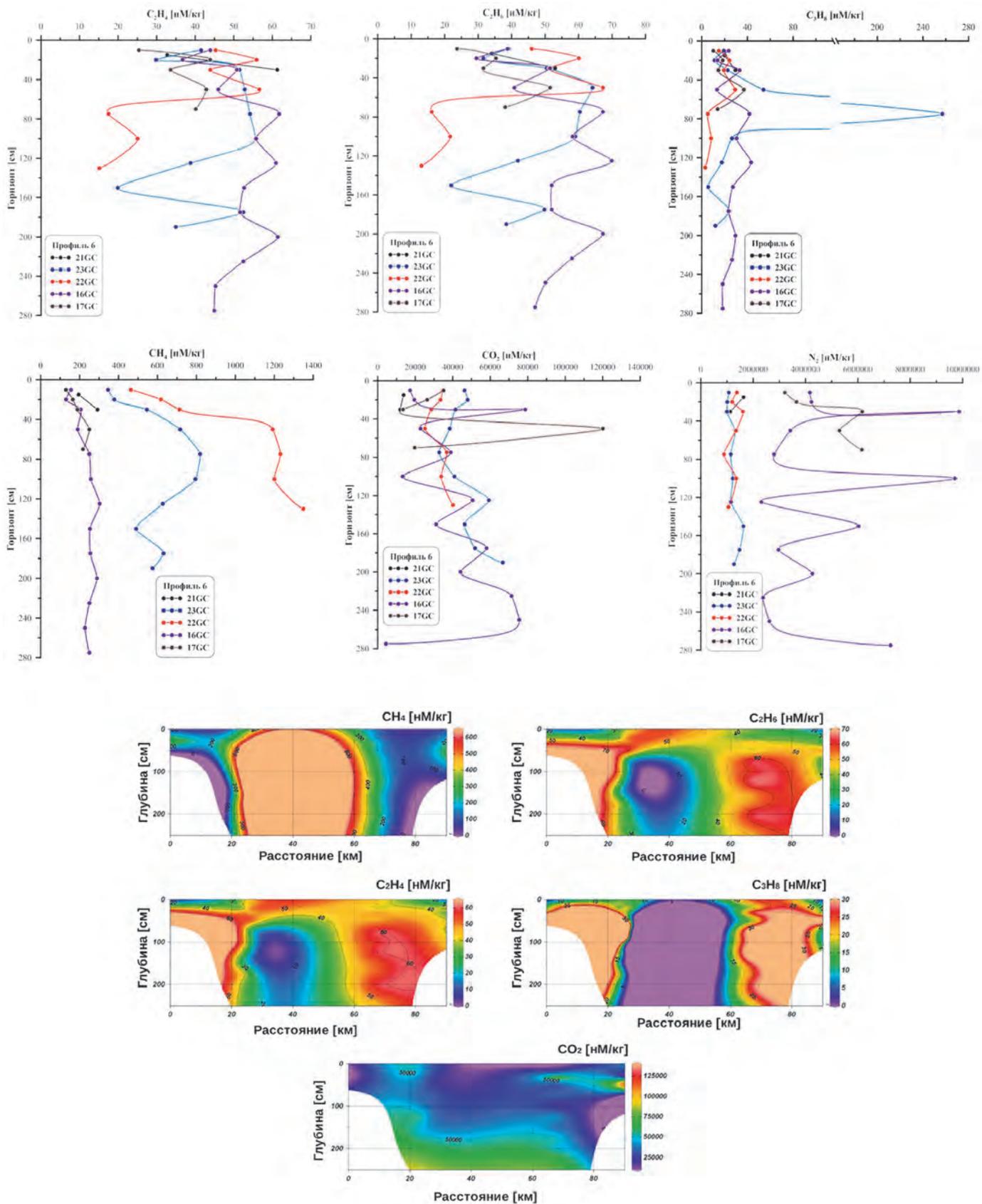
*Пропан.* Максимальная концентрация составила 70 нМ/кг (LV88-16GC горизонт 125 см), минимальная – 13 нМ/кг (LV88-22GC горизонт 130 см), средняя – 38 нМ/кг.

*Этан.* Максимальная концентрация составила 257 нМ/кг (LV88-23GC горизонт 75 см), минимальная – 3 нМ/кг (LV88-22GC горизонт 130 см), средняя – 26 нМ/кг.

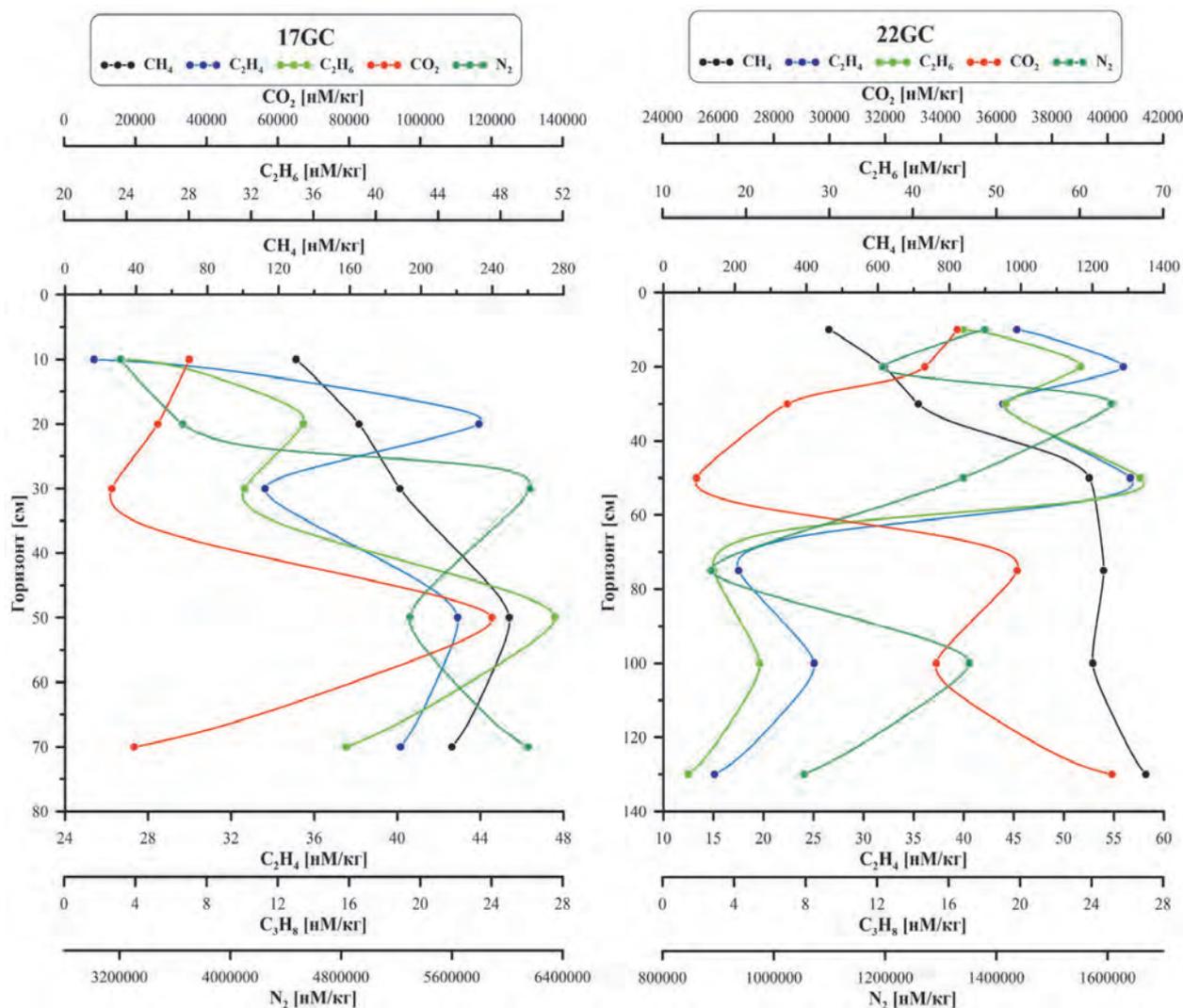
Увеличение концентраций углеводородов на горизонте 50 см с последующим плавным снижением к горизонту 100–120 см является особенностью распределения углеводородов на профиле 6. На горизонте 200 см отмечается резкое возрастание содержания углеводородных газов.

3) *Углекислый газ.* Максимальная концентрация составила 120 053 нМ/кг (LV88-17GC горизонт

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА** (по результатам 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» и береговых экспедиций 2010–2020)



▲ **Рис. 6.17.** Пространственное распределение природных газов на профиле VI



▲ Рис. 6.18. Пространственное распределение газов на профиле VI: станции LV88-17GC и LV88-22GC

50 см), минимальная – 43111 нМ/кг (LV88-16GC горизонт 275 см), средняя – 34 123 нМ/кг.

Концентрации  $\text{CO}_2$  на профиле увеличиваются с глубиной. Выделяется станция LV88-16GC, где на горизонте 275 см наблюдается резкое уменьшение концентрации.

### Южный полигон (осадочный бассейн Намконсон)

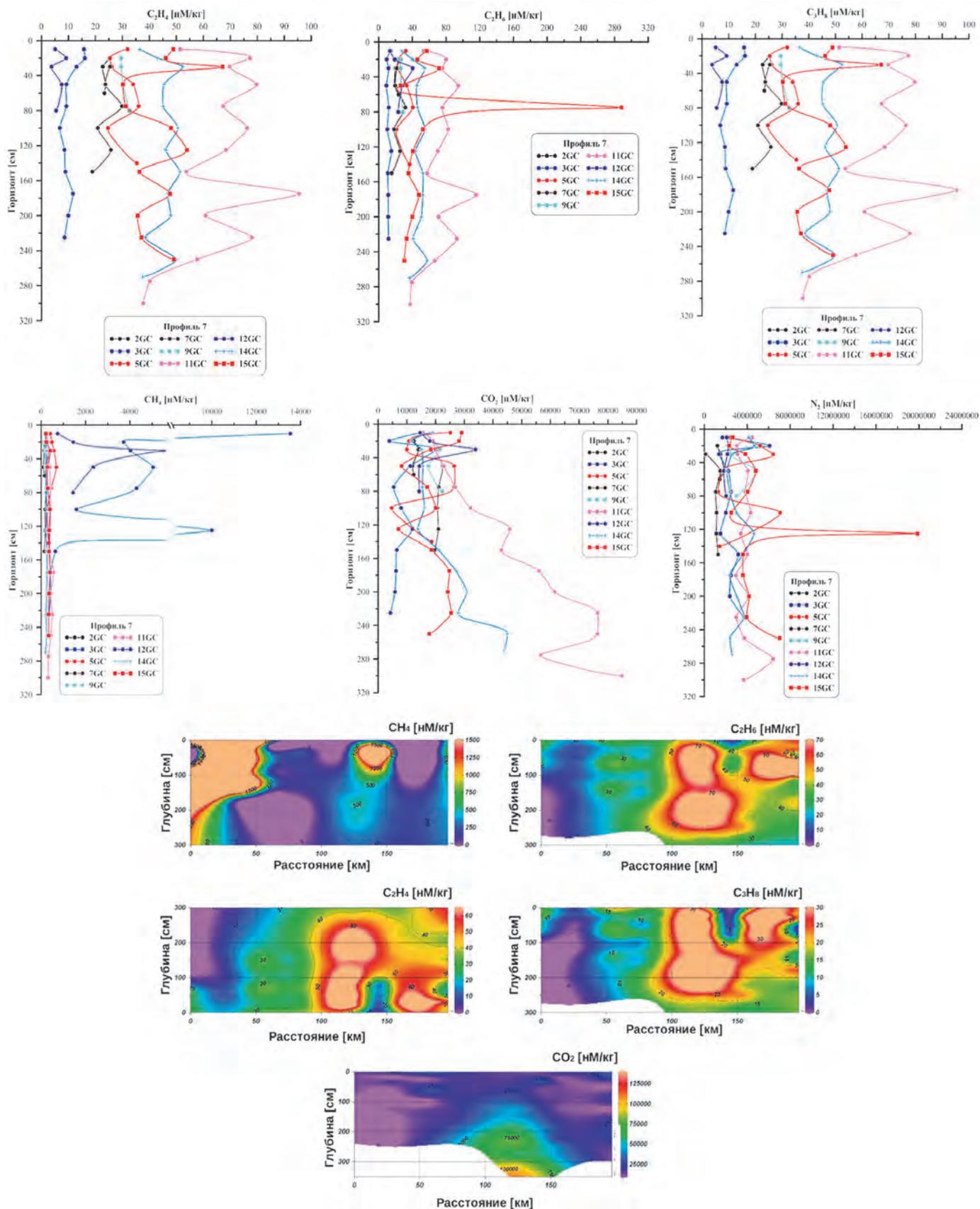
Район исследований включает юго-западный суббассейн Южно-Китайского моря и восточную часть нефтегазоносного бассейна Намконсон. Дополнительно было получено 39 проб газа из 19 кернов в рейсе НИС «Дао Ки-105» и в 88 рейсе НИС

«Академик М.А. Лаврентьев» [Льонг и др., 2021]. По данным Petro Vietnam (2005), в бассейне Намконсон существуют две главные разломные системы с простираниями С–Ю и СВ–ЮЗ. Phach et al. [2018] также указали, что юго-западный суббассейн Южно-Китайского моря сформирован несколькими сегментами океанической коры, разделенными тектоническими разломами СЗ–ЮВ простирания.

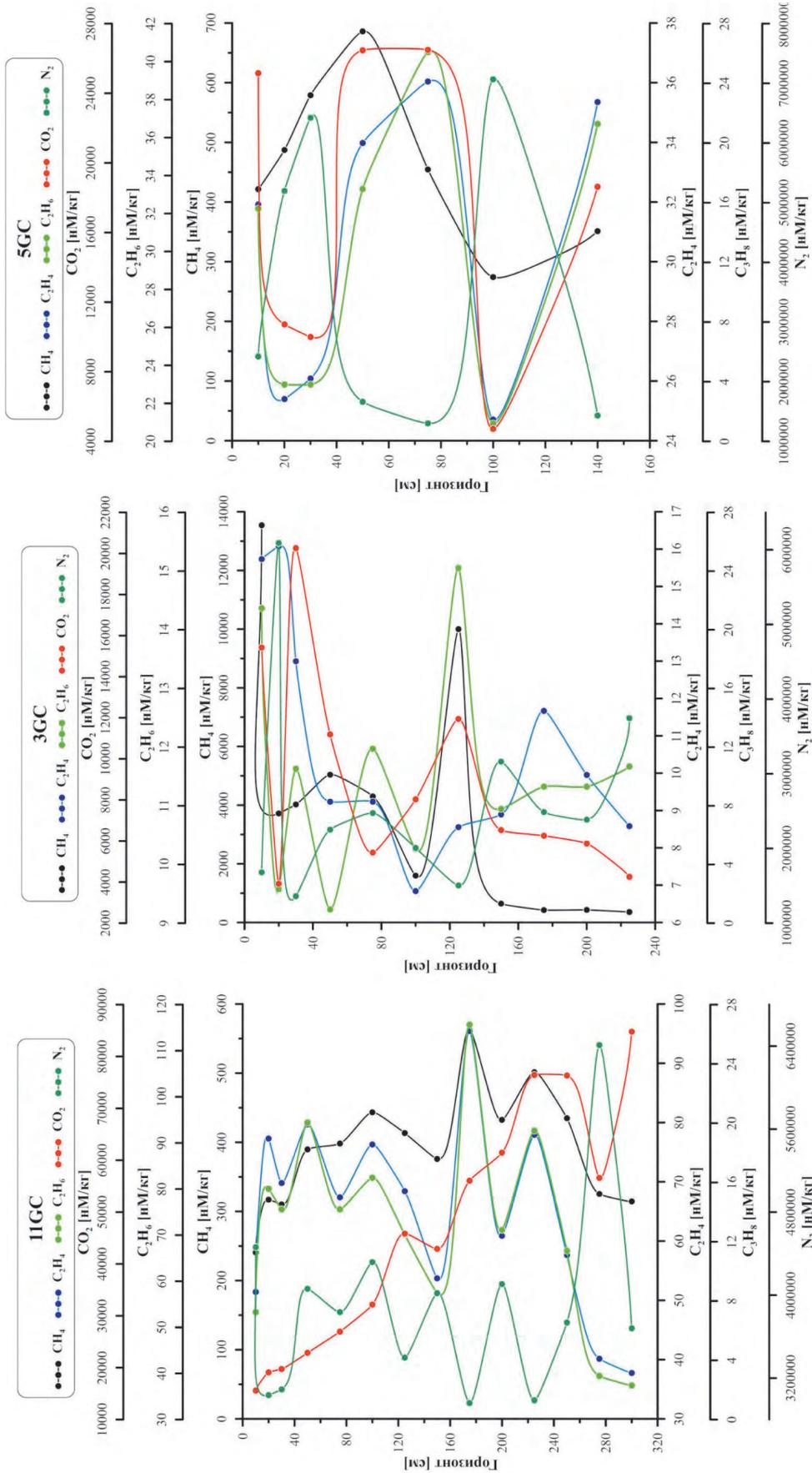
**Профиль VII.** Станции: LV88-02GC (163 м), LV88-03GC (263 м), LV88-05GC (243 м), LV88-07GC (196 м), LV88-09GC (159 м), LV88-11GC (267 м, запах сероводорода), LV88-12GC (263 м), LV88-14GC (256 м), LV88-15GC (236 м).

Профиль представлен 9 станциями (рис. 6.19). Специфика тренда распределения природных га-

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА** (по результатам 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» и береговых экспедиций 2010–2020)

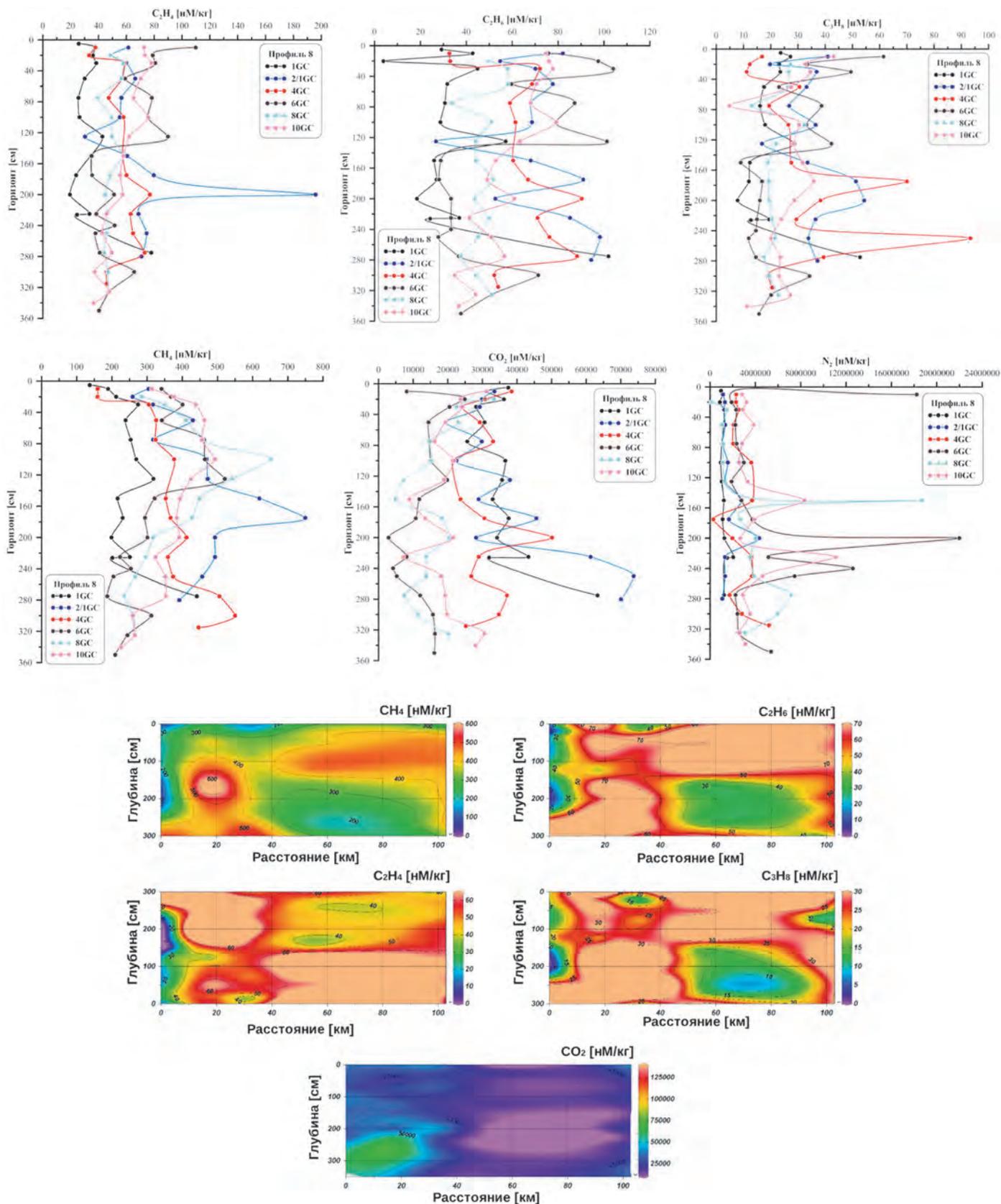


▲ **Рис. 6.19.** Пространственное распределение природных газов на профиле VII



▲ Рис. 6.20. Пространственное распределение природного газа на профиле VII: станции LV88-11GC, LV88-03GC и LV88-05GC

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА** (по результатам 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» и береговых экспедиций 2010–2020)



▲ **Рис. 6.21.** Пространственное распределение природных газов на профиле VIII

зов на этом профиле заключается в том, что некоторые аномалии метана сосредоточены в верхнем и промежуточных горизонтах, горизонте (LV88-03GC 10 см) 13 539 нМ/кг и в южной части района, а аномальные концентрации CO<sub>2</sub> и углеводородов – в северной части, в нижних интервалах керна. Также в окрестностях станции LV88-03GC установлены аномалии метана в придонной воде (см. раздел 6.3).

В составе природных газов обнаружены:

1) *Метан*. Максимальная концентрация составила 13 539 нМ/кг (LV88-03GC горизонт 10 см), минимальная – 109 нМ/кг (LV88-02GC горизонт 50 см), средняя – 325 нМ/кг (без учета станции LV88-03GC).

На станции LV88-03GC, где в верхних 125 см преобладают аномальные концентрации метана, с горизонта 150 см вниз по керну фиксируется резкое уменьшение до средних значений на профиле (рис. 6.20). Также стоит отметить, что на этой станции были зафиксированы следы присутствия сероводорода, который принято считать довольно редким явлением для изучаемой акватории Южно-Китайского моря. На станции LV88-12GC были зафиксированы аномальные концентрации метана в 5439 нМ/кг в интервале 10–80 см с запахом сероводорода. На соседней станции LV88-05GC наблюдается схожая форма распределения метана, но без ярко выраженных аномалий.

2) Углеводородные газы в составе природного газа донных отложений представлены этиленом, пропаном, этаном.

*Этилен*. Максимальная концентрация составила 95 нМ/кг (LV88-11GC горизонт 175 см), минимальная – 4 нМ/кг (LV88-12GC горизонт 30 см), средняя – 36 нМ/кг.

*Пропан*. Максимальная концентрация составила нМ/кг (LV88-288GC горизонт 75 см), минимальная – 9 нМ/кг (LV88-03GC горизонт 50 см), средняя – 45 нМ/кг.

*Этан*. Максимальная концентрация составила 64 нМ/кг (LV88-11GC горизонт 175 см), минимальная – нМ/кг (LV88-02GC горизонт 300 см), средняя – 13 нМ/кг.

На станции LV88-03GC этан не обнаружен. На станции LV88-11GC наблюдаются повышенные значения углеводородных газов, а на горизонте 175 см зафиксирован максимум на всем профиле.

3) *Углекислый газ*. Максимальная концентрация составила 84 746 нМ/кг (LV88-GC горизонт

300 см), минимальная – 4256 нМ/кг (LV88-03GC горизонт 225 см), средняя – 24 974 нМ/кг.

На станциях LV88-15GC, LV88-14GC, LV88-11GC наблюдается тенденция к увеличению концентрации CO<sub>2</sub> к забою керна, что, в свою очередь, косвенно указывает на миграционный характер генезиса газа. На станции LV88-11GC выявлен запах сероводорода.

**Профиль VIII.** Станции: LV88-01GC (411 м), LV88-02/1GC (499 м), LV88-04GC (707 м), LV88-06GC (852 м), LV88-08GC (682 м), LV88-10GC (1011 м).

Профиль представлен 6 станциями. Этот профиль расположен в более глубоководной части, чем профиль VII (рис. 6.21).

В составе природных газов обнаружены:

1) *Метан*. Максимальная концентрация составила 749 нМ/кг (LV88-02/1GC горизонт 175 см), минимальная – 131 нМ/кг (LV88-01GC горизонт 5 см), средняя – 353 нМ/кг.

2) Углеводородные газы в составе природного газа донных отложений представлены этиленом, пропаном, этаном.

*Этилен*. Максимальная концентрация составила 195 нМ/кг (LV88-02/1GC горизонт 200 см), минимальная – 20 нМ/кг (LV88-1GC горизонт 200 см), средняя – 55 нМ/кг.

*Пропан*. Максимальная концентрация составила 101 нМ/кг (LV88-06GC горизонт 125 см), минимальная – 4 нМ/кг (LV88-01GC горизонт 20 см), средняя – 44 нМ/кг.

*Этан*. Максимальная концентрация составила 93 нМ/кг (LV88-04GC горизонт 250 см), минимальная – 5 нМ/кг (LV88-10GC горизонт 75 см), средняя – 29 нМ/кг.

Повышенные концентрации этилена обнаружены на станциях: LV88-02/1GC на горизонте 200 см, LV88-01GC на горизонте 275 см и LV88-04GC на горизонте 315 см.

3) *Углекислый газ*. Максимальная концентрация составила 73 722 нМ/кг (LV88-02/01GC горизонт 250 см), минимальная – 2875 нМ/кг (LV88-06GC горизонт 200 см), средняя – 21 504 нМ/кг.

Исходя из вышеперечисленных фактов, можно сделать вывод о том, что на Южном полигоне существуют фокусированные сипы, контролируемые разломными зонами. Наличие аномалий по углекислому газу и метану на соседних станциях, а также результаты, приведенные в следующем разделе, это подтверждают.

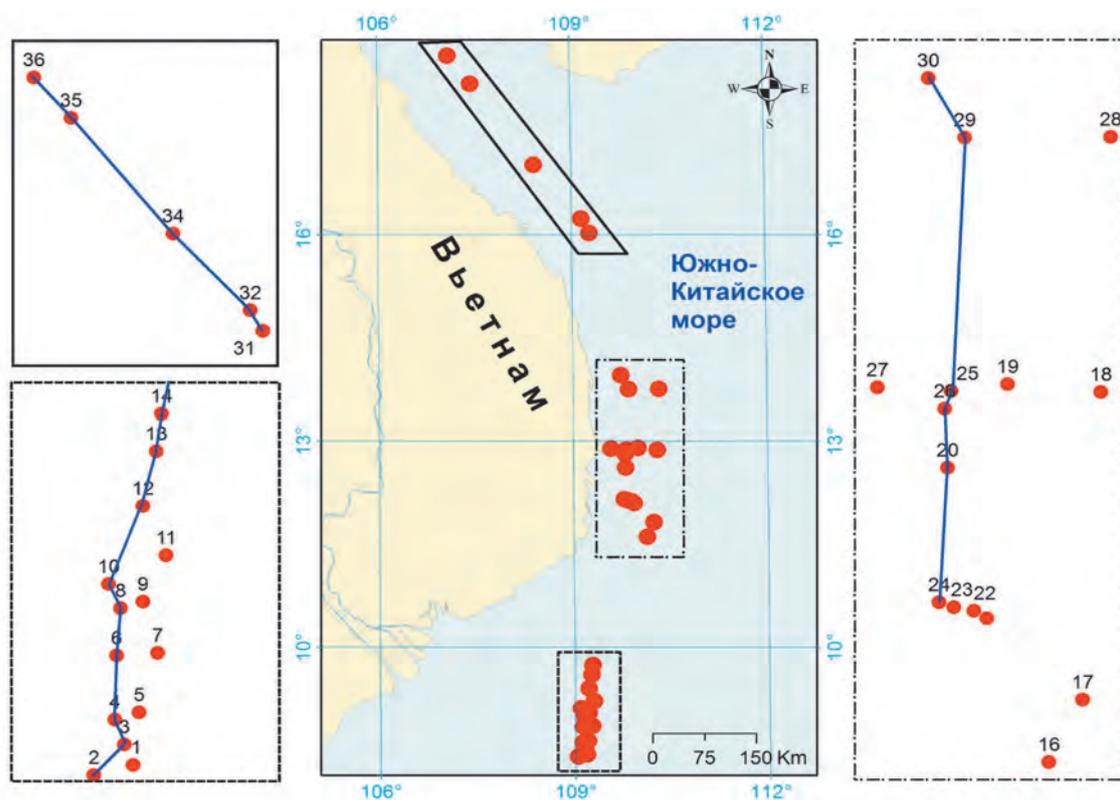
### 6.3. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ТОЛЩИ ВОД

(Ю.А. Телегин, А.И. Обжиров, Р.Б. Шакиров)

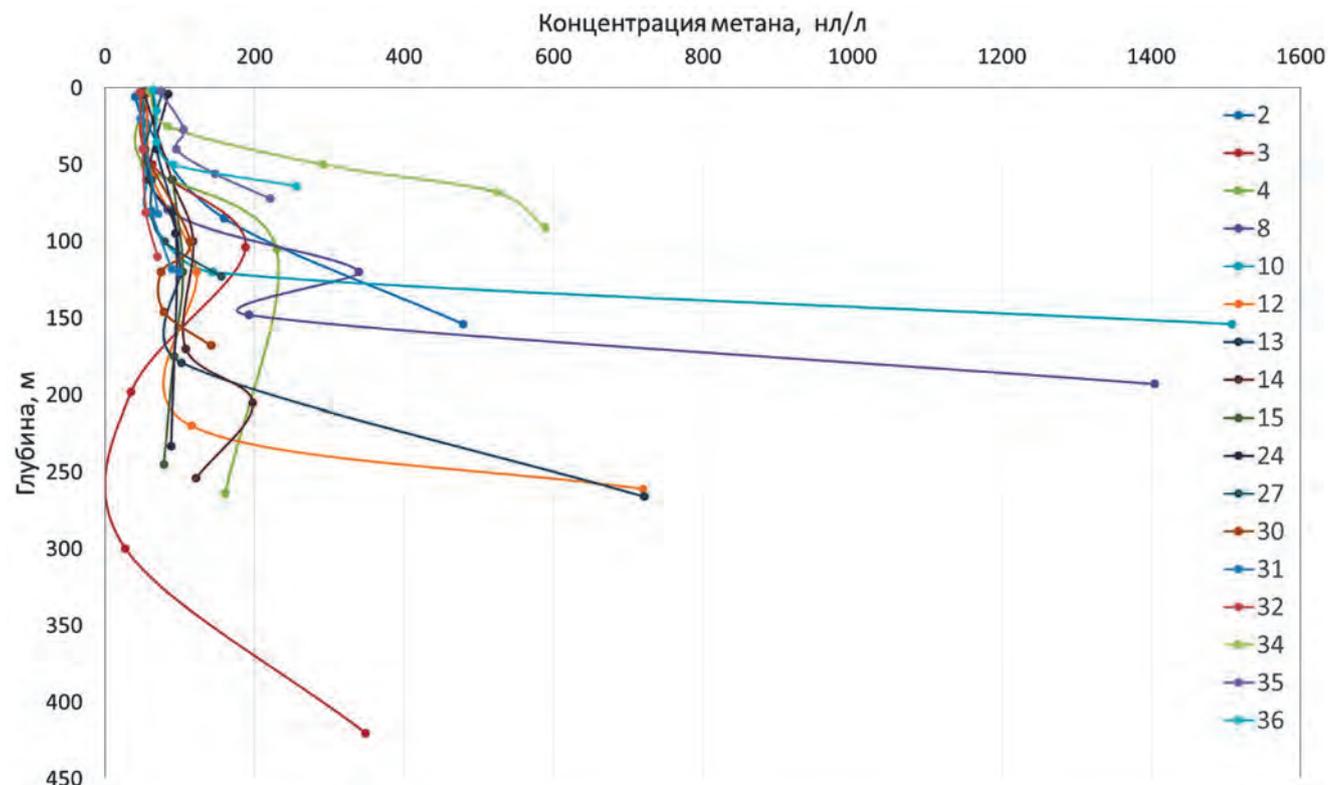
Одной из основных целей газогеохимических исследований водной толщи является обнаружение источников газа из донных отложений. Для этого в ходе рейса 88 НИС «Академик М.А. Лаврентьев» газогеохимические исследования водной толщи выполнены на 36 океанологических станциях зондирования CTD (рис. 6.22).

Работы по исследованию водной толщи проводились параллельно с другими работами на трех полигонах: южный (осадочный бассейн Намконсон), центральный (осадочный бассейн Фухань) и северный (бассейн Красной реки). Глубины станций CTD составляли от 64 до 602 м. Исследования водной толщи проводились двумя методами. Методом HeadSpace было отобрано и проанализиро-

вано 186 проб воды, с помощью вакуумной дегазации проанализировано 193 пробы. Концентрации метана варьировались от 18 до 4139 нл/л методом Head Space и от 12 до 3475 нл/л методом вакуумной дегазации. При схожих результатах двух методов, в среднем концентрации метана методом дегазации были на 15% ниже, но при этом метод является более информативным по другим углеводородным газам. Ввиду конструктивной особенности используемой системы «Rosette», максимальная глубина зондирования и отбора воды составляла 600 м. На рис. 6.23 приведено общее распределение метана по глубине методом вакуумной дегазации на станциях, где была отобрана придонная вода.



▲ Рис. 6.22. Схема расположения CTD-станций. Красные точки – станции. Синие линии – разрезы



▲ **Рис. 6.23.** Распределение метана по глубине на станциях, достигших дна

В целом, характер распределения указывает на повышенные и аномальные значения в придонном слое воды при меньших концентрациях в поверхностных слоях, что говорит о поступлении газа в водную толщу из донных отложений. Особенно выделяются станции 8 и 10. Концентрации метана здесь достигают аномальных значений и составляют 1404 и 1508 нл/л, соответственно. Максимальная же концентрация метана была обнаружена на станции 6, которая располагается южнее станций 8 и 10. Здесь концентрация метана в придонном слое воды на глубине 250 метров составила 3475 нл/л.

Распределение метана в придонном и поверхностном слоях по площади представлено на рис. 6.24.

Наибольшие концентрации метана в придонном слое воды встречаются на южном полигоне (осадочный бассейн Намконсон). На центральном полигоне (осадочный бассейн Фухань) максимальная концентрация метана в придонном слое воды зафиксирована на станции 30 (141 нл/л), что для данного района незначительно превышает фоновые значения. На северном полигоне (бассейн Красной реки) выделяется станция 34

с концентрацией метана в придонном слое воды 589 нл/л.

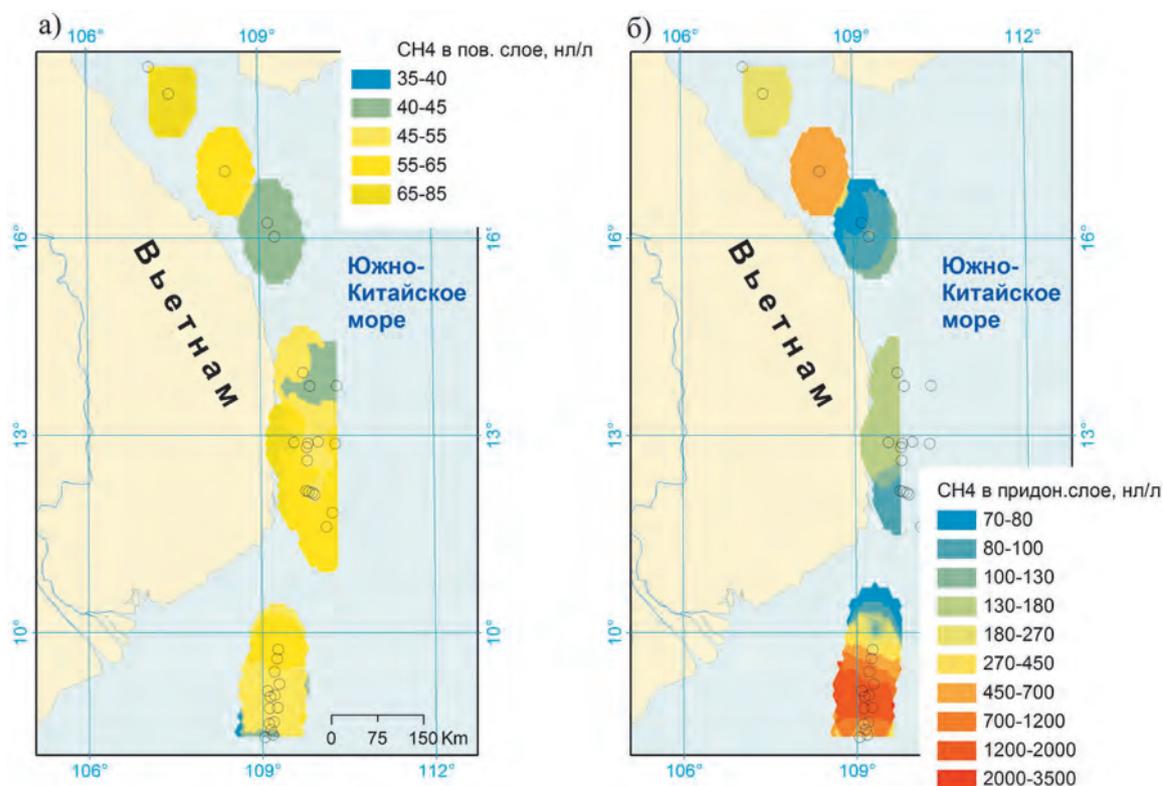
Концентрации метана, как парникового газа, в поверхностном слое воды не превышают 84 нл/л (станция 24) (см. рис. 6.24, а).

### Распределение газогеохимических полей по полигонам

Для выявления особенностей распределения газов на каждом из полигонов были построены разрезы по станциям (рис. 6.25). Расположение разрезов показано на рис. 6.22.

#### Южный полигон

На полигоне выполнено 14 станций с диапазоном глубин 154–1004 м. На этом полигоне были обнаружены самые максимальные концентрации метана за время всего рейса (рис. 6.25, а). Несомненно, аномальное газогеохимическое поле на этом участке вызвано потоком газа из донных отложений. Во-первых, на это указывают непосредственно аномальные концентрации метана в воде:



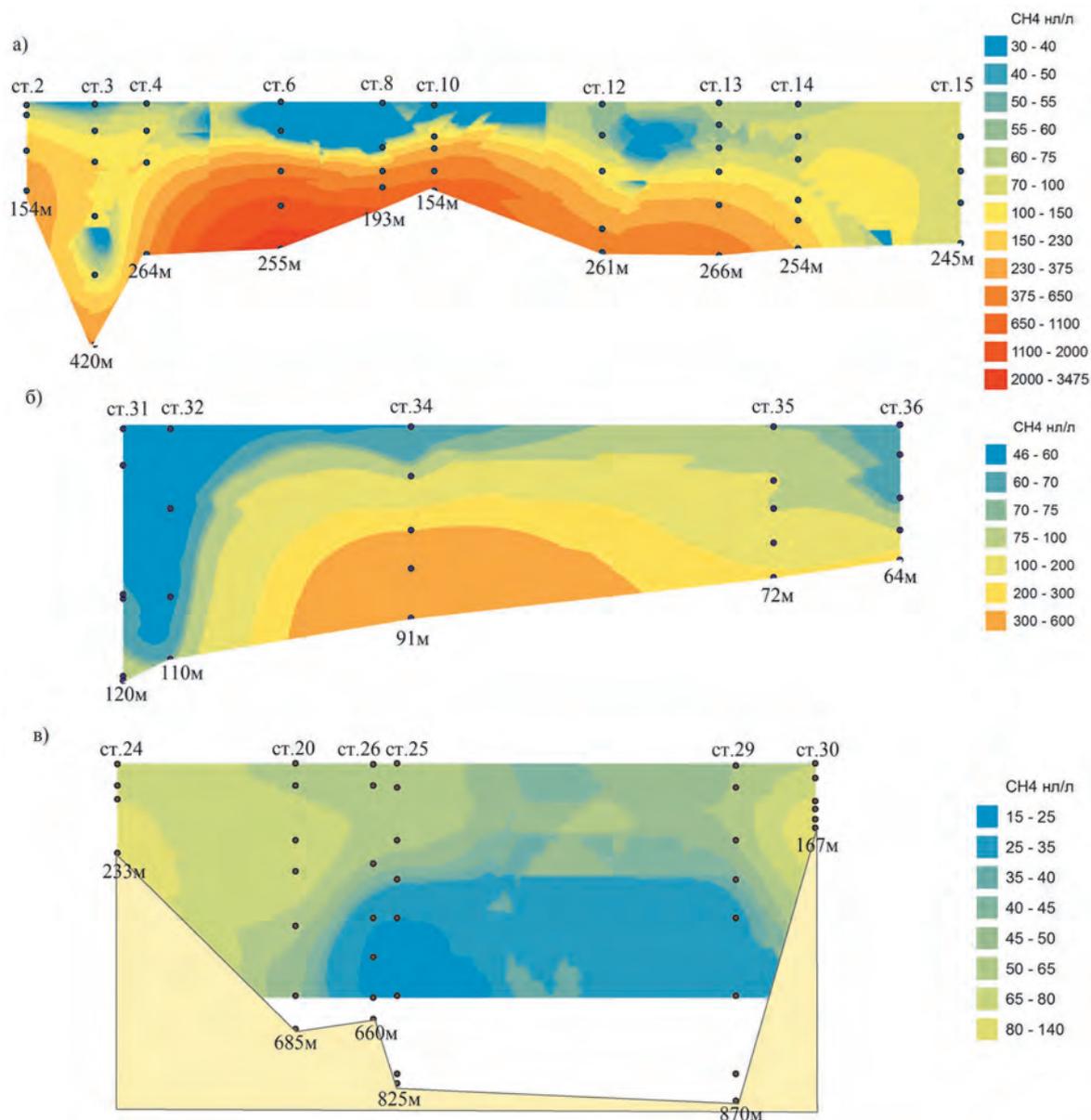
▲ **Рис. 6.24.** Концентрации метана в поверхностном (а) и придонном (б) слоях воды исследованных полигонов

3475 нл/л на станции 6 (глубина 255 м), 1404 нл/л на станции 8 (глубина 193 м) и 1508 нл/л на станции 10 (глубина 154 м). На станциях 12 и 13, расположенных севернее, концентрации снижаются, но все равно остаются достаточно высокими – 719 и 721 нл/л, соответственно. При этом вверх по всему разрезу концентрации метана резко снижаются и в поверхностном слое не превышают 64 нл/л. Также на поступление газов в водную толщу из донных отложений здесь могут указывать и повышенные концентрации этана на станциях 8, 10, 12, 13. Концентрации этана на этих станциях находятся в пределах 0.99–2.39 ppm (в виде качественного показателя). Станции 7, 9 и 11 не достигли дна, но на станции 9 (глубина моря 687 м) на глубине 605 м концентрация метана составляла 373 нл/л, а этана – 2.56 ppm, что может предполагать распространение источника газа на склон. Во-вторых, аномальные поля в воде на данном полигоне согласуются как с аномальными концентрациями газов в донных отложениях, так и с атмосферическими данными в этом районе. Наиболее ярким примером является станция 6, которая располагается над станцией LV88-05GC, где были обнаружены наибольшие концентрации тяжелых

углеводородных газов вплоть до бутана [Льонг и др., 2021]. В-третьих, формирование аномальных полей концентраций метана в бассейне Намконсон контролируется геологическими факторами, в частности системой разломов север–юг в западной части бассейна, которые являются важным условием для миграции газов из осадочных отложений в водную толщу.

### Северный полигон

На полигоне выполнено 5 станций на относительно большом расстоянии друг от друга (см. рис. 6.22). Интервал глубин от 64 до 120 м. В целом концентрации метана невысокие, за исключением станции 34 (см. рис. 6.25, б). Концентрация в придонном слое воды на глубине 91 м составляет 589 нл/л. Профиль располагается вдоль разлома, который, вероятнее всего, контролирует формирование повышенных концентраций метана. Результаты, полученные на северном полигоне, подтверждаются измерением концентраций метана в придонном слое атмосферы и расчетом потока на границе вода–атмосфера. Осадок вблизи этой станции отобразить не удалось.



▲ **Рис. 6.25.** Распределение метана по горизонтам водной толщи в бассейне Намконсон (а), бассейне Красной реки (б) и бассейне Фухань (в)

### Центральный полигон

На полигоне выполнено 15 станций, но, ввиду глубоководности, до дна удалось выполнить только три: 24, 27 и 30. Максимальные концентрации были обнаружены в придонном слое шельфовых станций (см. рис. 6.25, в), но значения не превышали 140 нл/л. В глубоководной части разреза концентрации метана были не более 45 нл/л.

Таким образом, доминирующее значение для возникновения придонных газогеохимических аномалий метана в западной части Южно-Китай-

ского моря имеют подводные геологические источники. Наиболее достоверно это представлено для бассейна Намконсон. Полученные данные распределения газогеохимических полей в водной толще исследуемых полигонов в целом коррелируют с аномалиями в донных осадках. Для шельфовых станций, несомненно, также важным является влияние комплексных гидрологических и гидрометеорологических факторов, контролирующих активность газообмена на границе «вода–атмосфера» и миграцию газа между водными массами различного происхождения.

## 6.4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИЙ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В ПРИВОДНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

(М.А. Бовсун, О.В. Нестерова, А.В. Яцук, Р.Б. Шакиров,  
И.А. Лисина, Л.Н. Василевская)

Метан и углекислый газ являются наиболее активными парниковыми газами. Оба компонента принимают активное участие в процессах изменения климата, формировании теплового баланса атмосферы и химических преобразованиях газового состава атмосферы. Вклад Мирового океана в поступление метана в атмосферу остается не до конца определенным и, по современным оценкам, составляет от 0.005 до 3% глобальной продукции метана [Friedlingstein et al., 2020]. Естественные источники атмосферного углекислого газа включают вулканическую деятельность, разложение органических веществ, лесные пожары и процессы дыхания живых аэробных организмов.

Мировой океан является одним из крупнейших резервуаров для стока углерода. По данным международного Global Carbon Budget [Friedlingstein et al., 2020] в 2019 году, поглощение углекислого газа океанами составило 2.6 ГтС. Площадь Мирового океана охватывает около 70% площади планеты, следовательно, секвестрационная роль океана очень важна, а учет концентрации углекислого газа и метана в атмосфере над океаном является важнейшей фундаментальной задачей для понимания глобального углеродного цикла на Земле. В этой связи авторами в 2020 г. была инициирована идея организации «морских карбоновых полигонов». В 2021 г. она была реализована в виде первого в РФ «Дальневосточного морского карбонового полигона» (ДВМКП) в рамках консорциума ДВФУ, ТОИ ДВО РАН, ННЦМБ ДВО РАН, ФГБУ «Институт глобального климата и экологии им. академика Ю.А. Израэля» и СахГУ. Соглашение о создании консорциума было подписано 03.09.2021 г. в рамках Восточного экономического форума. Район действия ДВМКП включает в себя дальневосточные моря и моря Восточной Арктики.

До глобального изменения климата потоки в системе океан – атмосфера были в относительном равновесии. Как указано Б.Г. Федоровым [2017],

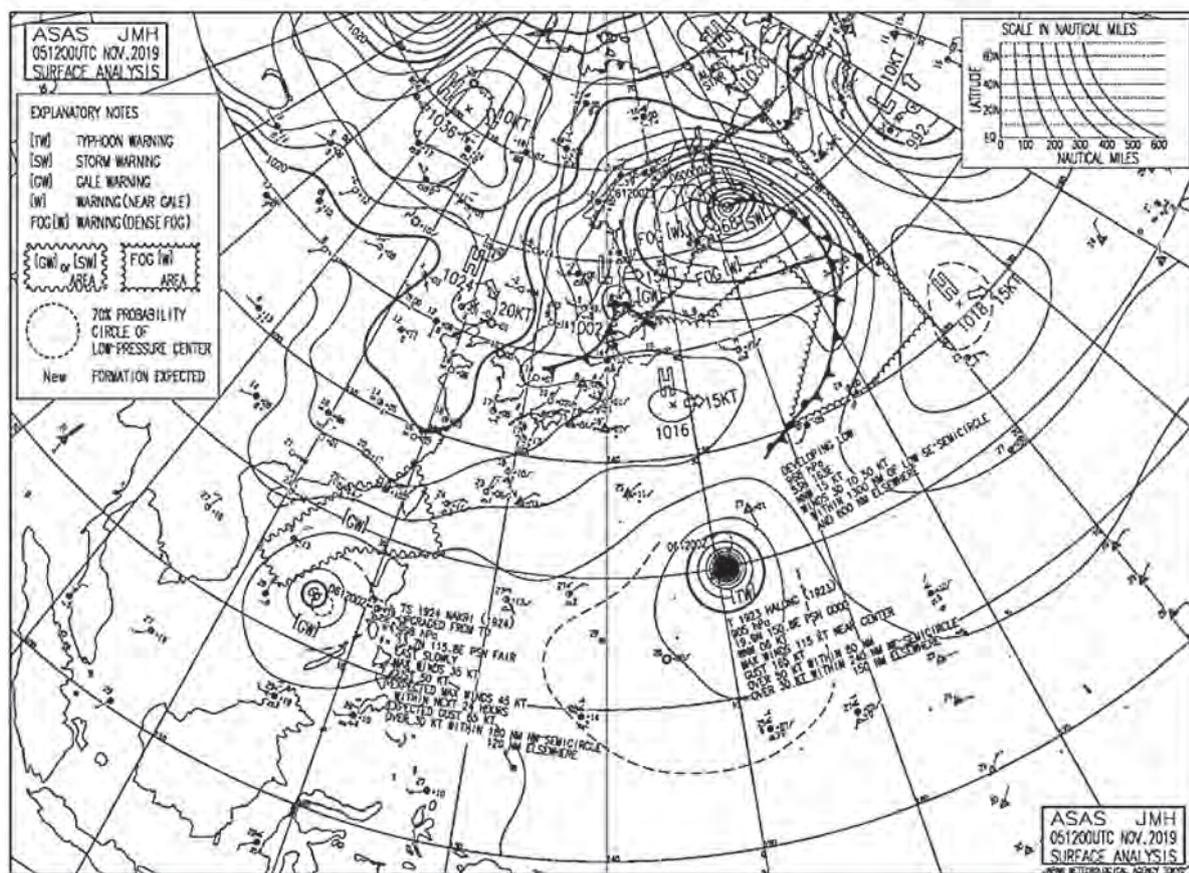
процесс окисления океана изменяет его поглотительную способность. Так он приводит пример поглощения антропогенного углерода водами океана, которое растет примерно на 1.3% ежегодно.

Южно-Китайское море является крупнейшим морем в западной части Тихого океана [Льонг, 2021]. За последние несколько десятилетий было выполнено много работ в области геологических и геофизических исследований для разведки нефти и газа. Отмечается, что в акватории Южно-Китайского моря зафиксированы проявления газовых выходов и вулканизма [Калгин и др., 2021; Шакиров, 2018], которые могут вносить значительный вклад в выбросы парниковых газов в атмосферу. Воды Южно-Китайского моря сохраняют положительные температуры в течение всего года, а значит, поглотительная способность его поверхностных вод ниже, чем у северных морей. Также на выбросы парниковых газов может оказывать влияние активная деятельность в прибрежных водах Вьетнама, связанная с судоходством и антропогенным прессом, включая вылов морских организмов.

Цель настоящего исследования состояла в изучении концентраций углекислого газа и метана в приводном слое атмосферы Южно-Китайского моря вдоль побережья Вьетнама.

### Климатические характеристики районов исследования

В период проведения работ в районах исследования климатические характеристики показали существенную вариабельность. По данным на 5 ноября, в районе нахождения судна было отмечено временное выпадение линейных осадков, облачность, преимущественно северный ветер со скоростью до 9–12 м/с и температура воздуха от 25 до 27 °С. Давление воздуха колебалось, что было



▲ Рис. 6.26. Приземная карта за 12 UTC 05 ноября 2019 г. (<https://www.jma.go.jp>)

вызвано влиянием малоподвижной тропической депрессии (рис. 6.26).

6 и 7 ноября продолжалось влияние тропической депрессии (рис. 6.27), которая постепенно перешла в шторм с понижением давления до 980 гПа. Теплый воздух шторма повысил температуру воздуха до 32 °С, скорость ветра достигала до 7–9 м/с, относительная влажность воздуха варьировала от 52 до 82%.

8 ноября шторм (давление в центре 980 гПа) стал активно перемещаться на запад – северо-запад, и к 10 ноября атмосферное давление в районе работ увеличилось до 1004 гПа (рис. 6.28). Погода была облачной, 9–10 ноября наблюдались интенсивные осадки, скорость ветра достигала 8–11 м/с. Температура изменялась от 27 до 28 °С, относительная влажность – от 73 до 82%.

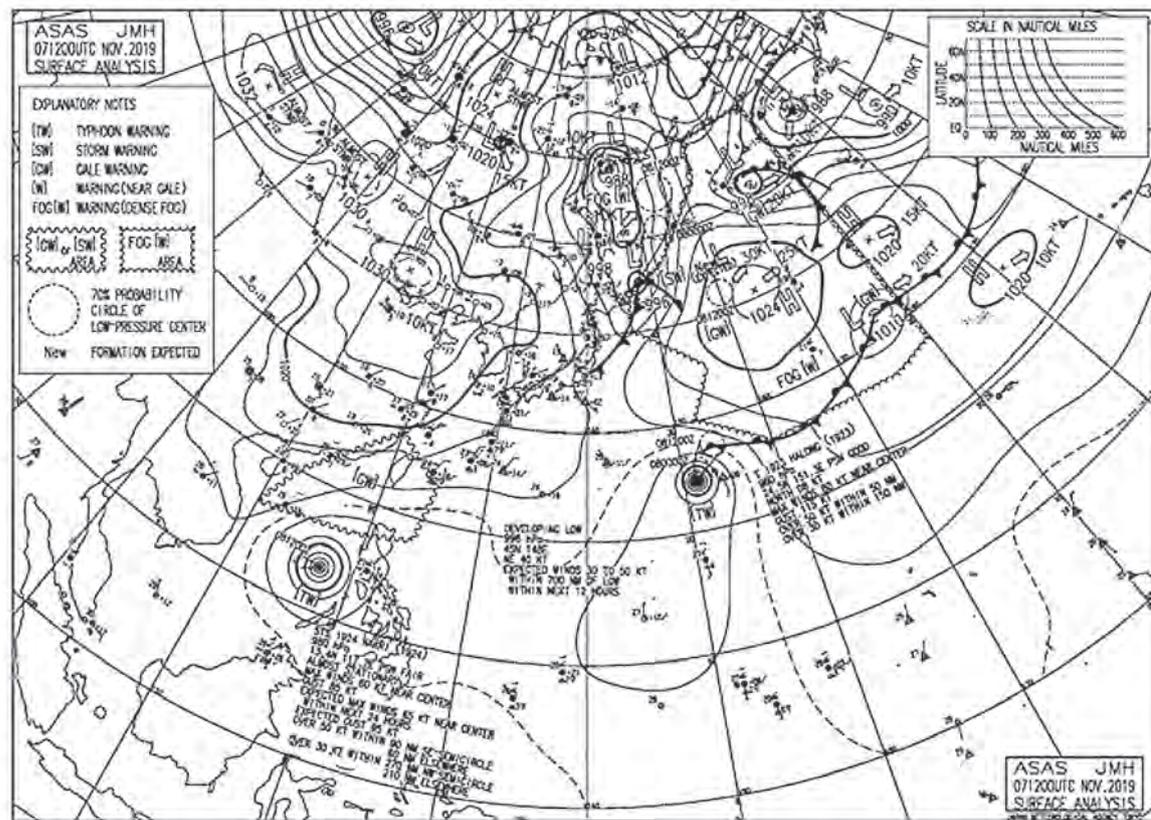
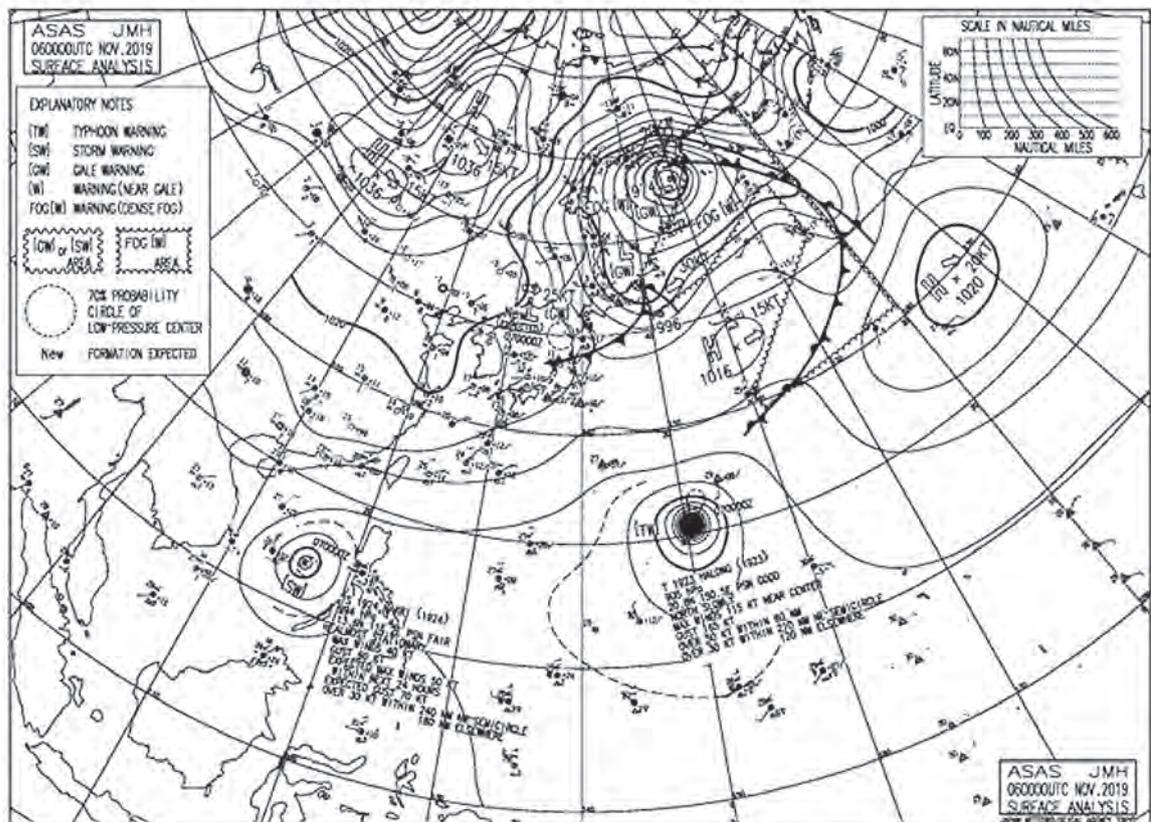
11–13 ноября наблюдалось остаточное влияние шторма. Погода была облачная со значительными ливневыми осадками. Давление воздуха повысилось от 1008 до 1013 гПа, температура воздуха варьировала от 25 до 29 °С, влажность – от 70 до 89%.

Погода в районе экспедиционных работ определялась малоградиентным полем пониженного давления, связанным с заполнением тропического шторма (рис. 6.29):

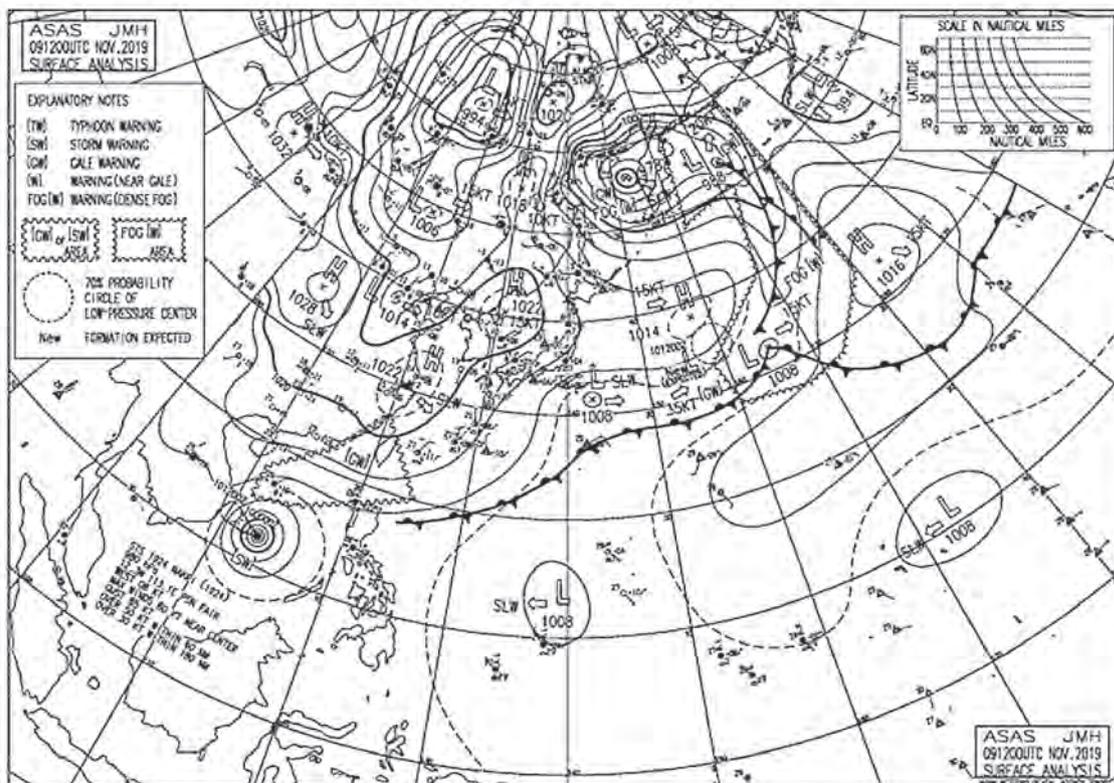
14 ноября периферия антициклона над Центральным Китаем (с давлением в центре 1028–1032 гПа) сформировала в районе экспедиции значительную облачность с осадками, периодическое усиление ветра до 8–12 м/с, колебание температуры воздуха 25.6–27.5 °С и влажности 67–75%; атмосферное давление менялось в пределах 1010–1014 гПа.

В период с 15 по 24 ноября южная периферия зимнего сибирского антициклона (сезонный центр действия атмосферы) определяла погодные условия в районе работы экспедиции (так называемый зимний муссон).

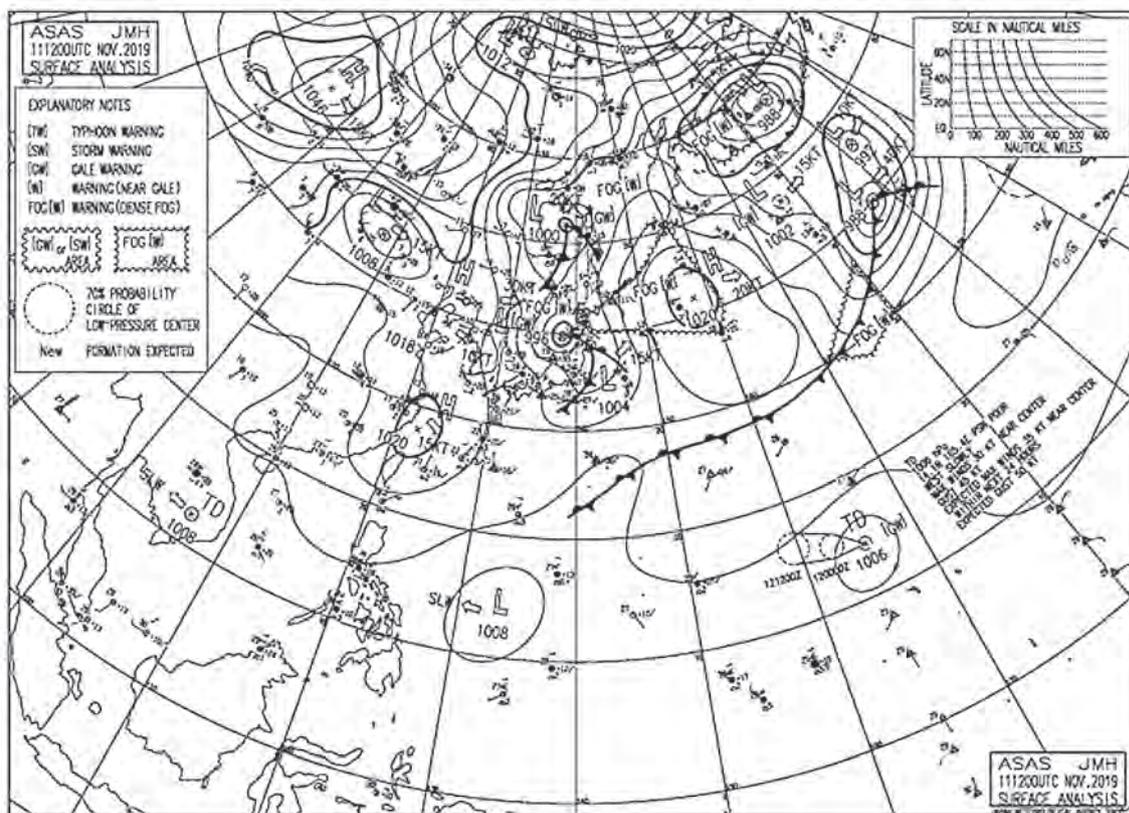
Давление в целом незначительно повышалось от 1009 до 1014 гПа, ветер ежедневно кратковременно усиливался до 7–9 м/с. Погода была облачной, осадки выпадали ежедневно, кроме 20, 23, 24 ноября (особенно значительными они были 17 ноября). Температура воздуха в течение 15–24 ноября



▲ Рис. 6.27. Приземные карты за 12 UTC 06 и 07 ноября 2019 г. (<https://www.jma.go.jp>)



▲ Рис. 6.28. Приземная карта за 12 UTC 09 ноября 2019 г. (<https://www.jma.go.jp>)



▲ Рис. 6.29. Приземная карта за 12 UTC 11 ноября 2019 г. (<https://www.jma.go.jp>)

была относительно стабильной – от 25 до 28 °С; относительная влажность – от 65 до 78%.

### Содержание углекислого газа и метана

Представленные измерения концентраций углекислого газа и метана были собраны в период с 00:00 5.11.2019 по 00:00 23.11.2019 года (указано время UTC). На основании географической координатной привязки данных было выделено три условных района исследования (рис. 6.30): юго-западная часть Южно-Китайского моря в районе бассейна Намконсон; центральный привьетнамский шельф и склон в районе бассейна Фухань и осадочный бассейн Красной реки.



▲ **Рис. 6.30.** Карта-схема трека измерений углекислого газа и метана в рейсе № 88 НИС «Академик М.А. Лаврентьев», с 5 по 24 октября 2019 г.

I – район бассейна Намконсон, II – район бассейна Фухань, III – район бассейна Красной реки

За исследуемый период значения содержания углекислого газа и метана в приводном слое атмосферы колебались в пределах от 411.89 до 531.62 ppm и от 1.94 до 2.09 ppm, соответственно.

Согласно данным станций мониторинга парниковых газов на суше (табл. 6.2), расположенных наиболее близко к району исследования, среднемесячная концентрация углекислого газа и метана за ноябрь 2019 г. изменялась в диапазоне от 407 до 420.46 ppm для CO<sub>2</sub> и от 1.90 до 1.98 ppm – для CH<sub>4</sub>.

Таблица 6.2

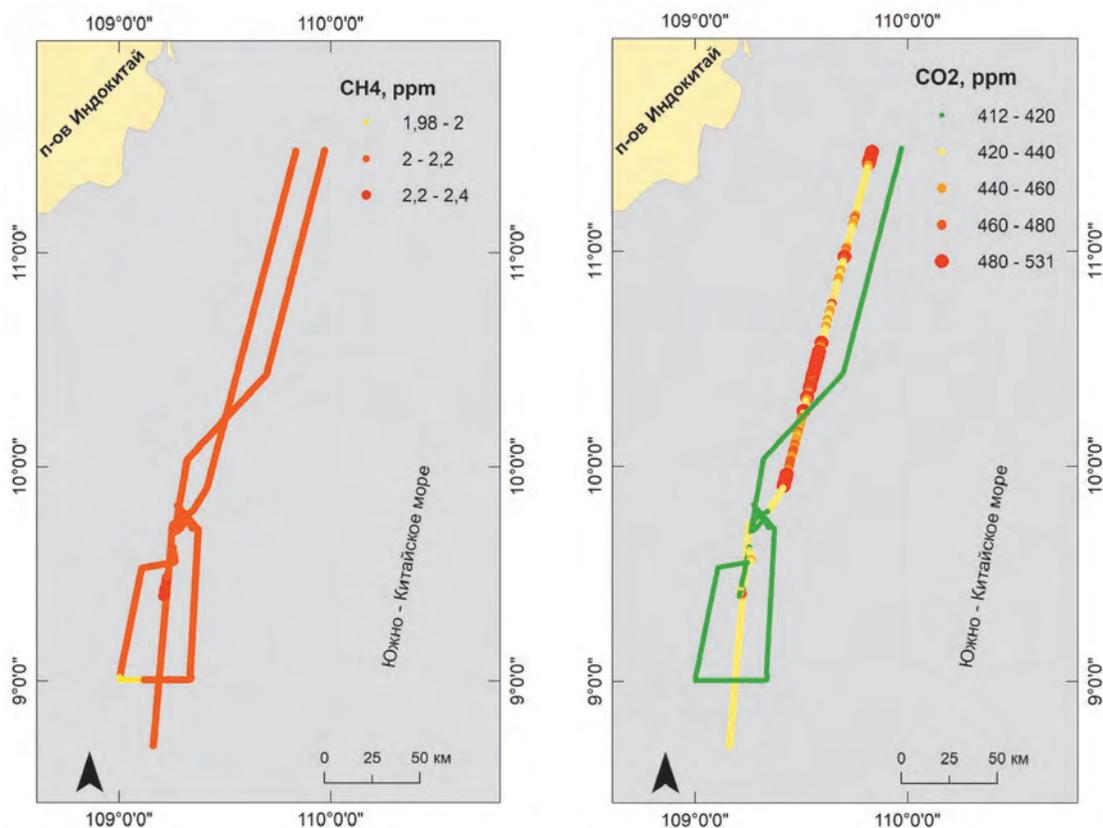
#### Значения среднемесячной концентрации CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub> за ноябрь 2019 г. со станций мониторинга парниковых газов на суше

Станция	CO <sub>2</sub> , ppm	CH <sub>4</sub> , ppm
Bukit Kototabang, Индонезия	407.00	1.90
Mariana Islands, Гуам	410.79	1.91
Dongsha Island, Тайвань	416.42	1.97
Anmyeon-do, Республика Корея	420.46	1.98
Среднее	413.67	1.94

Примечание: <https://gml.noaa.gov/> дата доступа: 17.09.2021.

При сравнении с данными со станций мониторинга можно отметить, что полученные нами данные значительно превышают среднемесячный показатель как по углекислому газу, так и по метану.

Из трех выделенных районов исследования наибольшие значения CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub> были отмечены в районе бассейна Намконсон. В этом районе измерения концентраций газов проводились в период с 19:25 7.11.2019 по 00:00 13.11.2019 г. (по UTC). За указанный промежуток времени концентрация CO<sub>2</sub> варьировала в пределах от 412.14 до 531.62 ppm (рис. 6.31). Среднее значение концентрации CO<sub>2</sub> составило 424.65±18.09 ppm. При этом на значения от 412.14 до 424.65 ppm пришлось 75.8% от всего массива данных, что говорит об относительно невысоком уровне концентраций при сравнении со среднемесячным показателем за ноябрь 2019 г. со станций мониторинга. На значения выше 424.65 ppm пришлось 24.2% данных. Как показано на рис. 6.31, участок, где были получены высокие значения концентраций CO<sub>2</sub> про-



▲ **Рис. 6.31.** Пространственно-временное распределение концентраций  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в ppm в районе бассейна Намконсон в период 19:25 7.11.2019 г. по 00:00 13.11.2019 г. (по UTC)

ходился судном два раза. При втором прохождении значения концентрации  $\text{CO}_2$  были значительно ниже, что, вероятно, вызвано разными направлениями ветра или влиянием штормовой активности (участок был пройден 7 и 8 ноября), как указывалось выше.

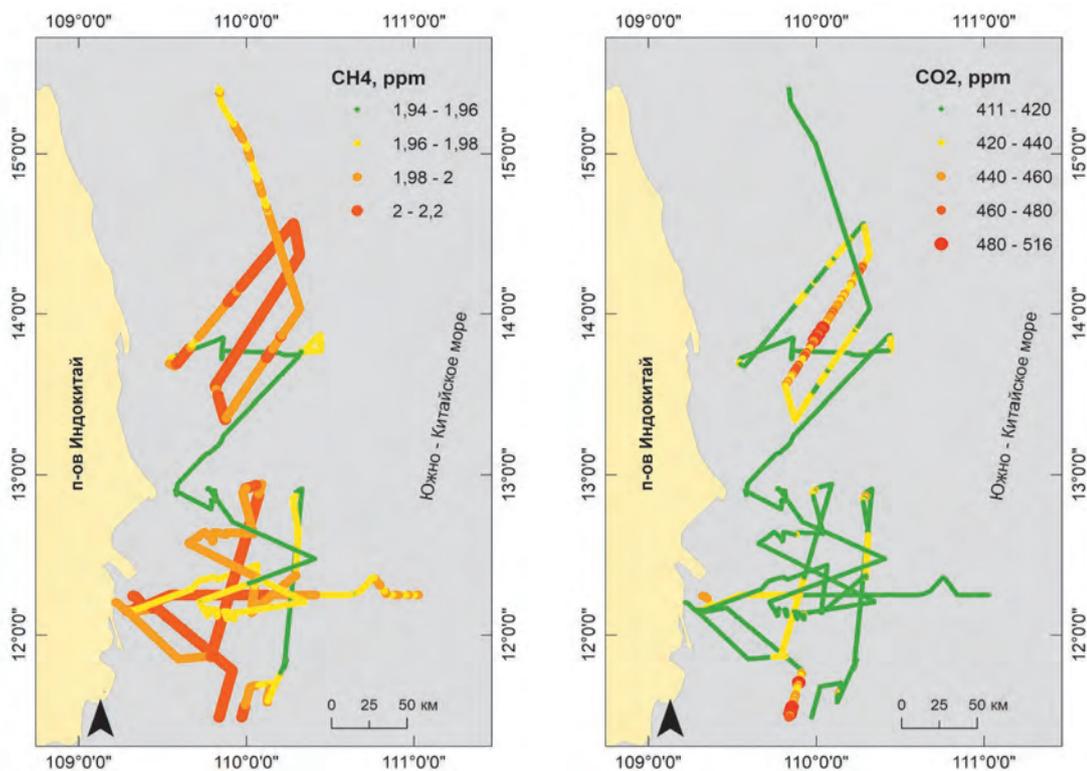
Концентрации  $\text{CH}_4$  в районе бассейна Намконсон варьировали от 1.99 до 2.40 ppm. Среднее значение концентрации  $\text{CH}_4$  составило  $2.09 \pm 0.06$  ppm, что существенно выше среднемесячного показателя за ноябрь 2019 г. со станций мониторинга. При этом наибольшая часть полученных значений (от 2.09 до 2.40 ppm) превышала средний показатель концентрации  $\text{CH}_4$  в районе исследования (58.8%), что в совокупности с высоким средним значением говорит о существенном превышении концентраций  $\text{CH}_4$  в данном районе.

В районе бассейна Фухань исследования концентраций газов проводились в период с 00:00 5.11 по 19:20 7.11 и с 0:05 13.11 по 5:30 21.11.2019 г. (по UTC). Диапазон вариации концентраций  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в данном районе был меньше, чем в районе бассейна Намконсон. Концентрации  $\text{CO}_2$  ко-

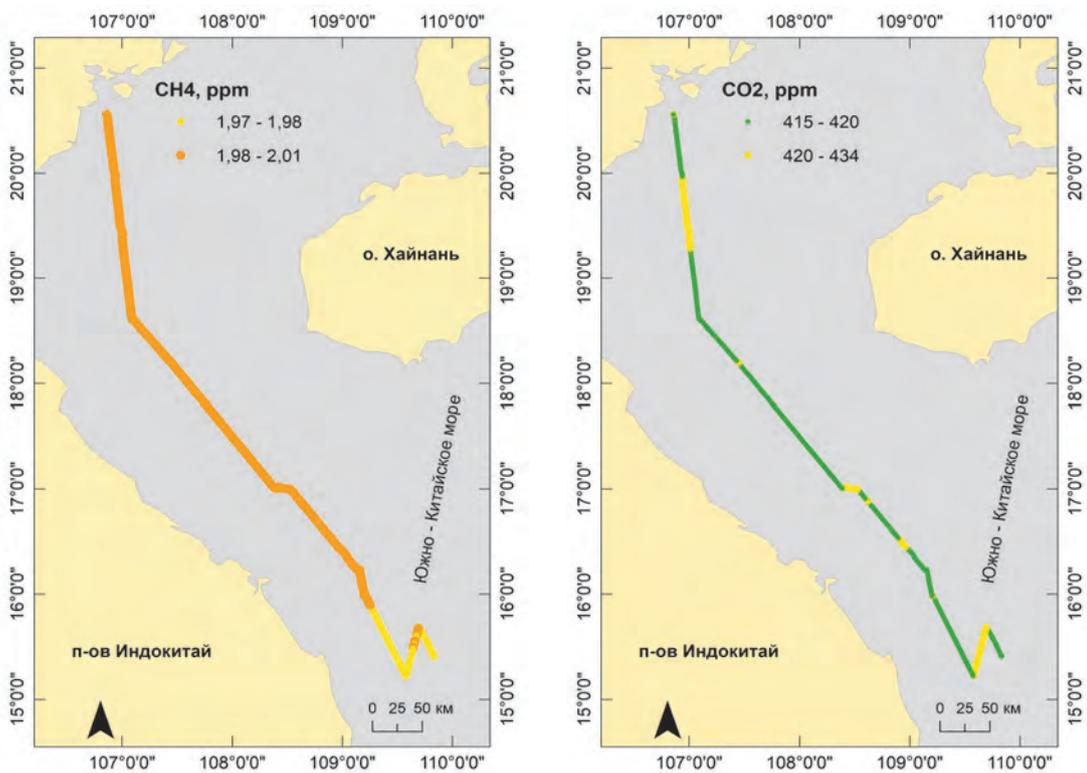
лебались в диапазоне от 411.89 до 516.66 ppm. Среднее значение концентрации  $\text{CO}_2$  составило  $418.51 \pm 9.07$  ppm. Преимущественное количество значений 66.2% были ниже среднего. Участки с высокой концентрацией  $\text{CO}_2$  (рис. 6.32) носили вероятностный характер.

Концентрации  $\text{CH}_4$  варьировали в пределах от 1.94 до 2.23 ppm со средним значением  $1.98 \pm 0.03$  ppm, которое почти явилось медианным. Несмотря на то, что среднее значение концентраций  $\text{CH}_4$  в районе бассейна Фухань в момент измерения были ниже, чем в районе бассейна Намконсон, они превышают среднемесячный показатель концентрации  $\text{CH}_4$  за ноябрь со станций мониторинга. Данный факт говорит о повышенных показателях концентрации  $\text{CH}_4$  в районе исследования.

Наименьшие колебания концентраций  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  были получены в районе бассейна Красной реки (рис. 6.33). В данном районе исследования проводились в период с 5:35 21.11 по 00:00 24.11.2019 г. (по UTC). Концентрации углекислого газа варьировали в диапазоне от 415.21 до



▲ Рис. 6.32. Пространственно-временное распределение концентраций  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в ppm в районе бассейна Фухань в период с 00:00 5.11 по 19:20 7.11 и с 0:05 13.11 по 5:30 21.11.2019 г. (по UTC)



▲ Рис. 6.33. Пространственно-временное распределение концентраций  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в ppm в районе бассейна Красной реки в период с 5:35 21.11 по 00:00 24.11.2019 г. (по UTC)

434.47 ppm со средним значением  $418.36 \pm 2.46$  ppm. Данная вариация значений несколько превышает среднемесячный показатель концентрации  $\text{CO}_2$  за ноябрь 2019 г. и говорит об удовлетворительном уровне концентраций.

Концентрации метана варьировали в пределах от 1.98 до 2.07 ppm со средним значением  $2.01 \pm 0.02$  ppm и превышали среднемесячный показатель концентрации  $\text{CH}_4$  за ноябрь 2019 г. со станций мониторинга. Поэтому данный район также можно отнести к району с повышенной концентрацией метана, как два рассматриваемых выше.

Таким, образом, за период проведения экспедиционных наблюдений содержания углекисло-

го газа и метана в трех районах (район бассейна Намконсон, район бассейна Фухань и район бассейна Красной реки) было отмечено значительное варьирование значений. Большая часть значений содержания углекислого газа находилась на уровне, приближенном к среднемесячному значению  $\text{CO}_2$  за ноябрь 2019 г. Значения с высоким содержанием  $\text{CO}_2$ , вероятно, носили временный характер. Содержание  $\text{CH}_4$  во всех районах исследования было выше среднемесячного значения  $\text{CH}_4$  за ноябрь 2019 г., что позволило отнести данные районы к районам с повышенными значениями атмосферного поля  $\text{CH}_4$ .

---

## 6.5. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ПОТОК РТУТИ В ПРИВОДНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

*(В.В. Калинин, М.В. Иванов, Е.А. Лопатников)*

---

Обмен ртутью между морем и атмосферой является важной частью глобального биогеохимического цикла ртути. К настоящему времени существует некоторое количество информации относительно источников, путей миграции и процессов, которые происходят с ртутью в системе «море–атмосфера» в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Однако, для Южно-Китайского моря количество такой информации весьма ограничено, а для прибрежных вод Вьетнама такие данные отсутствуют полностью.

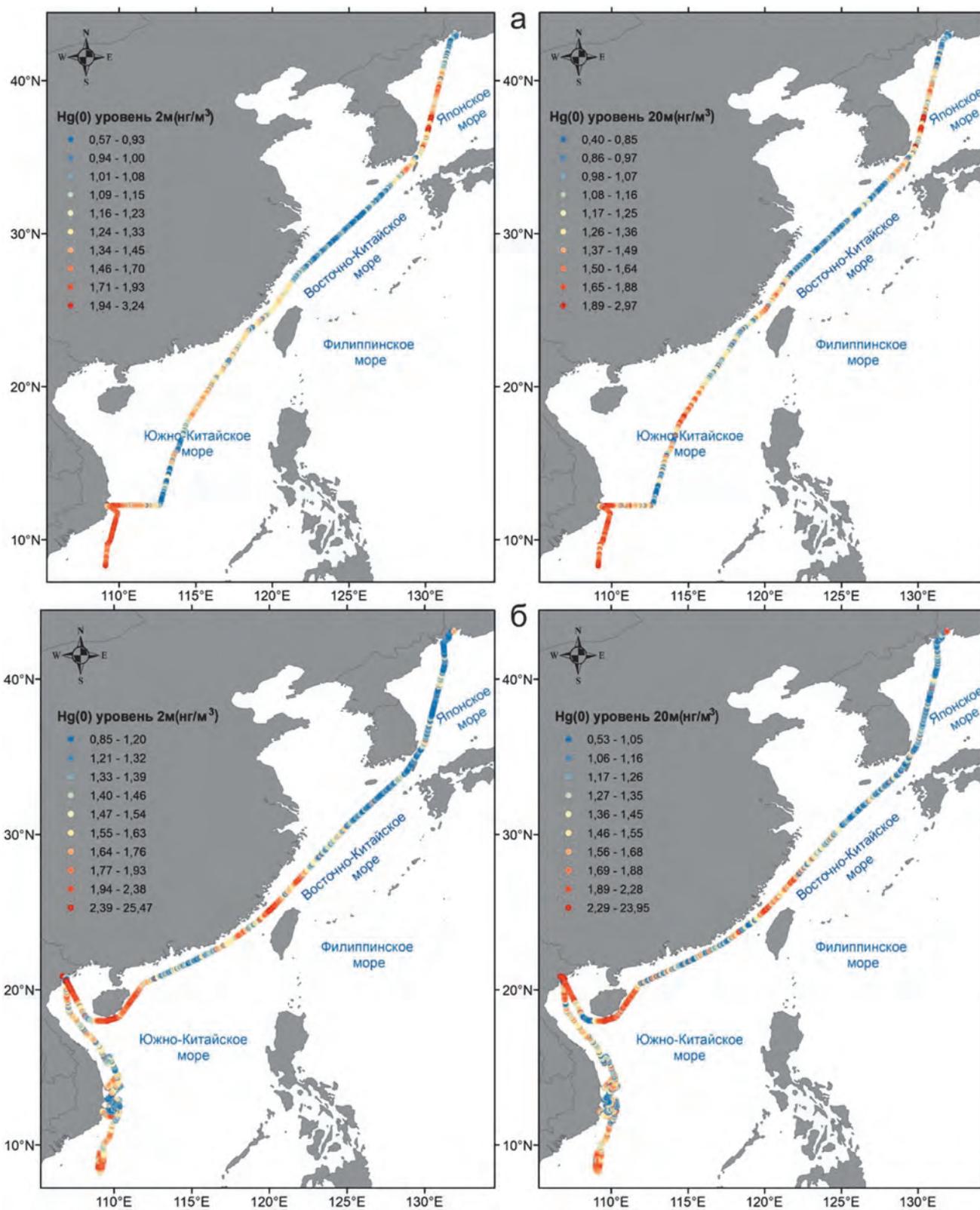
Цель исследования заключалась в выявлении особенностей и закономерностей распределения газообразной элементарной ртути ( $\text{Hg}(0)$ ) в морском пограничном слое атмосферы от Японского моря до Южно-Китайского моря, определении потоков эмиссии  $\text{Hg}(0)$  в Южно-Китайском море и в установлении контролирующих факторов.

В ходе рейса содержание  $\text{Hg}(0)$  в воздухе на уровне 2 м варьировалось от  $0.56 \text{ нг/м}^3$  до  $25.47 \text{ нг/м}^3$ , медианное значение равнялось  $1.38 \text{ нг/м}^3$  (рис. 6.34 и 6.35). Содержание  $\text{Hg}(0)$  на уровне 20 м изменялось от  $0.39 \text{ нг/м}^3$  до  $23.95 \text{ нг/м}^3$  при медиане  $1.45 \text{ нг/м}^3$ . Зарегистрированные медианные

значения соответствуют фоновому диапазону Северного полушария ( $1.3\text{--}1.6 \text{ нг/м}^3$ ) [Sprovieri et al., 2016].

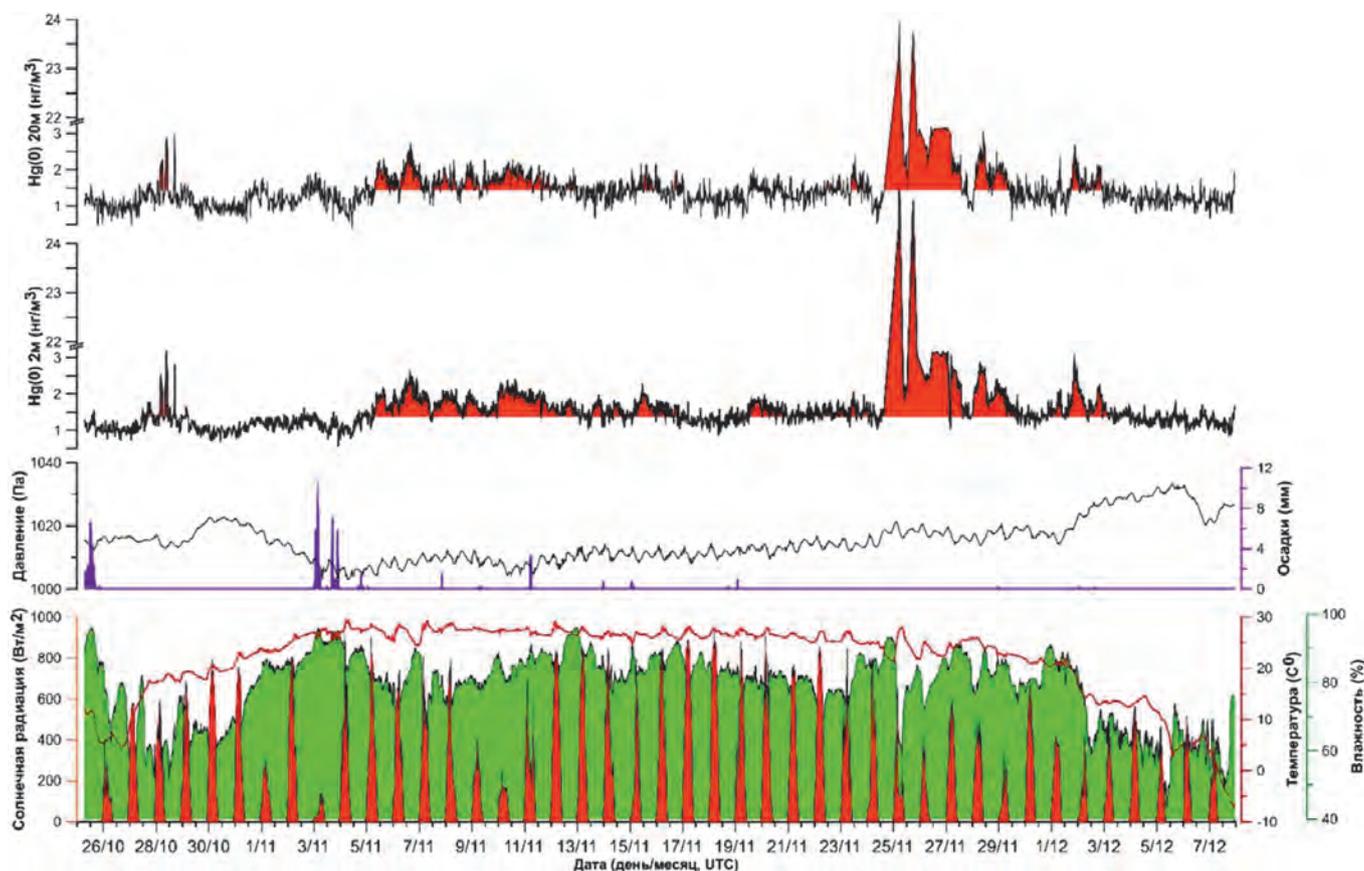
Всего за рейс было выявлено 7 продолжительных во времени и пространстве эпизодов увеличения содержания  $\text{Hg}(0)$  в приводном слое атмосферы. Повышенные концентрации  $\text{Hg}(0)$  в течение относительно продолжительного периода наблюдались на обоих уровнях в начале рейса в районе Корейского полуострова, воздушные массы в этот период приходили с южной части Северной Кореи и северной части Южной Кореи. Повышенные концентрации  $\text{Hg}(0)$  наблюдались в Тайваньском проливе, как по пути в Южно-Китайское море, так и на обратном пути во Владивосток. Также повышенные концентрации  $\text{Hg}(0)$  были отмечены в южной части района работ и вблизи острова Хайнань. Максимальные концентрации (до  $25 \text{ нг/м}^3$ ) на двух уровнях были зарегистрированы на подходе и в самом порту г. Хайфон (Вьетнам).

Анализ обратных траекторий движения воздушных масс и CWT-анализ позволили установить регионы-источники, потенциально влиявшие на содержание  $\text{Hg}(0)$  в приземной атмосфере



▲ **Рис. 6.34.** Пространственное распределение Hg(0) (нг/м³) в воздухе на уровне 2 и 20 м от поверхности моря в ходе 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев».

а – по пути из Владивостока до самой южной точки работ; б – по пути от самой южной точки работ до Владивостока



▲ Рис. 6.35. Динамика содержания  $Hg(0)$  ( $нг/м^3$ ) на уровнях 2 и 20 м, и некоторых метеопараметров в приземном слое атмосферы в ходе 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев»

в ходе рейса (рис. 6.36). Концентрации  $Hg(0)$  значительно увеличивались в периоды, когда воздушные массы приходили в точки измерения из районов центральной части Корейского полуострова, юга и юга-восточной части Китая (включая остров Хайнань), восточной, южной и юго-восточной части полуострова Индокитай.

Всего в ходе рейса потоки  $Hg(0)$  с поверхности моря в атмосферу были определены на 7 станциях (рис. 6.37).

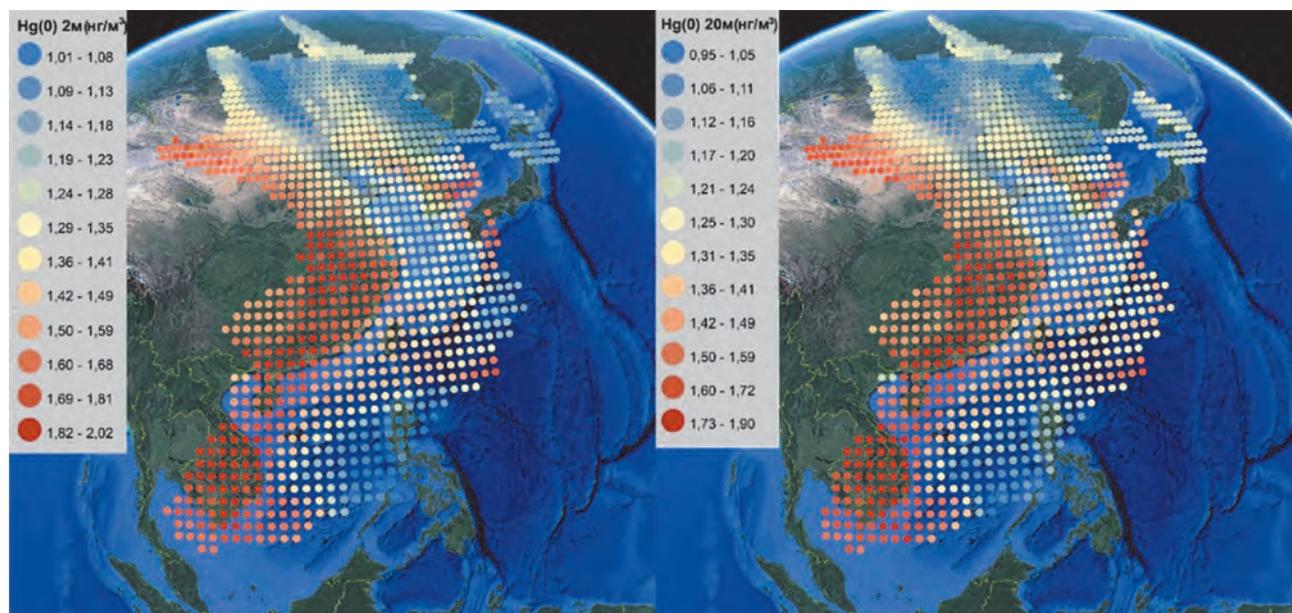
Значения потоков  $Hg(0)$  были зарегистрированы в диапазоне от 1.1 до 2.51  $нг/м^2/ч$ , средняя величина и стандартное отклонение составили  $1.94 \pm 0.46$   $нг/м^2/ч$ , медианное значение равнялось 2.08  $нг/м^2/ч$ . Зарегистрированные в ходе рейса потоки  $Hg(0)$  были в 1.5 раза выше, чем те, которые были измерены тем же методом в Японском и Охотском морях месяцем ранее. В табл. 6.3 для каждой станции помимо значений потоков  $Hg(0)$  представлены также концентрации  $Hg(0)$  в приземном слое атмосферы и некоторые основные метеопараметры.

Таблица 6.3

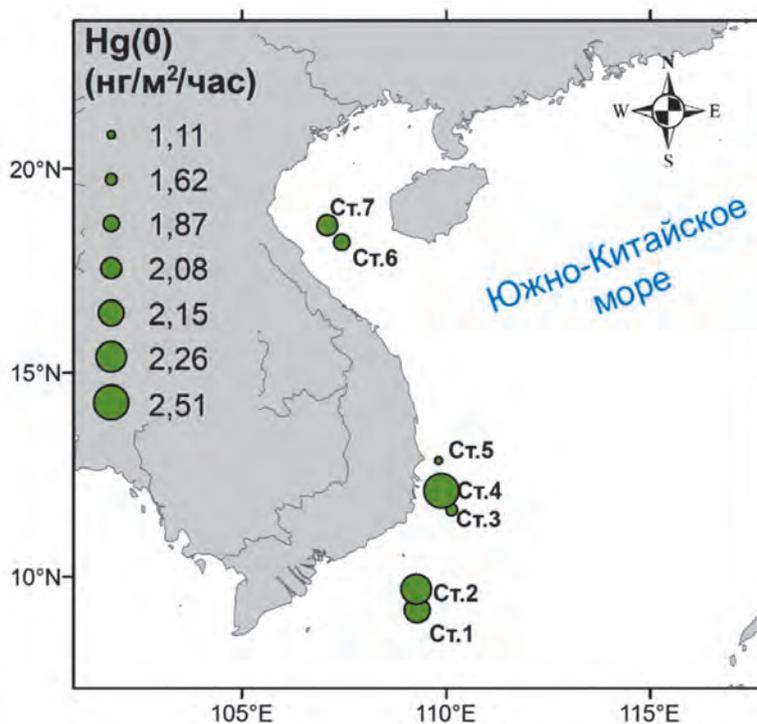
**Средние значения потока  $Hg(0)$  с поверхности моря в атмосферу, а также концентрации  $Hg(0)$  в воздухе на уровне 2 м и некоторые основные метеопараметры, зарегистрированные на станциях измерения потока  $Hg(0)$**

№ станции	$Hg(0)$ $нг/м^2/ч$	$Hg(0)$ 2 м ( $нг/м^3$ )	Температура ( $^{\circ}C$ )	Влажность (%)	Давление (мм рт.ст.)	Солнечная радиация ( $Вт/ч$ )
1	2.14	2.18	27.8	84	756.4	451
2	2.25	1.64	27.8	86	756.1	788
3	1.61	1.65	28.1	87	758.7	835
4	2.51	1.41	27.3	83	759.1	591
5	1.10	1.46	26.8	85	760.6	479
6	1.87	1.54	25.3	78	760.8	0
7	2.07	1.66	26.9	74	761.6	483

Ранее как другими исследователями, так и нами была отмечена положительная корреляция потока



▲ Рис. 6.36. Взвешенные по концентрациям Hg(0) траектории за весь рейс для уровней 2 и 20 м



▲ Рис. 6.37. Потоки Hg(0) с поверхности моря в атмосферу в ходе 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев»

Hg(0) и температуры воздуха, но в данном рейсе значимые корреляции с метеопараметрами не выявлены. Необходимо отметить, что все замеры на станциях, кроме ст. № 6, были выполнены утром по местному времени с 8:30 до 13:30 (UTC+7),

средняя температура воздуха на станциях составила  $27.14 \pm 0.95$  °C. Вероятно, такая незначительная вариация температуры воздуха была причиной отсутствия значимой корреляции с потоком Hg(0).

## 6.6. ПОТОКИ МЕТАНА НА ГРАНИЦЕ РАЗДЕЛА ВОДА–АТМОСФЕРА НА АКВАТОРИИ ОТКРЫТОЙ ЧАСТИ МОРЯ, ПРИВЬЕТНАМСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА И ШЕЛЬФА В ОСЕННИЙ СЕЗОН

(Г.И. Мишукова, Р.Б. Шакиров, Д.А. Швалов, О.В. Мишукова,  
А.А. Легкодимов, А.О. Холмогоров)

В данном разделе приведены результаты исследований пространственно-временного распределения рассчитанных потоков метана на границе раздела «вода–атмосфера» на акватории привьетнамского континентального шельфа, склона и открытой части моря по данным рейса № 88 НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (LV88) в период с 1 по 29 ноября 2019 г.

В результате исследований установлена высокая изменчивость от равновесия и слабой эмиссии 0–1 моль/(км<sup>2</sup>·сут) до потока очень высокой интенсивности 29 моль/(км<sup>2</sup>·сут).

Активность газообмена на границе «дно–вода–атмосфера» обусловлена активным выходом CH<sub>4</sub> из донных отложений и контролируется комплексом геологических и гидрологических факторов.

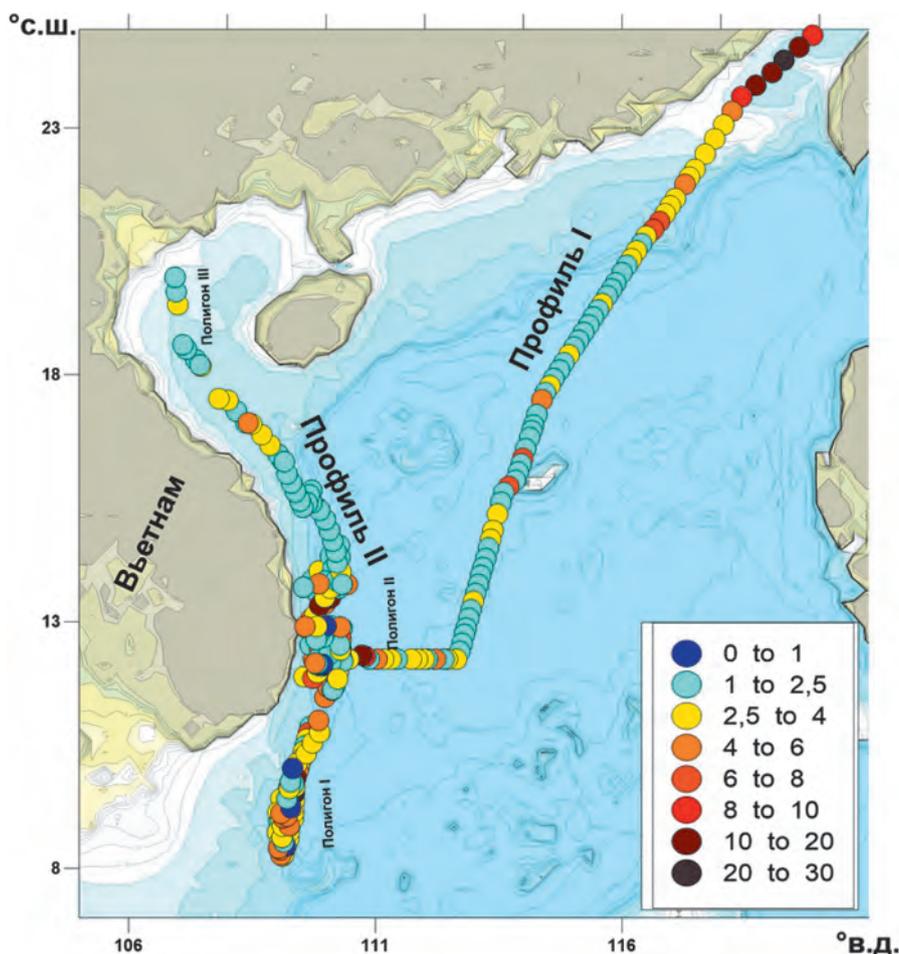
Различными исследованиями признается, что открытые океаны представляют собой источник метана в атмосферу, хотя лежащий в их основе механизм производства метана остается неясным и является дискуссионным. По некоторым оценкам глобальная морская эмиссия метана лежит в диапазоне от 11 до 18 млн т/год, причем 75% этого потока приходится на шельфовые районы [Bange et al., 1994]. Важным источником метана в атмосферу являются эстуарии. При этом основным источником метана является метаногенная деградация обогащенных органическими веществами донных отложений [Tsurushima et al., 1996]. В устье реки Жемчужной потоки метана на границе вода–атмосфера изменялись в широком диапазоне со средним значением 314.3±464.9 моль/(км<sup>2</sup>·сут) осенью и 184.2±187.5 моль/(км<sup>2</sup>·сут) летом [Ye et al., 2019]. В дельте реки Меконг потоки метана на границе вода–атмосфера составляли 118 моль/(км<sup>2</sup>·сут) [Borges et al., 2018]. Другие исследователи полагают, что континентальные шельфы являются более интенсивным ис-

точником. По данным разных исследователей на континентальном склоне и шельфе среднее значение составляло 8.6±6.4 моль/(км<sup>2</sup>·сут) [Tseng et al., 2017]; 15.6±8.0 моль/(км<sup>2</sup>·сут) [Zhou et al., 2009]; 8.0±4.3 моль/(км<sup>2</sup>·сут) осенью; 4.1±5.2 моль/(км<sup>2</sup>·сут) летом; 1.1±0.8 моль/(км<sup>2</sup>·сут.) зимой [Ye et al., 2019]; 8.3±4.1 моль/(км<sup>2</sup>·сут) [Tseng et al., 2017].

Цель раздела – на основе экспериментальных данных рассчитать и изучить распределения потоков метана на границе раздела вода–атмосфера на континентальном шельфе, склоне и в открытой части моря. Выявленные зоны повышенной эмиссии метана необходимо сопоставить с анализом аномальных полей углеводородных газов в водной толще и донных отложениях для оценки факторов, влияющих на содержание метана в воде и его поток с акватории в атмосферу.

В процессе исследований установлено, что на всей изучаемой акватории происходит эмиссия метана в атмосферу, значения потоков метана отличаются неравномерным распределением: от равновесия и слабой эмиссии 0 моль/(км<sup>2</sup>·сут) до потоков очень высокой интенсивности 29 моль/(км<sup>2</sup>·сут) (рис. 6.38).

Потоки метана на границе раздела вода–атмосфера на изучаемой акватории по региональному газогеохимическому профилю I со средним значением 3.8 моль/(км<sup>2</sup>·сут), по предложенной нами градации, относятся к эмиссии умеренной интенсивности от 1 до 4 моль/(км<sup>2</sup>·сут). После прохождения Тайванского пролива на профиле фиксируются единичные значения эмиссии средней интенсивности. К этому диапазону относится и значение медианы по совпадающей части профиля 2017 г., которое составляло 3.7 моль/(км<sup>2</sup>·сут) [Мишукова и др., 2020; Шакиров и др., 2019]. Немного выше, но в пределах этого диапазона, находится и среднее значение



◀ **Рис. 6.38.** Распределение потоков метана на границе раздела вода–атмосфера для рейса 88 «Академик М.А. Лаврентьев»

4 моль/(км<sup>2</sup>·сут) на профиле II, поток при этом изменялся от 0 моль/(км<sup>2</sup>·сут) до 24 моль/(км<sup>2</sup>·сут).

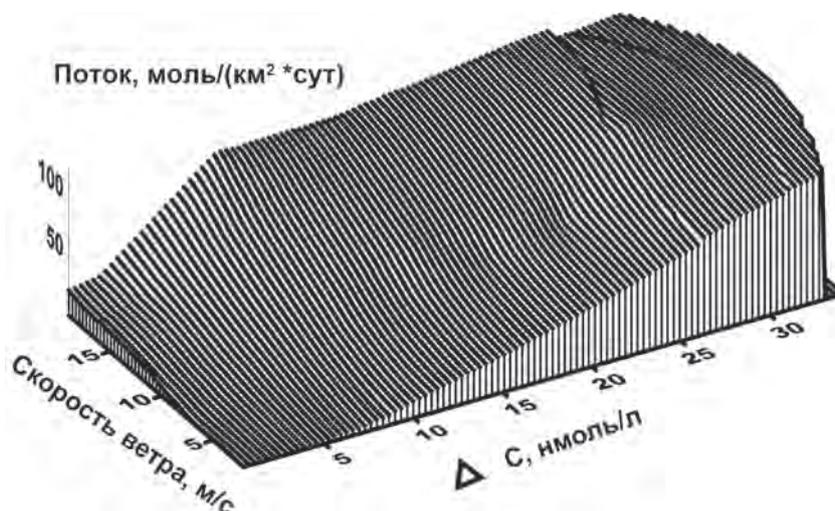
Значения потоков метана на границе раздела вода–атмосфера зависят от концентраций метана в поверхностном водном слое, приводном слое атмосферы, температуры и солености воды, скорости ветра. Анализ распределения потоков метана для данного рейса № 88 показал, что на поток метана определяющее влияние оказывает скорость ветра и процент пересыщения. Скорость ветра усиливает газообмен на границе вода–атмосфера.

Изучение распределения эмиссии метана, рассчитанной в каждой точке отбора проб воды на больших акваториях за непродолжительный промежуток времени, выявило ряд важных закономерностей. Как было показано ранее, выделение метана в атмосферу происходит пульсациями и сопровождается изменением концентрации метана в морской воде как в пространстве, так и во времени, в зависимости от гидрометеорологического режима акватории [Мишукова и др., 2013; Обжиров и др., 2016]. Зависимость потоков метана на границе вода–атмосфера от концентраций, тем-

пературы воды и скорости ветра была получена при обработке 760 значений потоков по данным 52-го рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев». На рис. 6.39 приведены результаты рассчитанных максимальных скоростей выделения метана на границе вода–атмосфера в зависимости от скорости ветра и разности между измеренными концентрациями метана в морской воде и его равновесными с атмосферой значениями.

При выбранном значении скорости ветра и перепаде концентраций наблюдается диапазон потоков метана, от минимальных до максимальных значений. При повышении скорости ветра и увеличении потока метана концентрация газа в морской воде быстро падает до равновесных значений и, соответственно, поток метана уменьшается до минимальных значений. При малых скоростях ветра и небольших потоках метана в атмосферу концентрация метана в приповерхностных водах повышается за счет его переноса из глубинных источников. На скорость газообмена при низких скоростях ветра 1.5–4 м/с основное влияние оказывает термическая конвекция, имеющая зависимость от температуры

► **Рис. 6.39.** Изменение максимального потока метана на границе раздела вода–атмосфера в зависимости от скорости ветра и разности концентрации метана в морской воде и его равновесного с атмосферой значения



и солености воды. При более сильных скоростях ветра определяющее влияние на величину потока метана оказывают обрушение волн и схлопывание газовых пузырьков [Мишукова и др., 2007].

В табл. 6.4 приведены осредненные характеристики на трех полигонах: Намконсон-I, Фухань-II, Шонхон-III.

Таблица 6.4

**Осредненные характеристики на полигонах потоков метана на границе вода–атмосфера ( $F$ , моль/км<sup>2</sup>сут); измеренных концентраций метана ( $C$ , нмоль/л); равновесных концентраций метана ( $C^*$ , нмоль/л); измеренных концентраций метана в приводном слое атмосферы ( $C_{air}$ , ppm); показателей пересыщения вод метаном ( $N$ , %); скорости ветра ( $U$ , м/с); температуры ( $t$ , °C); солености ( $S$ , ‰) в 4-метровом поверхностном слое воды**

LV88	$F$	$C$	$C^*$	$C_{air}$	$N$	$U$	$t$	$S$
<i>I – бассейн Намконсон</i>								
Среднее	4	6	2.1	2.0	202	3	27.9	33.3
Максимум	24	41	2.5	2.3	1841	11	30.0	34.5
Минимум	1	3	1.8	1.7	37	1	27.1	22.4
<i>II – бассейн Фухань</i>								
Среднее	3	5	2.0	1.8	142	3	27.2	33.5
Максимум	16	9	2.0	1.9	358	12	28.8	33.9
Минимум	0	3	1.7	1.6	38	1	26.2	28.8
<i>III – Шонхон</i>								
Среднее	3	5	2.0	1.9	167	2	26.7	33.5
Максимум	5	9	2.1	2.0	314	7	27.6	33.8
Минимум	1	3	1.9	1.8	30	1	25.0	32.5

Примечание.  $C_{air}$  – измерения по результатам хроматографического анализа.

Потоки метана, показатель пересыщения вод метаном, измеренные концентрации метана были выше всего на южном полигоне I. На акватории шельфа и склона Вьетнама на момент измерений преобладали ветра 3 м/с и 2 м/с, хотя наблюдался и ветер 11–12 м/с. На северном полигоне III скорости ветра были до 7 м/с. Самые низкие потоки также были в северной части профиля II.

Средние и минимальные значения потоков на трех полигонах были близки, но выделяется центральный участок на полигоне I. Полигон расположен в зоне перехода от континентального шельфа к глубоководному осадочному бассейну Намконсон. По нашим расчетам, на траверзе реки Меконг наблюдается эмиссия от слабой до очень высокой интенсивности (максимум 24 моль/(км<sup>2</sup>·сут). Отбор проб воды был выполнен на гидрологических станциях в шельфовой: st02 (156 м), st04 (262 м), st06 (249 м), st08 (196 м), st10 (156 м), st11 (267 м), st12 (267 м), st13 (264 м), st14 (256 м), st15 (242 м); склоновой: st03 (430 м), st05 (707 м), st07 (866 м), st09 (682 м) и глубоководных частях профиля: st11 (1004 м), st16 (1796 м). Концентрации метана для STD станций (по методу Headspace) в поверхностном водном слое составили от 2.9 нмоль/л до 6.5 нмоль/л, среднее 3.5 нмоль/л; процент пересыщения изменялся от 37 до 240%, среднее значение 71%. Высокие концентрации метана на промежуточных глубинах 120–170 м (18 нмоль/л – st07; 11 нмоль/л – st09, на 200–300 м (7–8 нмоль/л – st11; 6–12 нмоль/л – st15), на 50 м (5 нмоль/л – st16) и максимальные значения концентраций в придонном слое (185 нмоль/л, st06 и 81 нмоль/л, st10), вероятно, обусловлены поступлением газов в водную толщу из донных отложений. Распределение концентраций газов в кернах осадка станций

LV88-02GC, LV88-03GC, LV88-05GC, LV88-07GC, LV88-09GC, LV88-11GC, LV88-12GC, LV88-14GC, LV88-15GC на южном полигоне показано в приложении 5. Максимальные концентрации метана в донных осадках приходится на разные горизонты керна, но наблюдается тенденция увеличения концентрации метана в верхней части до 100 см. Самые большие концентрации метана, обнаруженные на полигоне I, наблюдаются для шельфовой станции LV88-03/GC, глубина моря 263 м (см. приложение 5).

Вероятно, метан из донных отложений поступает в воды придонного слоя и переносится за счет турбулентного перемешивания, затем выносится в вышележащие водные массы, что в некоторых случаях может приводить к образованию органических пленок на поверхности морской воды [Мишукова и др. 2007, 2009].

На центральном полигоне (западная часть осадочного бассейна Фухань) эмиссия метана высокой интенсивности – максимум 16 моль/(км<sup>2</sup>·сут) – при глубинах 200–600 м наблюдается как на континентальном склоне, так и в шельфовой области. Распределение концентраций метана в водной толще на акватории полигона II, включая шельф, континентальный склон и глубоководную котловину, было изучено на 14 гидрологических станциях: st17 (2314 м), st18 (2360 м), st19 (1905 м), st20 (685 м), st21 (1645 м), st22 (1416 м), st23 (700 м), st24 (235 м), st25 (825 м), st26 (660 м), st27 (123 м), st28 (2280 м), st29 (870 м), st30 (167 м). Несмотря на то, что на втором полигоне большинство станций относятся к глубоководным, средние значения концентраций метана в поверхностном водном слое на CTD станциях были такими же, как на первом полигоне, и составили 3.5 нмоль/л, диапазон изменения от 2.7 нмоль/л до 5.3 нмоль/л; а средний процент пересыщения был выше, чем на первом полигоне, и составил 83%, диапазон от 38% до 181%. На горизонте максимального зондирования около 600 м для глубоководных станций концентрации метана были 1–2 нмоль/л. Максимальные значения концентраций на шельфовых станциях около 5 нмоль/л, концентрации CH<sub>4</sub> на промежуточных глубинах 65–200 м составляли 3–7 нмоль/л. В центральной части на профиле II были отображены керны донных отложений: LV88-16GC, LV88-17GC, LV88-18GC, LV88-20/1GC, LV88-21GC, LV88-22GC, LV88-23GC, LV88-25GC, LV88-27GC, LV88-28GC, LV88-29GC, LV88-30GC, LV88-31GC, LV88-32GC (запах сероводорода), LV88-33GC, LV88-34GC, LV88-35GC, LV88-36GC, LV88-37GC,

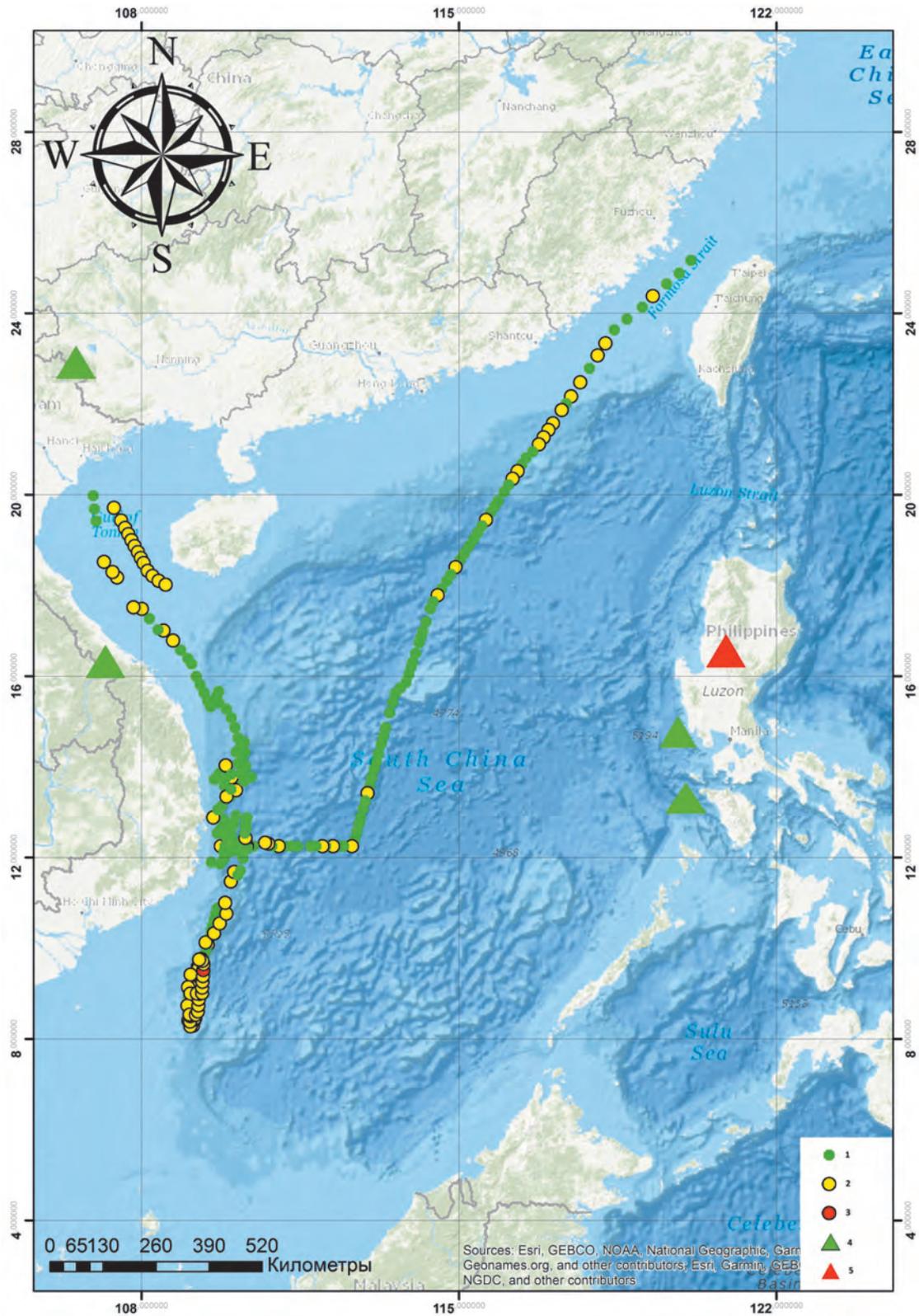
LV88-38GC, LV88-40GC, LV88-41GC, LV88-42GC, LV88-43GC, LV88-46GC, LV88-47GC, LV88-48GC, LV88-49GC. Максимальные концентрации метана на полигоне II фиксируются в осадочном керне шельфовой станции LV88-42GC на горизонте 250 см, повышенные значения на 70 см (см. приложение 5).

Распределение концентраций метана в северной части профиля II было исследовано для 5 гидрологических станций: st31 (118 м), st32 (110 м), st34 (90 м), st35 (72 м), st36 (62 м). В поверхностном водном слое на шельфовых станциях (глубина от 62 м до 118 м) концентрации метана составили от 2.6 нмоль/л до 5.0 нмоль/л, среднее значение 3.7 нмоль/л, процент пересыщения от 30% до 156%, среднее значение 89%. Концентрация метана увеличивалась ко дну. Максимальные значения концентраций метана фиксировались в придонном слое от 4 до 32 нмоль/л. В северной части профиля II были отобраны керны донных отложений: LV88-50GC, LV88-51GC, LV88-55GC, LV88-56GC. Для этих станций общей тенденцией распределения концентрации метана является уменьшение к верхней части керна осадка от горизонта 100–150 см (см. приложение 5).

Таким образом, поскольку максимальные значения концентраций метана в придонном слое на ряде участков коррелируют с аномалиями метана в кернах донных отложений, существует вероятность того, что метан из донных осадков в шельфовой зоне привносится в вышележащие воды.

Малоизученным остается аспект влияния сейсмических событий на значения концентраций метана в воде. Активность геодинамических процессов существенно влияет на изменение газогеохимического режима литосферы, что, в свою очередь, должно влиять на изменения и распределения газогеохимических полей толщи вод Южно-Китайского моря.

Для сопоставительного анализа были взяты данные о землетрясениях, произошедших в период проведения рейса 27 октября – 28 ноября 2019 г. в пределах разломов рассматриваемого региона (Южно-Китайское море), данные взяты с сайта <https://earthquake.usgs.gov/>. В период проведения работ зарегистрировано 4 землетрясения. В основном это поверхностные землетрясения с глубинами до 70 км, 1 событие можно отнести к промежуточным, с глубиной 100–300 км, глубоководных землетрясений во время проведения работ в исследуемой области зафиксировано не было (табл. 6.5).



▲ Рис 6.40. Карта района работ 88-го рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев».

1 – концентрация метана в пробах морской воды в диапазоне 3,69–5,77 нМ/л; 2 – концентрация метана в пробах морской воды в диапазоне 5,78–9,77 нМ/л; 3 – концентрация метана в пробах морской воды в диапазоне 9,77–41,27 нМ/л; 4–5 – землетрясения в период проведения экспедиции

Таблица 6.5

**Зависимость удаленности точек пробоотбора от эпицентров землетрясений, их глубины, магнитуды и изменения концентрации метана в пробах морской воды**

Дата	Время	Магнитуда mb	Глубина эпицентра, км	Расстояние до эпицентра, км
05.11.2019	0:50	4,9	35	310,61
18.11.2019	1:58	4,6	13	310,61
22.11.2019	2:05	4,2	133	1297,47
27.11.2019	19:49	5	10	146,78

На рис. 6.40 представлено распределение точек отбора проб и эпицентров землетрясений, произошедших за рассматриваемый период.

На рисунке видно, что повышенные концентрации метана обнаружены в западной части Южно-Китайского моря – в относительной близости к эпицентрам землетрясений.

Сложность постановки газогеохимических наблюдений в экспедиционных условиях при движении судна не может однозначно раскрыть связь данных явлений. В связи с тем, что исследование зависимости распределения поля концентраций растворенного метана в толще вод от активности сейсмических событий является актуальными направлением, то следует рекомендовать включить в последующие экспедиции выполнение мониторинговых станций. Это могут быть заякоренные платформы, а также береговые пункты газогеохимических наблюдений по аналогии с объектом научной инфраструктуры «Международный научно-образовательный геосферный полигон МЭС М. Шульца» ТОИ ДВО РАН.

## 6.7. ФОРМИРОВАНИЕ АНОМАЛЬНЫХ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В РАЙОНЕ ТЕРМАЛЬНЫХ И МИНЕРАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА

(Н.С. Сырбу, А.О. Холмогоров, А.А. Легкодимов, Ле Дык Ань)

Район исследований включает несколько провинций Северного Вьетнама, расположенных в зоне влияния рифта Красной реки: Лай Чау, Сон Ла, Хоа Бинь, Иен Бай, Лао Кай, Фу Тхо и Куангнинь. Все они приурочены к разломным зонам СЗ–ЮВ простирания (рис. 6.41).

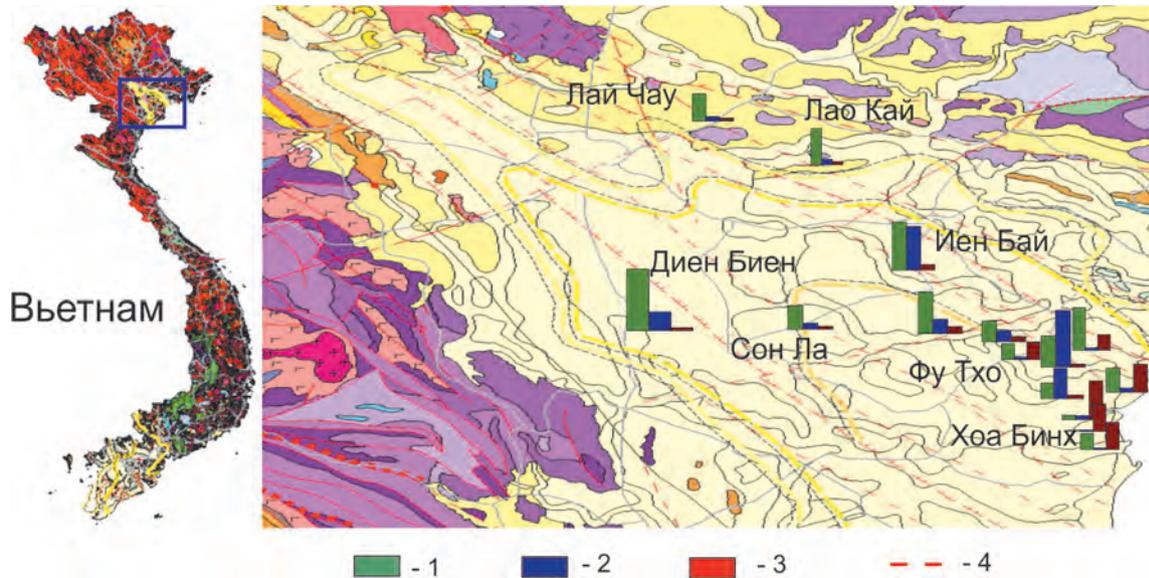
Источники, расположенные в провинции Лао Кай, находятся в гранитном массиве Фансипан. Исследуемые источники в районе северной Вьетнамской низменности (Ба Ви и Ким Бой) были обнаружены при разведочном бурении [Nguen et al., 2005].

Основным критерием для выбора станций отбора проб были геологические и тектонические признаки, указывающие на наличие каналов миграции газов. Так как активные глубинные разломы являются каналами эндогенной дегазации Земли, которые отражаются в виде аномально повышенных

содержаний гелия, водорода и др. газов в подземных водах и поверхностных отложениях [Яницкий, 1979]. Все исследуемые термальные и минеральные источники приурочены к разломным зонам СЗ–ЮВ простирания.

Термальные воды могут истекать из изверженных или осадочных пород. В последнем случае происхождение термальных вод в карбонатном массиве вызывает большой интерес. В карстовых резервуарах образуются большие скопления подземных вод. Присутствие горячих вод в карстовых массивах говорит о значительной активности глубинных термальных источников. Газогеохимические данные термальных вод являются важной информацией для изучения режима и происхождения их глубинных источников.

Во всех исследованных термальных источниках, расположенных в зоне влияния рифта, обна-



▲ **Рис. 6.41.** Распределение метана, гелия и водорода в воде термальных источников района рифта Красной реки, 2017–2019 гг. Масштаб геологической карты 1:1 000 000 [Geological..., 2010]. 1 – метан; 2 – гелий; 3 – водород; 4 – разломы

ружены повышенные концентрации водорода (до 5900 нл/л), гелия (до 4252 нл/л), углекислого газа (до 72%), метана (до 137 776 нл/л), что свидетельствует о геодинамической активности в области исследований и о возможной поставке глубинного флюида по сверхглубоким проницаемым зонам (рис. 6.42, табл. 6.6). Были рассчитаны фоновые концентрации газов в пробах воды термальных источников:  $\text{CH}_4$  – 164 нл/л,  $\text{CO}_2$  – 21% об., УВГ (этан-бутан) в сумме – 0.34 ppm, He – 42 нл/л (3.9 ppm),  $\text{H}_2$  – 30 нл/л (1.8 ppm) (для сравнения: в морской воде фоновые содержания гелия ~ 8.55 ppm, водорода ~ 4.5 ppm).

Необходимо отметить, что оба газа (гелий и водород) имеют низкую растворимость в воде: водород – 18.4 мл/л, гелий – 8.8 мл/л. Однако, высокий (~ в 100 раз) уровень концентраций гелия и водорода в воде исследуемых источников не может быть связан с данным свойством.

В распределении гелия и водорода в воде термальных источников обнаруживается ряд высоких аномалий (см. табл. 6.6), когда газ поступает в осадочную толщу и подземные воды через сеть разломов.

Вероятно, вклад в создание аномалий водорода в регионе Северного Вьетнама вносит источник,

► **Рис. 6.42.** Диаграмма распределения метана (а), водорода (б) и гелия (в) в термальных источниках Северного Вьетнама (шкала логарифмическая)

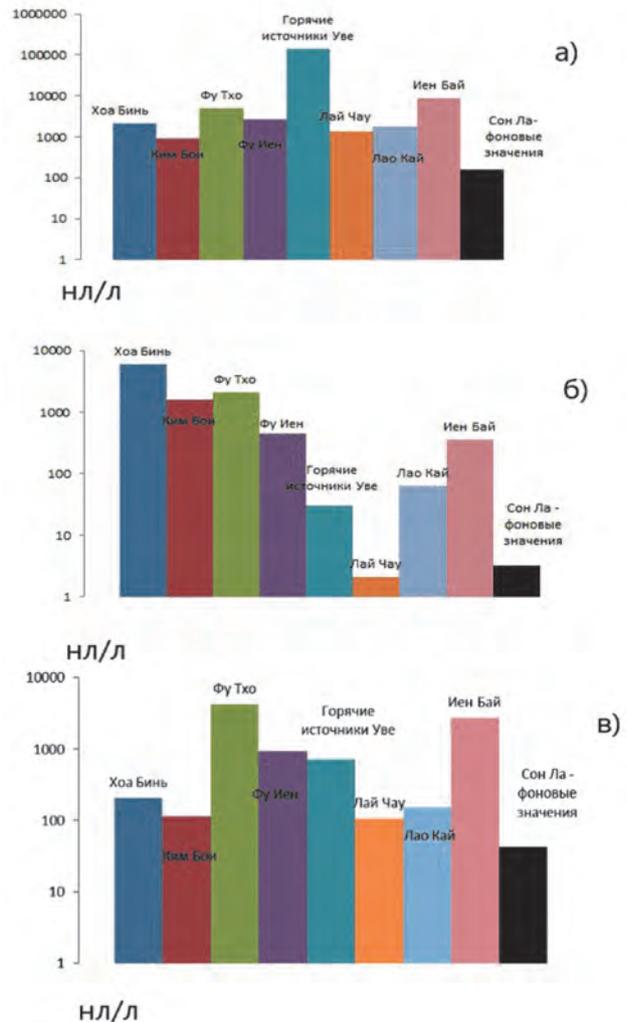


Таблица 6.6

**Газогеохимический состав воды термальных источников (газ извлечен методом дегазации)  
и рассчитанный поток метана в атмосферу**

№	Место отбора	Т ВОДЫ, °С	CH <sub>4</sub> , нл/л	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> , нл/л	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , нл/л	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> , нл/л	O <sub>2</sub> + A, %	N <sub>2</sub> , %	CO <sub>2</sub> , %	He, нл/л	H <sub>2</sub> , нл/л	Поток CH <sub>4</sub> , мкмоль/ (м <sup>2</sup> ·сут)
2019												
1	Хоа Бинь	22.2	2153	4.3	55.9	0	4.9	48.5	42.2	52	5907	593
2	Хоа Бинь	23.8	245	1	0	0	19.2	77.0	0.4	207	4077	-
3	Ким Бои	35.6	84	2.2	199.7	0.28	8.5	80.1	6.4	78	1585	54
4	Ким Бои	35.6	930	3.7	211	1.72	9.2	74.5	12	34	1591	90
5	ХоаБинь	24.4	786	1.8	0	0	15.3	63.0	18	1828	130	61
6	Фу Тхо	24.9	2346	2.3	55	0.73	3.2	55.5	36.7	4253	92	197
7	Фу Тхо	43.7	5042	1.2	244	0.56	7.2	75.7	12.6	140	2053	442
8	Фу Тхо	23.9	218	3.2	60	0	3.10	40.7	51.5	30	718	16
9	Фу Тхо	23.4	176	12.2	116.4	0	17	69.0	10.1	26	38	11
10	Сон Ла	41.5	2655	9.2	128.2	0.32	20	75.9	0.1	933	438	103
11	Сон Ла	37.6	163	2.5	172.5	0.22	19.5	76.3	0.12	42	3.2	-
12	Диен Биен	22.1	915	1.6	90.5	0	20.1	75.9	0.01	-	-	-
13	Источник Уве	84	137766	8.1	20099	13.85	20	75.6	0.01	726	29.4	22141
14	Лай Чау	34.2	1380	1.7	2000	1.47	7.3	69.3	17.8	106	2.1	11
15	Лао Кай	34.1	1839	1.8	645	0.51	7.2	66.2	21.9	152	62	59
16	Иен Бай	42	8576	1.5	271	0.34	7.3	62.0	25.8	2726	350	197
2017												
17	Сапа (Лао Кай)	21	96	1.09	0	0	19.4	75.7	0.38	84	58	-
18	Сапа (Лао Кай)	29	34	0.46	0	0	18.7	74.9	3.89	76	45	-
19	Сапа (Лао Кай)	38	142	3.14	0	0	18.6	63.8	0.53	63	52	-
20	Сапа (Лао Кай)	23	9985	8.36	0	0	24.1	74.6	4.83	85	21	-
21	Сапа (Лао Кай)	37	1152	0.62	0	0	21.3	69.9	0.48	105	30	-
22	Сапа (Лао Кай)	32	94	0.49	0	0	25.2	68.9	2.48	114	60	-
2016												
23	Ба Ви	33	0.12	0	0	0.002	18.04	75.7	9.11	37	28	-
24	Ба Ви	32	1.15	0	0	0	5.85	40.4	58.2	376	32	-
25	Ким Бои	36	0.21	0.01	0	0.001	30.1	71.9	0.51	802	74	-
26	Ким Бои	35	0.03	0	0	0.002	26.6	63.10	0.09	70	23	-
27	Ким Бои	36	0.03	0	0	0.002	24.8	62.3	2.53	125	31	-
28	Ким Бои	34	0.04	-	0	0	11.8	42.3	45.7	91	28	-

Примечание. Прочерк – нет данных.

сопряженный с очагом генерации углеводородных газов. Так, в провинциях Хоа Бинь и Фу Тхо (дельта Красной Реки), расположенных в отдаленных пригородах Ханоя к юго-востоку от его центра, зафиксированы концентрации углекислого газа в воде до 50%, метана до 2000–5000 нл/л. Поток метана до-

стигал 400–500 мкмоль/(м<sup>2</sup>·сут) на отдельных источниках. Такие концентрации и поток сопоставимы с аномалиями метана в осадках над углеводородными залежами на шельфе о. Сахалин. В этом же районе в воде термальных источников зафиксированы концентрации водорода 4000–5000 нл/л

и гелия – до 2000–4000 нл/л. Водород, вероятнее всего, мигрирует вместе с природным газом (метаном) через толщу осадочных отложений, разбитую системой трещин. Аномалии гелия свидетельствуют о наличии еще более глубоких газовых источников. Совпадение аномалий гелия, метана в зоне разлома и наличие водорода свидетельствует об активности геологической структуры, в пределах которой происходит перенос флюида. Сейсмическая активность является дополнительным фактором поступления углеводородных газов и водорода в воды термальных и минеральных источников.

На примере Кавказа Ф. Белла [Bella et al., 1995] доказано, что при крупных землетрясениях, активизации сейсмотектонических процессов происходит повышение содержания гелия в воде термальных источников относительно фонового значения для региона. При сопоставлении с данными, полученными в тектонически активном районе рифта Красной реки, можно утверждать, что повышение уровня гелия и водорода в водах термальных источников также является откликом на сейсмическую активность и указывает на поступление газов из глубинных источников.

При различных источниках генерации гелий и водород, вероятно, стали спутниками при прохождении по общим глубинным каналам фильтрации. Так, если для гелия источник образования понятен – земная кора с рассеянными в ней радиоактивными элементами [Перевозчиков, 2012], то для водорода, в нашем случае, это транзит от очагов генерации углеводородных газов.

В целом, выявленная система гелий- и водород-проводящих зон отражает сеть разрывных структур, по которым наиболее благоприятны условия для субвертикального транзита флюидов в верхней части земной коры, в данном случае – в чехол осадочных отложений эоцен-четвертичного возраста прогиба Шонхон и морские песчано-глинистые отложения. Системы трещин в геодинамически активных рифтовых структурах триаса, мела и кайнозоя служат благоприятными условиями поставки глубинного флюида [Перевозчиков, 2012]. Взаимоотношение разрывных структур отражает повышенную флюидопроводимость в регионе Северного Вьетнама.

Одним из наиболее значимых объектов изучения стали термальные источники Уве в провинции Диен Биен, расположенные в зоне влияния активного разлома Диен Биен – Лай Чау. Данный район обладает несомненным геотермальным потенциалом. По данным [Vu et al., 2015], температура вод

у поверхности источника составляет около 76 °С. Измеренная нами температура воды в источнике 84 °С.

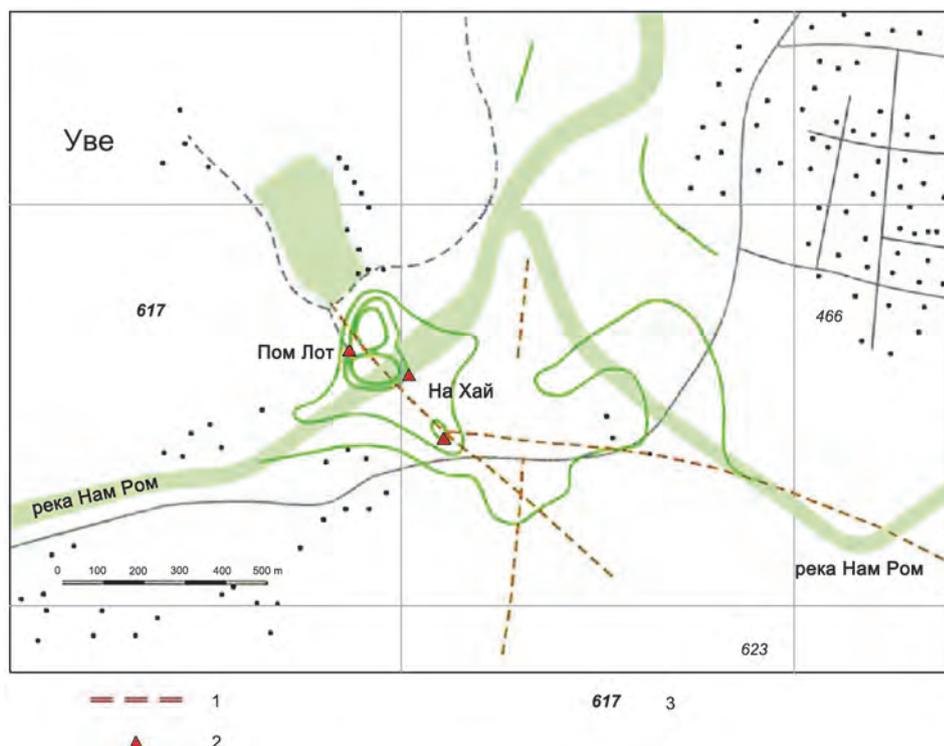
Бассейн Диен Биен разбит многочисленными разломами СВ–ЮЗ простирания, по которым термальные воды изливаются на поверхность. В термальном районе Уве находятся два источника – Пом Лот и На Хай (рис. 6.43). Расстояние между ними несколько десятков метров. Источники расположены на разных берегах реки Нам Ром. Вода источников прозрачная, но с запахом сероводорода. Дебит источников 0.8–3.0 л/с.

Глубинный разлом Диен Биен – Лай Чау, в зоне влияния которого расположены источники, оказывает влияние на тепловой поток, а также на формирование особого газогеохимического поля. Значение концентрации метана доходит до 137 766 нл/л, а концентрации углекислого газа в воде превышают 70%. Обнаружены тяжелые углеводороды до пентана включительно. Рассчитанный поток газа с поверхности источника в атмосферу имеет аномально высокое значение 22 141 мкмоль/(м<sup>2</sup>·сут), которое сравнимо с потоком метана в районах углеводородных скоплений. Наиболее интенсивные потоки метана на границе «вода–атмосфера», достигающие 482 моль/(км<sup>2</sup>·сут), были зарегистрированы на газоносном южном шельфе и газогидратоносном склоне о. Сахалин [Shakirov et al., 2019].

Благодаря системе активных разломов в районе осадочного бассейна Диен Биен создаются благоприятные условия для продвижения тепла и газа к поверхности от магматического источника. Высокий температурный градиент вызывает нагрев вод в нижней части осадочного бассейна, откуда, в свою очередь, термальные воды поднимаются к поверхности по системе трещин.

Выполненные исследования термальных источников имеют большое значение в аспекте поиска нефти и газа, установления генезиса природных газов. Глубинные разломы, контролируемые Северный Вьетнам (рифт Красной реки), вероятно, имеют связь с зонами проницаемости северного шельфа Вьетнама. Аналогии прослеживаются в Японском и Охотском морях [Шакиров и др., 2016].

В результате выявлены новые особенности взаимосвязи рифтовой тектоники, режима термальных источников локализации возможных источников углеводородов и формирования газогеохимических полей в районе термальных источников Северного Вьетнама. Основываясь на тектонических данных и результатах проведенных анализов химиче-



◀ **Рис. 6.43.** Карта-схема расположения термальных источников Уве [Vu et al., 2015]

ского состава природных газов, можно утверждать, что выходы термальных вод в районе северо-запада Вьетнама приурочены к активным зонам разломов. Смещения вдоль основных разломных зон способствуют увеличению проницаемости, облегчают продвижение тепла и термогенных газов к поверхности. Полученные данные (высокие концентрации углеводородных газов, водорода и ге-

лия) свидетельствуют о газоконденсатном потенциале осадочного бассейна Бакбо, при этом вклад глубинного газового углеводородно-водородного флюида может быть значителен.

Одним из важнейших результатов стало установление взаимосвязи режима термальных источников, глубинной газовой компоненты с геологической структурой Северного Вьетнама.

## 6.8. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ, ГЕЛИЯ И ВОДОРОДА НА ОСТРОВАХ ТОНКИНСКОГО ЗАЛИВА (КАТБА, КОТО И БАТЬ ЛОНГ ВИ)

(Н.С. Сырбу, Р.Б. Шакиров, А.О. Холмогоров, Ле Дык Ань)

В рамках совместной Российско-Вьетнамской лаборатории по морским наукам и технологиям сотрудниками ТОИ ДВО РАН совместно с сотрудниками ИМГГ ВАНТ с 2012 г. проводится геоэкологический и газогеохимический мониторинг островов (Катба, Кото, Бать Лонг Ви) на север-

ном мелководном вьетнамском шельфе (Тонкинский залив) в устье Красной Реки, где расположен крупный массив карбонатных пород.

В тектоническом отношении северный шельф Вьетнама (Тонкинский залив или залив Бакбо) располагается в пределах прогиба Шонхон, который

заполнен мощной толщей (до 15 км) преимущественно терригенных пород олигоцен-четвертичного возраста. Осадочный чехол подстилается параплатформенным, преимущественно карбонатным комплексом позднепалеозойского возраста (девон–карбон), из которого получены промышленные притоки нефти и многочисленные нефтегазопоявления [Гаврилов и др., 2011].

Всего было отобрано и проанализировано более 200 проб воды из скважин и источников, а также 106 образцов подпочвенного газа. Полученные данные сравнивались с результатами предыдущих лет 2012–2019 гг.

На острове Катба скважины глубиной 50–60 м используются путем прокачки насосом для снаб-

жения местных жителей питьевой водой. Скважины находятся в пределах развития сложнодислоцированных структур, сложенных разновозрастными древними породами. За период мониторинга было установлено, что для острова Катба характерен повышенный фон концентраций метана в воде при наличии очень высоких единичных аномалий (табл. 6.7). Измерения содержания метана в скважинах на о. Катба в 2019 г. подтвердили ранее проведенные исследования [Шакиров и др., 2015; Shakirov et al., 2019] и выявили новые районы с аномальными концентрациями газов в воде (рис. 6.44).

Одним из важнейших результатов изучения о. Катба стало обнаружение района с источниками

Таблица 6.7

**Газогеохимический состав воды скважин и источников о. Катба  
(газ извлечен методом равновесных концентраций)**

№	CH <sub>4</sub> , нл/л	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> , %	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , %	O <sub>2</sub> + Ar, %	N <sub>2</sub> , %	CO <sub>2</sub> , %	He, ppm	H <sub>2</sub> , ppm
2015								
1	544	0.00001	0	16.42	75.53	0.10	11.5	0.4
2	507	0.00001	0	14.51	78.21	0.77	10	0.5
3	563	0.00001	0	17.57	75.72	0.05	9	0.8
4	1596	0.00001	0	16.59	77.41	0.25	11.4	0.2
5	976	0.00001	0	15.66	75.06	0.18	11.2	0.9
6	582	0.00000	0	14.57	77.49	0.33	9.5	0.1
7	601	0.00001	0	14.81	78.48	0.22	11	0.8
8	638	0.00003	0	14.93	76.89	0.19	10.7	0.6
9	22378	0	0	14.65	76.90	4.17	13.10	0.3
10	3079	0	0	9.55	78.20	5.02	4.6	0
11	14287	0	0	6.90	84.96	5.89	8.9	0.7
12	27559	0.00002	0	10.91	81.91	1.46	11.1	0.6
13	1671	0.00000	0	10.54	80.15	4.54	11.1	0.6
14	24668	0	0	9.46	83.87	1.71	6.9	0.9
15	4468	0	0	14.68	74.68	0.55	9.4	0.2
16	8073	0.00001	0	16.46	74.27	0.21	8.6	0.6
17	1502	0	0	13.89	74.05	4.80	9.2	0.7
18	432	0	0	10.74	81.75	2.14	9.6	0.4
19	544	0	0	10.64	79.16	2.41	8.4	0.9
20	1352	0	0	10.47	83.03	1.04	8.2	0.8
21	1033	0	0	13.95	74.74	4.30	7.7	0
22	695	0	0	13.96	81.05	1.06	9	0.9
23	957	0	0	6.09	88.96	2.65	13.8	1.1
24	10569	0	0.00004	14.63	76.89	1	9.7	0
24	469	0	0	15.39	80.73	0.59	8.2	0.5

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ  
И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА** (по результатам 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» и береговых экспедиций 2010–2020)

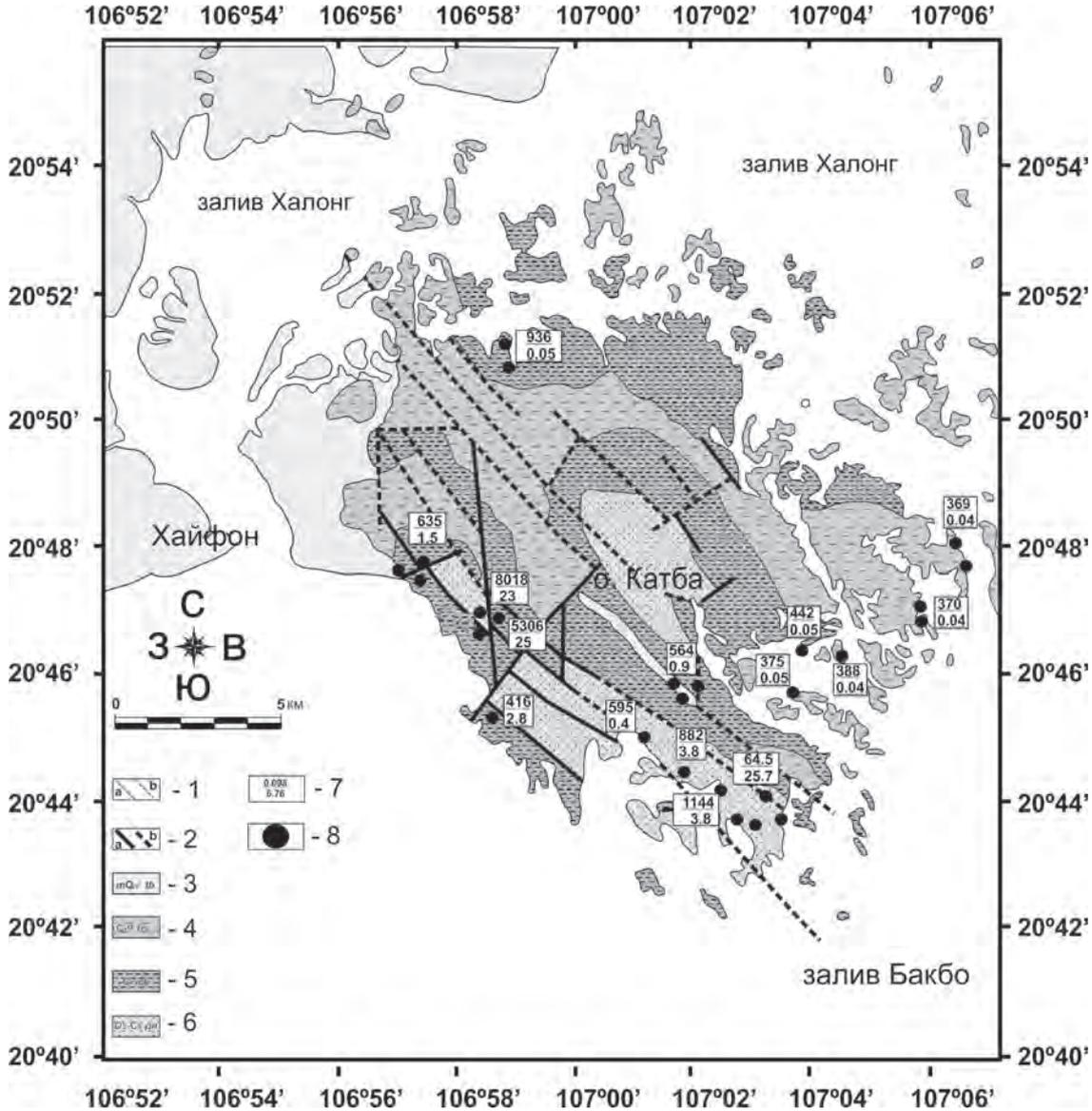
Продолжение табл. 6.7

№	CH <sub>4</sub> , нл/л	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> , %	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , %	O <sub>2</sub> + Ar, %	N <sub>2</sub> , %	CO <sub>2</sub> , %	He, ppm	H <sub>2</sub> , ppm
2016								
1	645	0	0.00087	10.86	86.97	1.39	7.2	2.6
2	2694	0	0	13.104	85.05	1.16	10.8	1.1
3	623	0	0	3.85	91.72	3.77	10.6	46
4	7009	0	0.00001	14.32	75.7	2.27	8.8	1.9
5	3315	0	0.00001	12.52	85.58	1.49	12.2	1.1
6	1090	0	0.00001	13.09	85.16	1.38	6.6	1.1
7	1936	0	0.00000	17.08	81.14	0.85	7.2	2.6
8	1313	0	0.00001	14.39	83.21	1.06	9.3	1.7
2017								
1	651	0	0	18.90	74.60	2.33	7.6	0
2	163	0	0	18.60	77.80	0.45	7.2	0.4
3	1201	0	0	18.90	76.70	0.98	6	0.4
4	67	0	0	18.07	77.08	1.15	9.3	0.4
5	59	0	0	17.98	76.10	1.73	4.3	0
6	308	0	0	18.10	74.40	2.69	5.1	0.7
7	107	0	0	18.20	77.70	0.16	5.4	0.1
8	91177	0	0	16.86	74.79	2.50	3.9	0.1
9	536	0	0	16.39	76.26	2.24	9.8	0.4
10	256	0	0	16.40	77.40	1.50	5.2	0.3
11	804	0	0	14.60	78.14	2.07	7.6	0.3
12	1051850	0	0.0001	14.75	78.60	0.94	6.5	1.1
13	27501	0	0	16.14	79.50	0.45	7.1	0
2019								
1	1012	0.000001	0	84.3	5.5	0.1	0.0	0.4
2	345	0	0	79.5	7.3	3.8	0.9	0.0
3	1144	0	0	79.3	7.6	3.8	0.6	0.4
4	1124	0	0	83.8	6.2	0.1	1.6	0.0
5	324	0	0	83.1	6.1	1.0	2.1	0.4
6	564	0	0	83.8	6.5	0.9	3.3	0.4
7	1057	0	0	79.6	10.0	0.2	0.0	0.0
8	936	0.000001	0	84.8	5.3	0.1	1.6	0.1
9	213	0.000001	0	84.7	5.4	0.0	0.0	0.0
10	279	0	0	83.9	6.3	1.2	3.2	1.5
11	635	0	0	81.7	7.2	1.5	3.0	0.6
12	437	0.000002	0.000001	83.9	6.1	0.0	4.7	0.2
13	8018	0	0.000004	81.3	8.3	23	1.5	0.3
14	5306	0	0	83.2	6.9	25	3.5	0.6
15	361	0	0	82.2	7.2	1.1	1.7	0.7
16	416	0	0	80.0	7.8	3.9	2.0	0.6
17	882	0	0	79.6	7.6	3.9	1.6	0.1
18	595	0	0	82.4	7.6	0.4	0.5	0.3

(температура до +26 °С) на северо-западе острова, где зафиксированы повышенные содержания метана до 8018 нл/л. Такие концентрации сопоставимы с эмиссией метана из углеводородных скопелений.

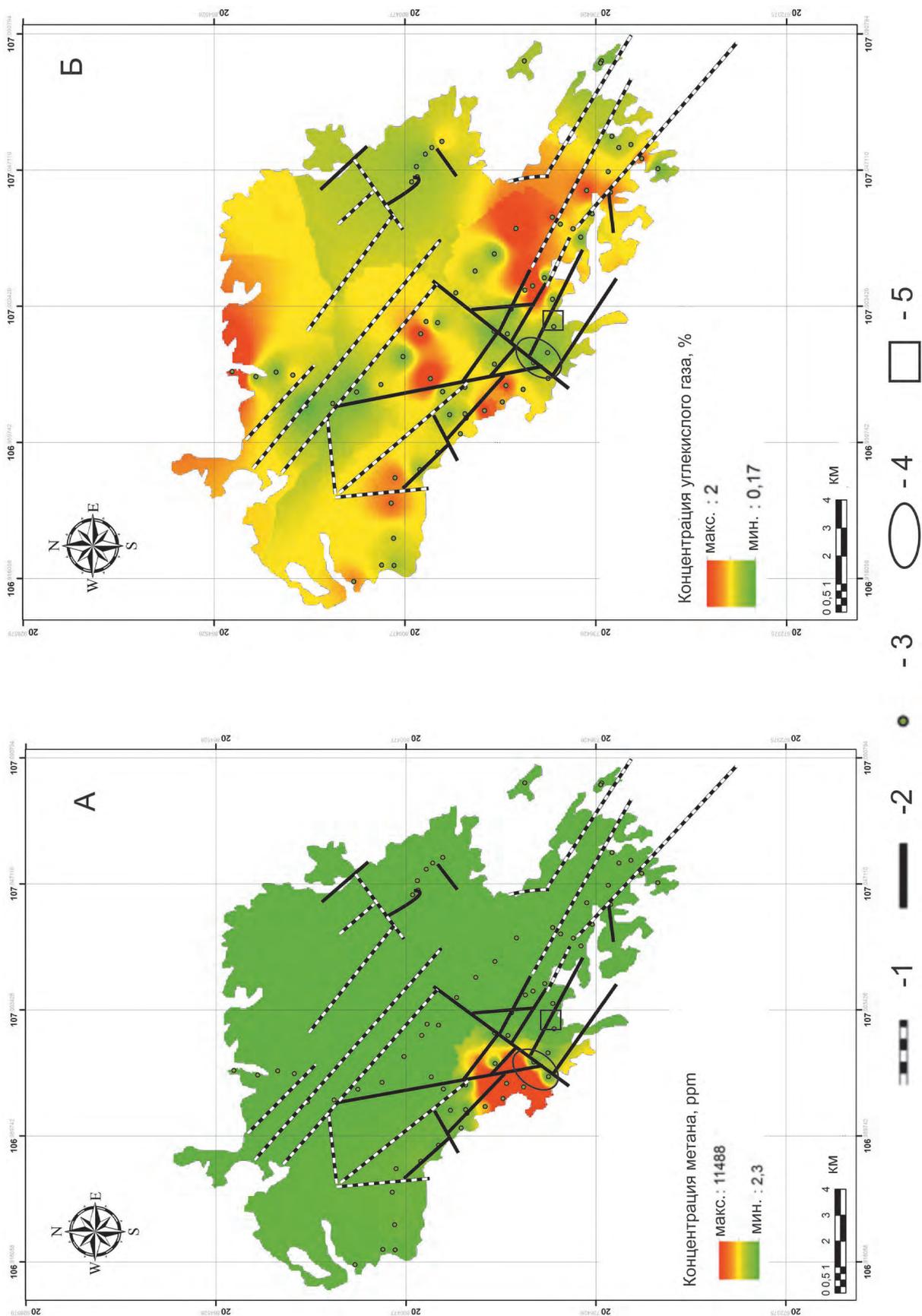
На фоне характерного для острова общего повышенного содержания метана в воде скважин и

источников выделяются районы с аномально высокими значениями – юго-западная оконечность острова. В этот же район попадают и обнаруженные горячие источники. Схема геологического районирования острова (см. рис. 6.44) отражает наличие в данном районе большого количества пересекающихся разломов.



▲ Рис. 6.44. Карта-схема района геологического строения остров Катба и район работ.

1 – геологические границы: а – точные, b – предполагаемые; 2 – неклассифицируемые разломы: а – точные, b – предполагаемые; 3 – формация ThaiBinh – (am): глины, илы, серовато-бурые пески; (bm): пески, илы, темно-серые глины; а): кварцевые пески; ab): коричневые глины, с прослоями черных глин, остатками растений; т): тонко- и среднезернистые черные пески; (mv) тонкозернистый песок, мощность 1–5 м; 4 – формация BacSon: массивные малые известняки, оолитовые известняки, известковая глина, кремнистый известняк, мощность 600–950 м; 5 – формация Catba: черные известняки, кремнистый известняк, кремнистые аргиллиты, мощность 250–280 м; 6 – формация PhoNan: толстые прослои известняков, кремнистые известняки, кремнистые сланцы, серые известковые глины, мощность 650 м; 7 – в числителе: CH<sub>4</sub>, ppm, в знаменателе: CO<sub>2</sub>,%; 8 – точки опробования, 2019 г.



▲ **Рис. 6.45.** Распределение метана (А) и углекислого газа (Б) в подпочвенном газе на о. Катба и расположение обнаруженных вулканических пород и амфиболового кварца на о. Катба в 2019 г.

В 2019 г. была впервые проведена подпочвенная газовая съемка, в результате которой были установлены повсеместно аномалии гелия и водорода в подпочвенном газе, но распределение метана носит равномерный характер со средним значением 5 ppm (рис. 6.45). Лишь на юго-западе острова проявляются высокоинтенсивные аномалии метана в подпочвенном газе в районе обнаруженных источников, где концентрации метана в воде достигают 5306–8018 нл/л (рис. 6.45). В этом же районе в 2015 г. в гидрогеологических скважинах выявлены значения стабильного изотопа метана  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$   $-25.5\text{...}-40.2\text{‰}$  (VPDB) и  $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$   $-20.7\text{...}-21.3\text{‰}$  (VPDB).

В этой части острова расположена основная система современных параллельных разломов СЗ–ЮВ направления, сформировавшихся в позднем кайнозое. Несмотря на небольшую протяженность, они доминируют в структуре острова.

Все эти факты прямо указывают на миграционный подток газов из нижних горизонтов складчатого фундамента, который и проявляется высокоинтенсивными аномалиями метана (до 1052 мкл/л) и углекислого газа (до 23–25%) в подземных водах. Тектоническая активность Катба, связанная с региональной тектонической активностью Северного Вьетнама, продолжается и в настоящее время, на что указывают выходы на поверхность минеральной воды в долине, обнаруженные в 2019 г. при повышенных концентрациях гелия и углекислого газа.

Термогенно-метаморфогенные газы выявлены в гидрогеологических скважинах на острове Катба, а также аномалии водорода в подпочвенном газе (рис. 6.46) сигнализируют о восходящей эмиссии природных газов из глубин, вероятно, соответствующих зонам мезо- и апокатагенеза. В этой обстановке повышенные концентрации гелия указывают на наличие глубинной компоненты.

Изотопный состав углерода метана и углекислого газа подтверждает наличие очага эндогенного воздействия на карбонатные толщи на острове Катба. Этот очаг был впервые обнаружен в 2019 г., когда были найдены образцы метаморфизованных пород в зоне проявления эндогенных процессов на площади не менее 6 км<sup>2</sup> [Syrbu et al., 2020]. Кроме того, в этой зоне на острове впервые был обнаружен кварц в аллювиальных отложениях реки. Все полученные факты дают основания предполагать наличие магматического очага в недрах острова Катба [Шакиров и др., 2020а]. Этот факт подтверждают публикации вьетнамских исследователей. Так установлено, что все 2300 островов архипела-

га сложены осадочными породами. Интрузивные магматические породы в виде небольшого обнажения встречаются на острове Катба.

Формирование повышенного водородного поля на о. Катба несомненно связано с процессами современной глубинной геодинамики.

В юго-западной части острова, в зоне пересечения тектонических нарушений, повышенное содержание водорода, скорее всего, связано с высвобождением его посредством химического выветривания, где была обнаружена кора выветривания с близзалегающими карбонатами. Также на юге острова было обнаружено вскрытое обнажение метаморфизованных осадочных и вулканических пород, где в точках и встречаются наиболее интенсивные аномалии водорода и гелия (см. рис. 6.46).

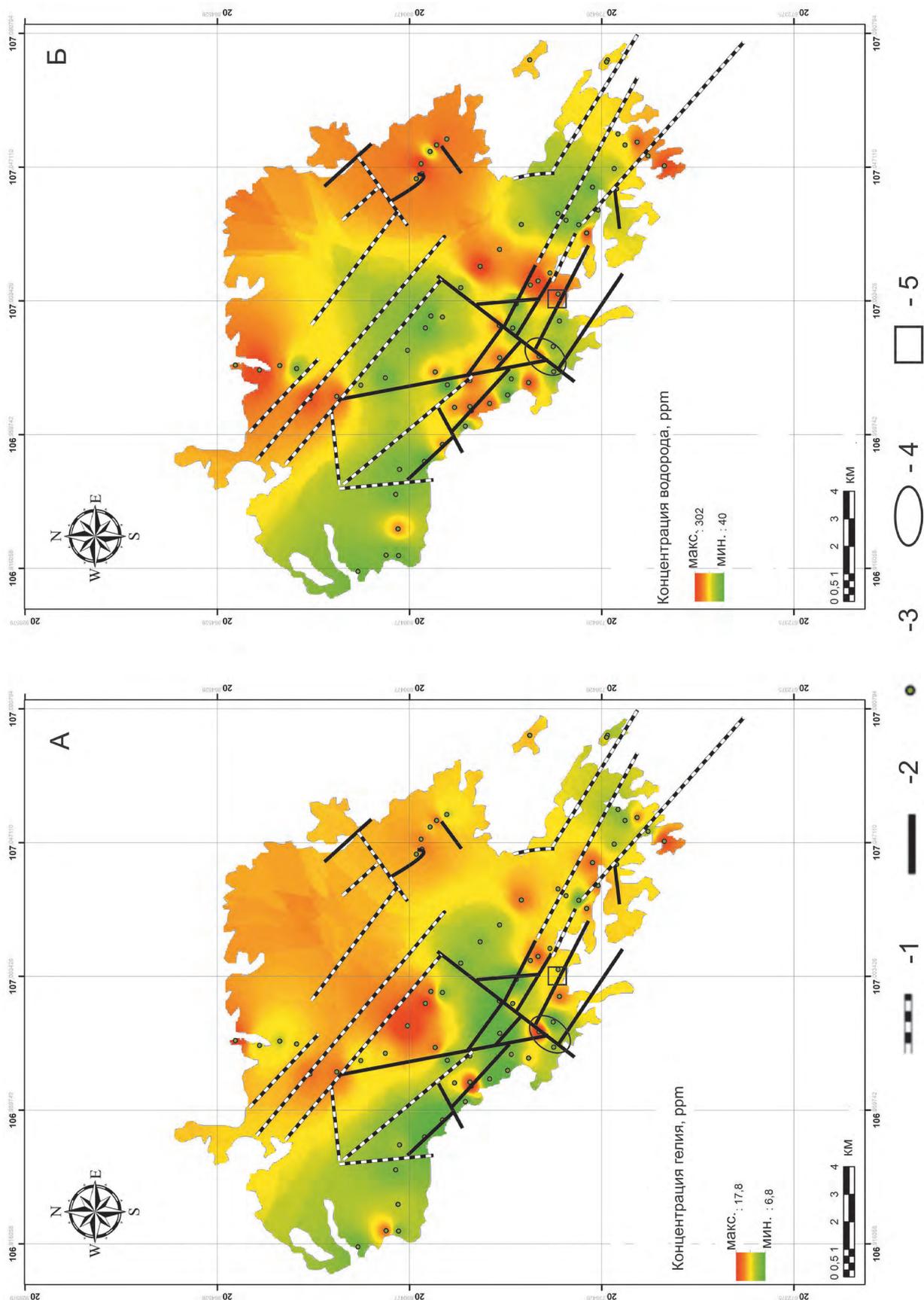
Так же, вероятно, на формирование аномального поля водорода на острове Катба оказывает влияние месторождения антрацита, каменноугольный бассейн Куангьен. Этот факт подтверждает ряд аномалий водорода (до 3540 ppm) в морской воде вблизи о. Кото [Syrbu et al., 2020].

Геодинамически активные разрывные нарушения служат каналами, по которым происходит дегазация молекулярного водорода, генерируемого либо в результате высокотемпературных реакций в астеносфере [Соколов, 1971], либо в результате химических реакций, возбуждаемых тектоническими подвижками при более низких температурах в литосфере. Влияние на режим подпочвенного водорода могут оказывать также некоторые микроорганизмы, способные выделять водород в процессе своей жизнедеятельности [Глазовская, Добровольская, 1984].

На островах Кото и Бать Лонг Ви концентрации метана в воде источников остаются повышенными: Кото – до 105 058 нл/л, Бать Лонг Ви – 12 059 нл/л, что объясняется расположением островов в зоне влияния сети разломов Красной реки, являющихся наиболее проницаемыми зонами для миграции газов и газовой флюидных потоков.

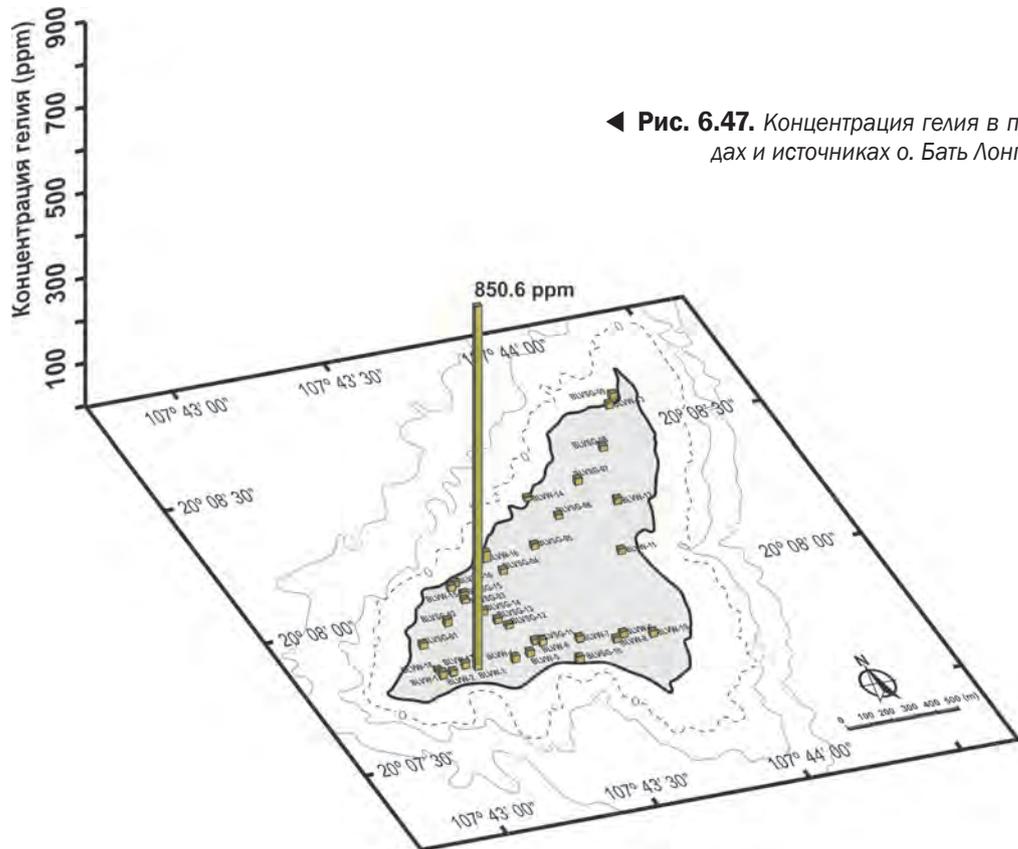
Обращает на себя внимание распределение гелия и водорода: если в пресных водах о. Катба концентрации этих газов колеблются на уровне фона, то на о. Бать Лонг Ви выявлен ряд гелиевых и водородных аномалий непосредственно в подземных водах (рис. 6.47, 6.48, табл. 6.8). Фоновые концентрации гелия в воде источников о. Бать Лонг Ви составили 14.5 ppm, а водорода – 2–3 ppm.

Повышенные проявления водорода, возможно, обусловлены транзитом от известных в регионе углеводородных скоплений, таких, как: газоконден-

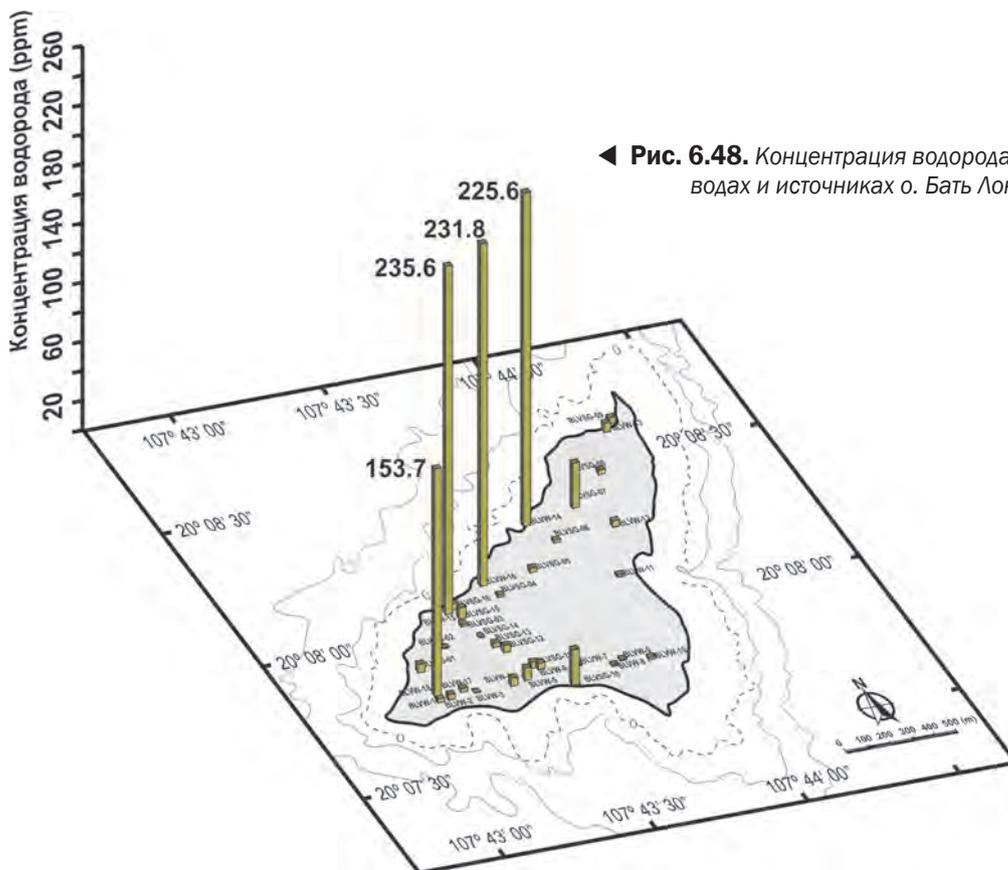


▲ **Рис. 6.46.** Распределение гелия (А) и водорода (Б) в подпочвенном газе на о. Катба и расположение обнаруженных вулканических пород и амфиовального кварца на о. Катба в 2019 г.

1 – разломы предполагаемые; 2 – разломы; 3 – точки отбора; 4 – район обнаружения вулканических пород; 5 – район обнаружения амфиовального кварца



◀ **Рис. 6.47.** Концентрация гелия в подземных водах и источниках о. Бать Лонг Ви



◀ **Рис. 6.48.** Концентрация водорода в подземных водах и источниках о. Бать Лонг Ви

Таблица 6.8

**Концентрации газов в подземных водах и источниках о. Бать Лонг Ви (газ извлечен методом равновесных концентраций), 2014 г.**

№	Станция	CH <sub>4</sub> , нл/л	O <sub>2</sub> +Ar, %	N <sub>2</sub> , %	CO <sub>2</sub> , %	He, ppm	H <sub>2</sub> , ppm
1	14BLVW-01	9285	19.0	76.0	1.3	16	2
2	14BLVW-02	136	20.0	76.0	0.8	13	3
3	14BLVW-03	226	21.0	75.5	0.2	851	0
4	14BLVW-04	3715	20.9	75.7	0.4	15	6
5	14BLVW-05	159	18.8	77.1	1.0	15	9
6	14BLVW-06	92	20.0	76.3	0.5	14	4
7	14BLVW-07	69	21.1	75.5	0.3	13	1
8	14BLVW-08	1971	18.6	72.1	6.8	12	1
9	14BLVW-09	4454	19.7	76.1	1.5	13	1
10	14BLVW-10	1546	22.2	74.3	0.7	14	2
11	14BLVW-11	472	19.7	75.9	1.9	12	1
12	14BLVW-12	450	19.8	74.1	3.4	14	4
13	14BLVW-13	12059	20.1	76.5	0.8	13	6
14	14BLVW-14	1642	21.7	74.3	1.5	9	226
15	14BLVW-15	114	19.5	75.4	3.8	14	236
16	14BLVW-16	1491	18.2	74.1	5.5	24	232
17	14BLVW-17	467	20.6	75.7	0.9	13	3
18	14BLVW-18	4027	21.2	75.8	0.5	8	154

сатные месторождения бассейна Бакбо, проявления нефти на северо-западном борту прогиба Шонхон, а так же каменноугольный бассейн Куангьен, угли которого преимущественно относятся к антрацитам и полуантрацитам.

Основными факторами, определяющими вертикальную или субвертикальную миграцию газовых компонентов (метан, углеводородные газы, гелий, водород, углекислый газ) в районе исследований, являются: диффузионное просачивание и тектонический режим территории, выражающийся в структурах выдавливания антиклинальных складок, которые сопровождаются формированием миграционных каналов в виде разломов, а также смещения геологических структур [Шакиров и др., 2015; Phi et al., 2018]. Повышенный региональный фон гелия и водорода, возможно, связан с указанными геологическими особенностями. Основными разломами, формирующими каналы газовой проницаемости древних (палеозойских) пород на о. Катба и прилегающей территории, вероятнее всего, являются сдвиговые дислокации, определенные тектоническим режимом регионального сжатия [Касаткин и др., 2014].

Полученные данные (высокие концентрации углеводородных газов, водорода и гелия, тяжелый изотопный состав углерода метана и углекислого газа) свидетельствуют о газоконденсатном потенциале осадочного бассейна Бакбо, при этом вклад глубинного газового углеводородно-водородного флюида может быть значителен.

## 6.9. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ГЕЛИЯ И ВОДОРОДА В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ НАМКОНСОН, ФУХАНЬ И КРАСНОЙ РЕКИ

(Н.С. Сырбу)

Взаимосвязь между распределением газовых потоков и современными геодинамическими процессами не вызывает сомнений [Кравцов и др., 1967]. Геодинамически активные глубинные раз-

ломы являются каналами дегазации Земли, которые в условиях моря выражаются в виде газогеохимических полей с аномально повышенными концентрациями гелия, водорода, метана и дру-

гих газов в толще вод и донных отложениях. Временная изменчивость газогеохимических полей отражает динамику тектонических процессов, изменения сейсмичности [Войтов, Добровольский, 1994].

Интерес к поискам нефти и газа Вьетнама был обусловлен открытием в 1988 г. крупной нефтяной залежи в гранитоидном фундаменте месторождения Белый Тигр [Арешев и др., 1997]; в дальнейшем были открыты залежи нефти на месторождениях Дракон, Рубин, Дайхунг, Золотой Лев и др. Все эти открытия связаны со структурами шельфа Южного Вьетнама. В настоящее время наибольший интерес в аспекте газогеохимических исследований вызывают осадочные бассейны Северного (Шонхон, Тонкинский залив) и Центрального Вьетнама (Фухань), считавшиеся ранее малоперспективными в отношении поиска углеводородов.

В рамках экспедиции в Южно-Китайском море на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 88) были проведены газогеохимические исследования содержания метана, углеводородных газов и углекислого газа в глубинных, поверхностных и подповерхностных слоях водной толщи, а также в донных отложениях осадочных бассейнов Намконсон, Фухань и Красной реки. Дополнительно выполнены измерения гелия, водорода и окиси углерода. Ранее подобные исследования проводились в 1980-х гг. под руководством д.г.-м.н. Обжирова А.И. [Обжиров, 1993].

В ходе проведения морских исследований основной отбор проб производился в трех районах: Намконсон (Южный полигон), Фухань (Центральный полигон), бассейн Красной реки (Северный полигон).

Водород был установлен во всех пробах, отобранных из донных отложений в концентрации от 0.01 ppm (Северный район, бассейн Красной реки) до 93 ppm (Центральный район, бассейн Фухань).

Наиболее контрастные аномалии концентраций гелия и водорода были обнаружены в Центральном и Южном районах: южная часть бассейна Фухань, станции LV88-16GC (2220 м), LV88-17GC (2300 м), LV88-20/1GC (2400 м) в глубоководной части шельфа и северной части бассейна Намконсон, станция LV88-15GC (236 м) (рис. 6.49).

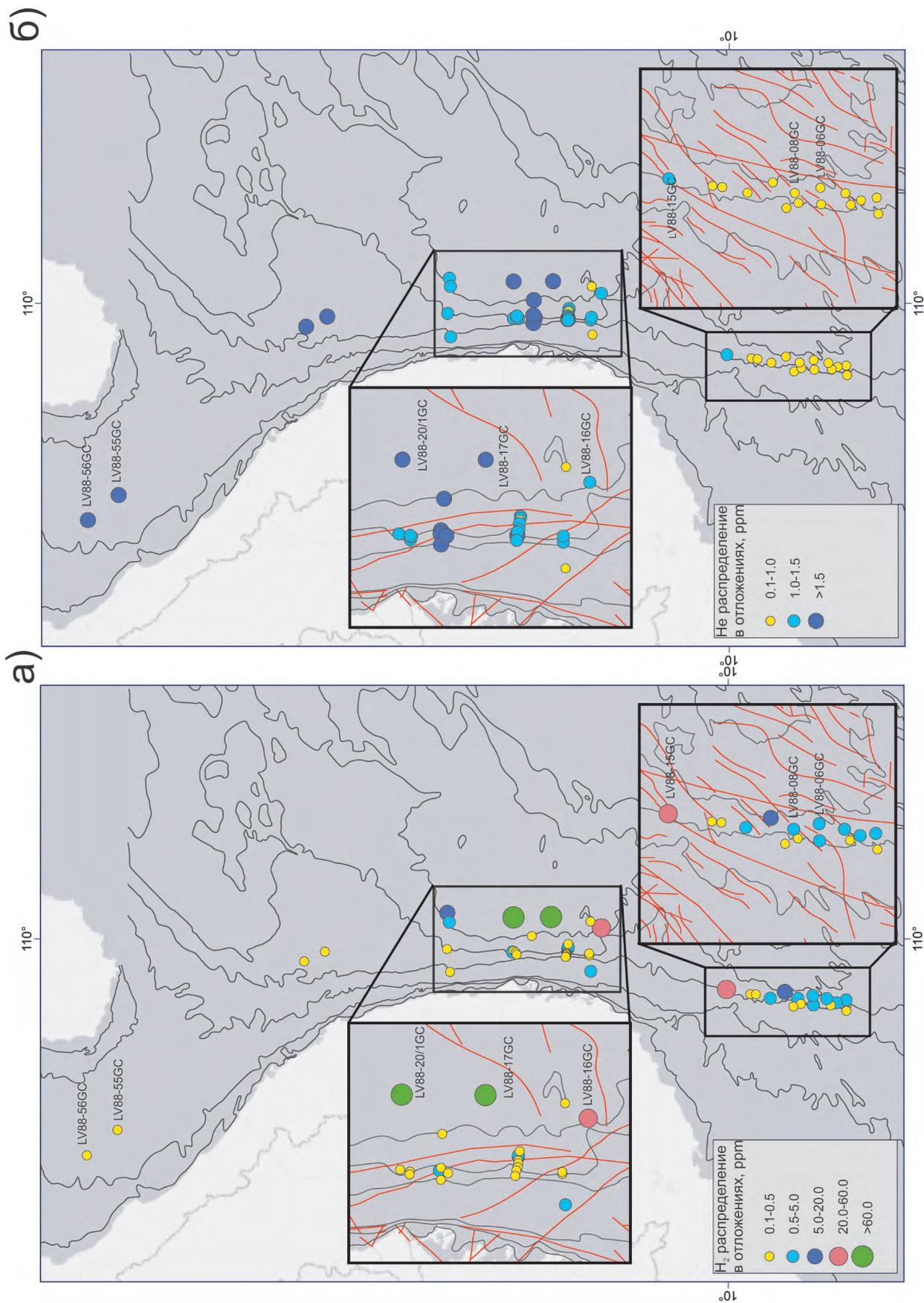
В целом можно сказать, что наибольшие концентрации водорода и гелия установлены в районе глубоководной части бассейна Фухань, далее на юг идет тенденция к плавному снижению концентраций в кернах осадка. В центральном районе обна-

ружены признаки «локальных» зон флюидной разгрузки в его северной и южной части.

Для глубоководных станций центрального шельфа Вьетнама характерны повышенные концентрации гелия и водорода по всей длине керна – от поверхности до забоя (рис. 6.50). Это, вероятно, объясняется тем, что осадки с аномалиями гелия и водорода были подняты в зоне сдвига разломной зоны Туи Хоа, расположенной к юго-западу от бассейна Фухань и обозначенной, как область с разломами высокой амплитуды. Зона сдвига ориентирована в направлении СЗ–ЮВ аналогично системе разломов Красной реки, которая простирается к северу от материковой части Вьетнама.

Результаты серии изотопных анализов (14 образцов) бассейна Фухань показали, что значения стабильного изотопа углерода метана лежат в пределах  $-27.7$  и  $-66.6\text{‰}$ , а углекислого газа  $-15.4$  –  $-25.9\text{‰}$  (табл. 6.9), что свидетельствует о преимущественно термогенном генезисе газа (глубины более 2 км) с примесью газов микробного и, возможно, метаморфогенного происхождения. Наиболее «тяжелый» изотопный состав углерода метана и углекислого газа обнаружен в осадках глубоководной части бассейна Фухань и северной части бассейна Намконсон, на этих же участках зафиксированы аномальные концентрации гелия и водорода в осадках (см. рис. 6.49), что указывает на метаморфогенный и термогенный источники. В сложных условиях смешения газов информативность изотопного метода может быть значительно повышена, если изотопный состав метана рассматривать в комплексе с другими газовыми показателями, к числу которых можно отнести метан и его гомологи, а также концентрации гелия и водорода.

В бассейне Фухань изотопный состав  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$   $-66\text{‰}$  на станции LV88-27GC и  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$   $-66.6\text{‰}$  на станции LV88-43GC (см. табл. 6.9) указывают на преобладание доли микробного газа в потоке метана. Это связано в первую очередь с тем, что при наличии интенсивного восходящего потока природного газа создаются благоприятные условия для развития микробных процессов, и изотопное соотношение  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  термогенного метана может маскироваться добавлением значительной доли микробного газа из верхних горизонтов осадка. Так, для рассматриваемых станций бассейна Фухань в осадке установлены высокие концентрации метана (до  $666.4$  нМ/дм<sup>3</sup>) и наличие гомологов метана до пропана включительно. В осадках ближайших станций содержания метана в осадке еще более высокие – до  $3422$  нМ/дм<sup>3</sup>.



▲ **Рис. 6.49.** Концентрации водорода (а) и газа (б) в кернах осадков на шельфе Вьетнама, НИС «Академик М.А. Лаврентьев», рейс № 88, 2019 г.

Таблица 6.9

**Изотопный состав углерода метана и углерода  
углекислого газа в осадках привьетнамской части  
Южно-Китайского моря**

№ станции	№ пробы	CO <sub>2</sub> , %	δ <sup>13</sup> C-CO <sub>2</sub> , ‰	CH <sub>4</sub> , %	δ <sup>13</sup> C-CH <sub>4</sub> , ‰
<i>Северный полигон (бассейн Красной Реки)</i>					
LV88-55GC	84	1.49	-23.7	0.0053	-46.0
LV88-56 GC	87	1.88	-23.8	0.0040	-40.4
LV88-55GC	105	0.02	-18.3	0.0013	-64.0
LV88-55GC	104	0.15	-17.4	0.0010	-60.2
<i>Центральный полигон (бассейн Фухань)</i>					
LV88-18GC	30	2.44	-24.4	0.0039	-27.7
LV88-22GC	36	1.78	-15.9	0.0027	-40.3
LV88-22GC	37	2.33	-25.9	0.0095	-43.7
LV88-22GC	47	0.14	-20.2	0.0067	-51.1
LV88-23GC	48	0.07	-17.9	0.0039	-59.6
LV88-27GC	42	2.59	-23.4	0.0076	-40.7
LV88-27GC	51	0.23	-15.4	0.0097	-66.0
LV88-31GC	52	1.03	-23.10	0.0015	-29.1
LV88-31GC	59	0.32	-22.4	0.0021	-58.7
LV88-37GC	67	0.01	-20.4	0.0021	-57.0
LV88-42GC	67	0.42	-23.9	0.0005	-46.5
LV88-43GC	69	0.06	-24.5	0.0006	-48.4
LV88-42GC	80	0.03	-20.6	0.0286	-49.8
LV88-43GC	83	0.02	-16.8	0.0021	-66.6
<i>Южный полигон (бассейн Намконсон)</i>					
LV88-02/1GC	6	0.03	-18.9	0.0042	-64.6
LV88-12GC	29	0.15	-19.7	0.0115	-25.7
LV88-5GC	3	0.11	-17.6	0.0151	-28.0
LV88-12GC	20	1.10	-24.8	0.0032	-29.4

*Примечание.* Изотопный анализ выполнен в Университете Нагойя под руководством профессора Уруму Цуногаи (Urumu Tsunogai).

В таких случаях попутные измерения гелия и водорода необходимы для распознавания природы газового потока.

Наименьшие концентрации гелия и водорода были установлены на севере в районе осадочного бассейна Шонхон. Профиль представлен «мелководными» станциями до 60 м глубиной.

Низкие концентрации водорода в осадках бассейна Красной реки, вероятно, объясняются нахождением станций отбора в осадочном бассейне и удаленностью от разломов. Так, в наиболее проницаемых зонах – каналах быстрой вертикальной

миграции эндогенных газов – свободные водород и гелий мигрируют в виде газовых струй. Такими высокопроницаемыми зонами являются рифты – океанические и континентальные, региональные глубинные разломы, а также зоны современного вулканизма.

Из глубинных разломов максимально проницаемыми и, следовательно, наиболее перспективными на водород и гелий будут активизированные в неотектонический этап и особенно новейшие, ограничивающие зоны интенсивного современного тектонического прогибания (впадины типа трогов или грабенов) с сокращенной мощностью земной коры [Патент..., 2006].

Рифт Красной реки характеризуется аномалиями гелия и водорода не на всем своем протяжении, а, по-видимому, только на отрезках с максимальным тепловым потоком. Поскольку, согласно принципу Ле-Шателье, в неоднородном тепловом поле Земли, в зонах с аномально высокими температурами концентрируются газы с высокой удельной теплоемкостью – в первую очередь, водород и гелий (а также азот, метан, оксид углерода), а на периферии этих аномалий – газы с низкой удельной теплоемкостью (сероводород, пары воды, диоксид углерода и др.). По данным [Pollak et al., 1991], в районе рифта Красной реки установлено значение теплового потока 80–100 мВт/м<sup>2</sup>. Многочисленные измерения теплового потока в регионе показывают, что наиболее высокие значения (свыше 100 мВт/м<sup>2</sup>) соответствуют глубоководным впадинам, что свидетельствует об активных процессах, протекающих в мантии, и выражающихся на поверхности в проявлении аномальных газогеохимических полей гелия, водорода и метана.

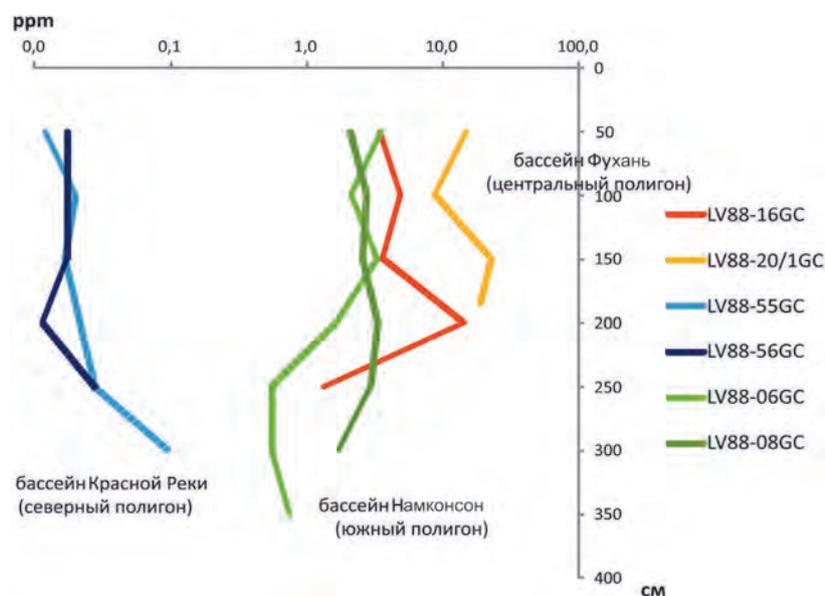
Этот вывод подтверждается также закономерностями в распределении CO<sub>2</sub> в районе рифтовой системы Красной Реки (северный полигон). На станциях LV88-56GC и LV88-55GC зафиксированы максимальные концентрации углекислого газа 137 606 нМ/дм<sup>3</sup> (LV88-55GC горизонт 275 см) и идет увеличение концентрации с глубиной и после горизонта 200 см. На этих станциях обнаружен сильный запах сероводорода. Данные точки опробования лежат в удалении от глубинного разлома, но находятся в зоне влияния рифтовой системы Красной реки.

Углекислый газ на этом полигоне имеет отрицательную корреляцию с метаном и углеводородными газами. На горизонте 200 см (станции LV88-56GC и LV88-55GC) наблюдается резкое уменьшение концентраций метана, углеводородов и увеличе-

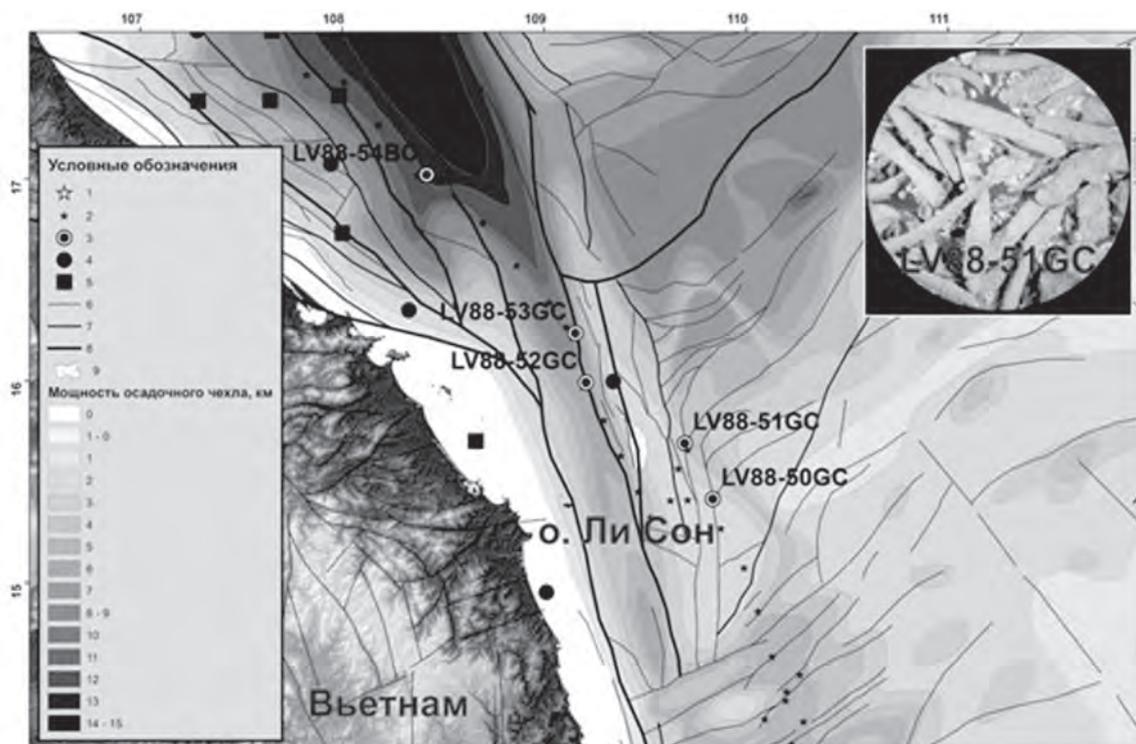
ние углекислого газа. Все это дает основание полагать, что в пределах глубинной разломной зоны аномалии гелия и водорода имеют локальный характер, и проявляются на отрезках с максималь-

ным тепловым потоком, то есть ближе к зоне глубинного разлома.

Различия в дегазации гелия, водорода и углеводородных газов находят свое отражение в геологи-



◀ **Рис. 6.50.** Распределение концентраций водорода в кернах осадка (рейс 88 НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 2019)



▲ **Рис. 6.51.** Карта станций экспедиции НИС «Академик М.А. Лаврентьев» на тектонической схеме южной части осадочного бассейна Красной реки.

1 – отбор проточной воды; 2 – отбор поверхностной воды; 3 – станции отбора осадков; 4 – 5 станции отбора придонной воды [Обжиров, 1993]; 6 – разломы третьего порядка; 7 – разломы второго порядка; 8 – разломы первого порядка, 9 – контуры месторождения Кен Бау. На врезке фотография под биноклем сульфидов со станции LV88-51GC

ческих особенностях бассейна Шонхон: северо-западная часть бассейна включает в себя Ханойский трог и многочисленные разломы залива Бакбо, которые составляют сложные складчатые структуры, сопровождаемые тектонической инверсией миоцена; центральная часть бассейна Шонхон представляет собой структурно сложный район с тектонически стабильным фундаментом, где мощность осадков превышает 14 км. В южной части наблюдается сужение осадочного бассейна при его выходе на континентальный склон, который контролируется разломными зонами (рис. 6.51). В этом районе в июле 2020 г. специалистами вьетнамской нефтяной компании было открыто крупное месторождение газа и конденсата Кен Бай (<https://vnexpress.net/doanh-nghiep-dau-khi-nao-huong-loi-tu-mo-ken-bau-4139660.html>). В 88 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в окрестностях этого месторождения был опробован ряд станций, на которых обнаружены повышенные концентрации гелия, проявление аутигенных сульфидов и геомикробиологические индикаторы газовой миграции [Еськова и др., 2020].

По сравнению с Японским и Охотским морями, можно отметить, что зоны активной дегазации дна на привьетнамском шельфе и склоне имеют локальный характер распространения, хотя интенсивность газогеохимических аномалий в них сопоставима с аналогичными зонами в дальневосточных морях. В осадках впервые найдены аномалии водорода (до 93 ppm), которые сравнимы с аномалиями на нефтегазоносном шельфе и газогидратоносном склоне о. Сахалин [Шакиров и др., 2016].

Механизм концентрации в земной коре свободных (или водорастворенных) водорода и гелия, по видимому, близок механизму концентрации метана и углеводородных газов в структурных, тектонических, литологических и др. ловушках. Поступающие из глубин водород и гелий экранируются в ловушках низкопроницаемыми покрывками, отличающимися от покрывок, улавливающих углеводороды в общем большей глубиной залегания, а по проницаемости – в той степени, в какой диффундирующие способности водорода и гелия превышают таковые углеводородных газов [Патент..., 2006].

Поскольку происхождение большей части водорода и гелия в недрах Земли однозначно эндогенное и не связано с биогенезом, перспективные на водород и гелиеносные структуры пространственно локализируются в более узких, чем углеводородные зоны – вдоль глубинных разломов, как каналов миграции водорода из мантии.

В результате были выявлены закономерности распределения газогеохимических полей гелия и водорода на привьетнамской части Южно-Китайского моря, уточнен газогеохимический фон, установлен возможный генезис потока газа.

Основываясь на результатах газогеохимических и изотопных исследований сделан вывод, что в пределах глубинной разломной зоны Красной реки (северный полигон) аномалии гелия и водорода имеют локальный характер и проявляются на отрезках с максимальным тепловым потоком, то есть ближе к зоне глубинного разлома, что подтверждается результатами нефтегазопоисковых работ.

---

---

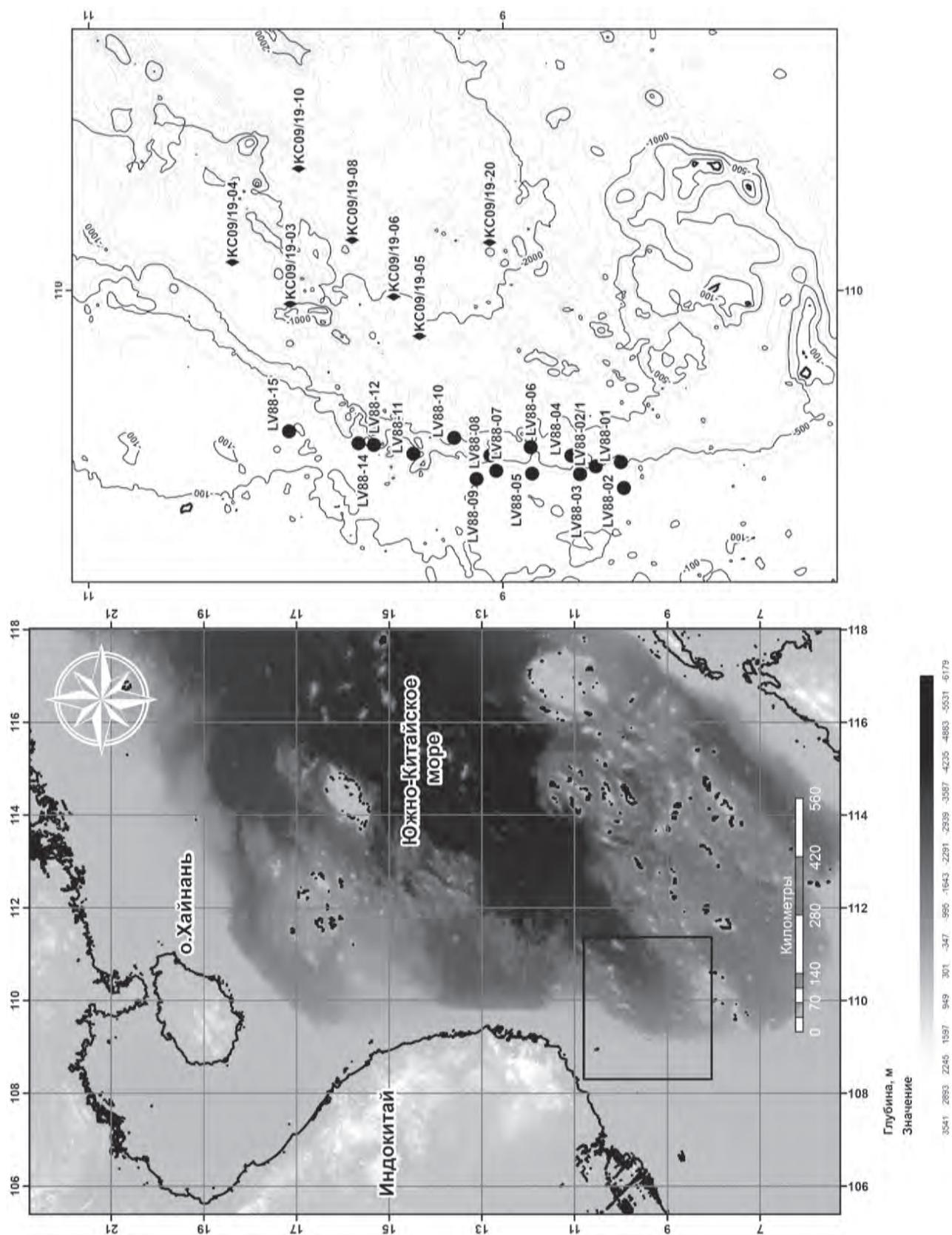
## 6.10. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ И НЕФТЕГАЗОВЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ЮГО-ЗАПАДНОГО СУББАСЕЙНА ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

*(Ле Дык Лен, А.И. Обжиров, Н.С. Сырбу, Р.Б. Шакиров, А.А. Легкодимов)*

---

В течение нескольких десятилетий в юго-западной части востока Южно-Китайского моря интенсивно проводились геологические и геофизические исследования для разведки нефти и газа

[Geology..., 2005]. Кроме того, многие исследования [Ding et al., 2016; Li et al., 2013; Phach et al., 2018] были посвящены осадочным, тектоническим и магматическим эволюционным процессам юго-



▲ Рис. 6.52. Изучаемый район Южно-Китайского моря и места отбора проб: кружки – рейс 88 «Академик М.А. Лаврентьев», ромбы – рейс ДК 105

западного бассейна Южно-Китайского моря. Изучаемая область (рис. 6.52) включает в себя юго-западный суббассейн Южно-Китайского моря и восточную часть бассейна Намконсон.

Юго-западный суббассейн имеет хребет, протянувшийся на 400 км с северо-запада на юго-восток, сформировав несколько блоков океанической коры, разделенных тектоническими разломами. Кроме того, согласно [Geology..., 2005], в бассейне Намконсон четко видны две системы разломов: система разломов север–юг в западной части бассейна, и система разломов северо-восток–юго-запад в восточной части бассейна. Эти разломы контролируют уклон континентального склона в районе реликтового спредингового центра в южном конце проградационного клина океанической коры

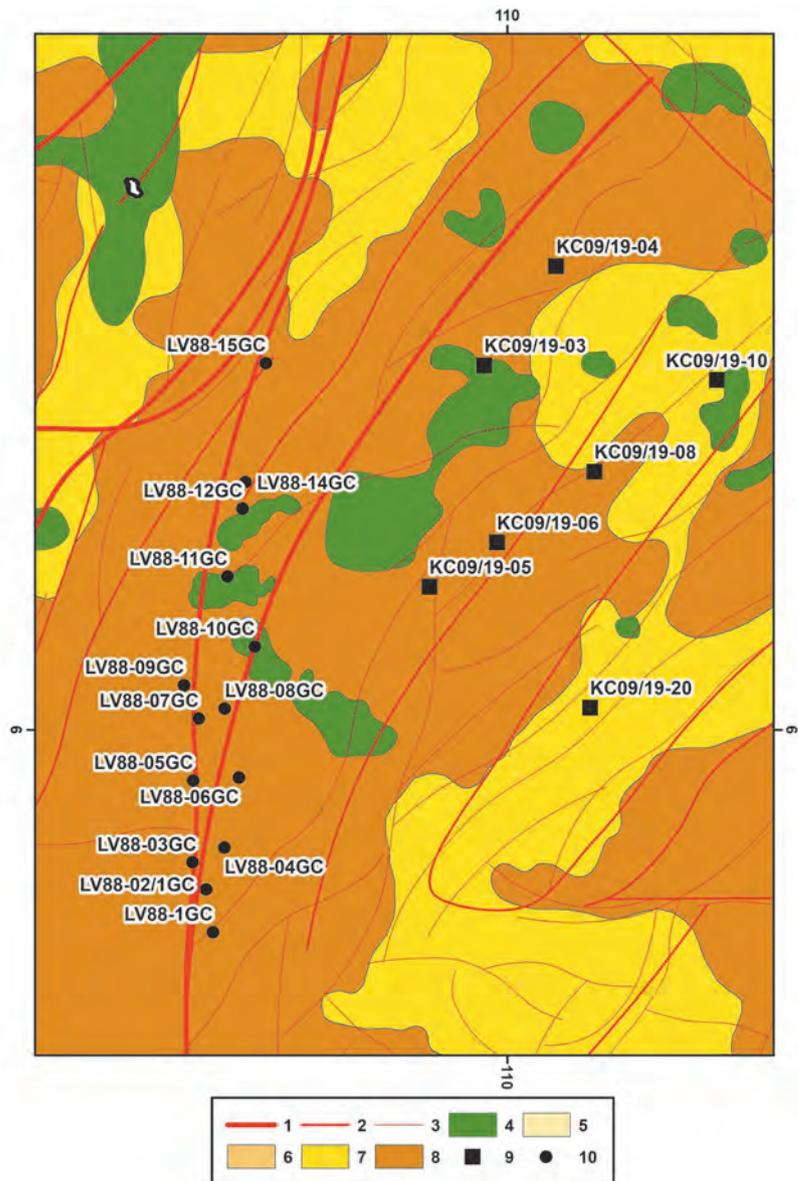
(рис. 6.53). Системы разломов являются важными условиями для формирования и миграции газов в осадочных породах, образуя зоны дегазации различного масштаба.

Образцы газа отобраны из 19 осадочных кернов во время экспедиций ДК 105 в Южно-Китайском море в августе-сентябре 2019 г. и НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в ноябре 2019 г. (табл. 6.10).

Эти рейсы выполнены в рамках вьетнамского национального проекта KC09/16-20 и совместного проекта «Первая совместная геофизическая, геологическая и океанографическая экспедиция ВАНТ и ДВО РАН на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в Южно-Китайское море» QTRU.02.05/19-20, соответственно.

► **Рис. 6.53.** Упрощенная геологическая карта юго-западного суббассейна Южно-Китайского моря, места отбора проб [Льонг и др., 2021].

1 – разломы 1-го порядка; 2 – разломы 2-го порядка; 3 – разломы 3-го порядка; 4 –  $\beta N_2$ -Qr (оливиновый базальт, толеитовый базальт, андезитобазальт). Осадочные толщи различного возраста: 5 – Q; 6 –  $N_1$ ; 7 –  $N_2$ -Q; 8 –  $E_2$ ; 9 – Станции ДК-105; 10 – станции отбора проб донных осадков 88-ого рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев»



**Состав газов в донных отложениях вдоль западной части Южно-Китайского моря,  
полученный методом вакуумной дегазации**

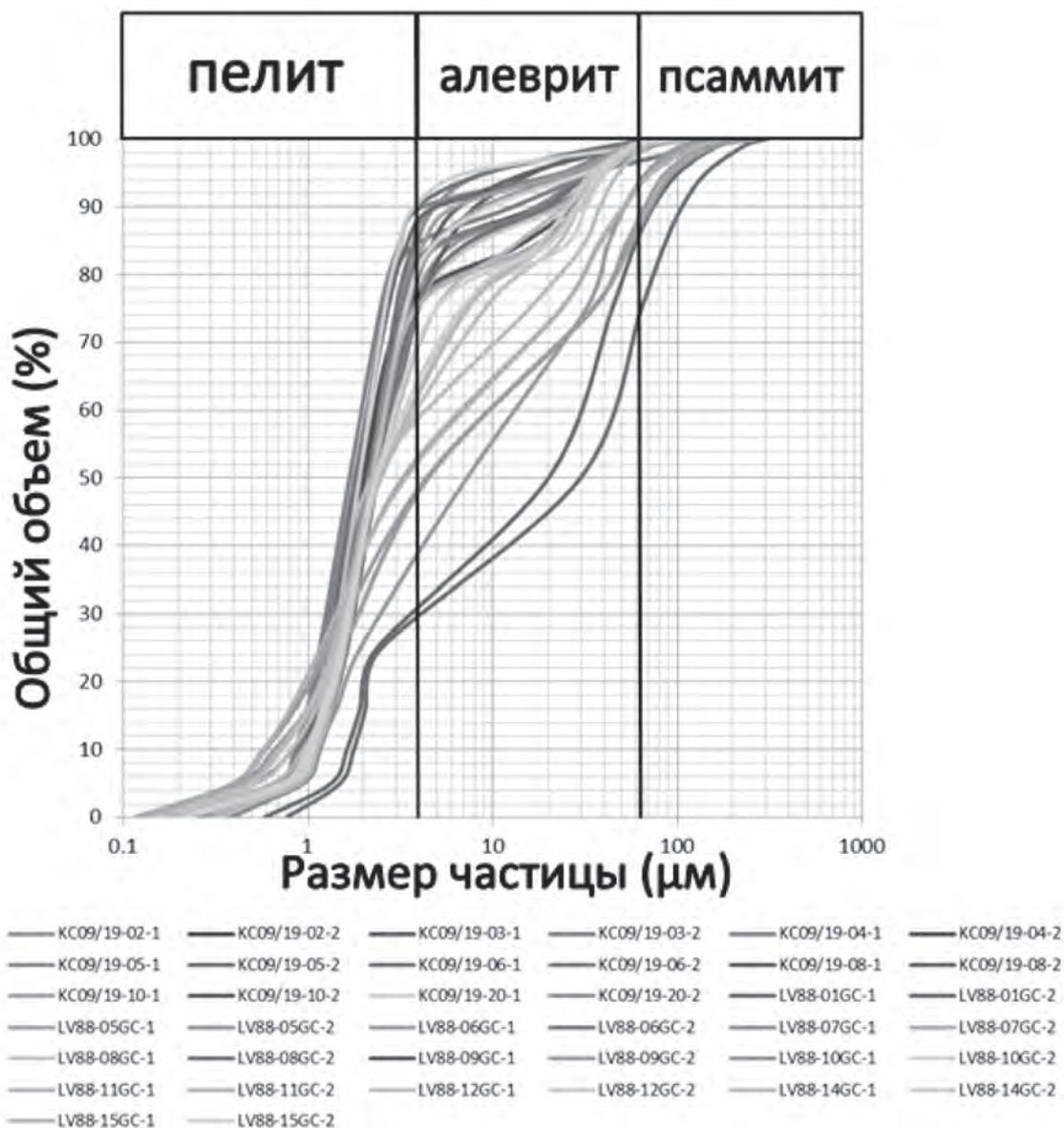
Район	№	Станция	Глубина (м)	Интервал (см)	CO <sub>2</sub> (%)	CH <sub>4</sub> (ppm)	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> (ppm)	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> (ppm)	C <sub>3</sub> H <sub>6</sub> (ppm)	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> (ppm)	i-C <sub>4</sub> H <sub>10</sub> (ppm)	C <sub>4</sub> H <sub>10</sub> (ppm)	He (ppm)	H <sub>2</sub> (ppm)
* Район I (юго-западный суббасейн Южно-Китайского моря)	1	KC09/19-02	754	20	0.11	1.4	0.08	0	0	0.04	0	0	1.8	1.3
	2			100	0.10	4.2	0.17	0.09	0	0.09	0	0	2.9	11.8
	3			200	0.13	3.2	0.13	0.02	0	0.04	0	0	2.1	4.6
	4	KC09/19-03	1113	20	0.10	3.7	0.20	0.02	0	0.03	0	0.01	1.5	7.4
	5			100	0.13	3.8	0.14	0.01	0	0.03	0	0	0.8	7.3
	6	KC09/19-04	640	20	0.12	2.3	0.11	0	0	0.03	0	0	2.1	10.6
	7			100	0.12	3.5	0.08	0	0	0.03	0.02	0	0.8	8.7
	8	KC09/19-05	754	20	0.09	2.9	0.13	0	0	0.04	0	0	1.6	37
	9			100	0.07	5.7	0.11	0	0	0.05	0	0	1.4	7.6
	10	KC09/19-06	1677	50	0.10	1.1	0.09	0	0	0.05	0	0	1.4	11.8
	11			100	0.14	1.1	0.09	0	0	0.03	0	0	1.2	20.5
	12	KC09/19-08	1985	20	0.08	0.7	0.06	0	0	0	0	0	0	0.2
	13			100	0.07	0.9	0.10	0	0	0	0	0	0.4	56.7
	14	KC09/19-10	1373	20	0.08	0.7	0.16	0.02	0	0.04	0	0	1.1	26
	15			100	0.14	1.3	0.13	0.01	0	0.03	0	0	0.9	7.4
	16	KC09/19-20	2123	20	0.13	0.5	0.13	0.01	0	0.03	0	0	0.5	9.1
	17			100	0.14	0.8	0.08	0	0	0	0	0	0.3	6.3
	18	LV88-01GC	400	20	1.59	98.3	11.07	34.87	0	10.55	0	1.67	-	-
	19			160	0.63	34.7	4.43	10.41	0	2.45	0	0.44	-	-
	20	LV88-05GC	243	20	1.12	146.1	7.87	59.28	0	19.38	0.35	3.77	-	-
	21			130	0.93	74.3	6.78	25.66	0	9.58	0.27	3.78	-	-
	22	LV88-06GC	852	330	0.56	60	10	20	0	0	0	0	-	-
	23	LV88-07GC	196	40	0.77	154	20	45	0	10	0	6	-	-
	24			100	2.40	400	64	124	0	24	0	8	-	-
	25	LV88-08GC	682	70	0.60	68	12	18	0	7	0	1	-	-
	26			260	1.67	256	56	56	0	14	0	0	-	-
	27	LV88-09GC	159	30	0.91	300	0	10	0	0	0	0	-	-
	28			70	0.70	57	6	20	0	50	0	1	-	-
	29	LV88-10GC	1011	40	1.95	79	11	18	0	4	0	1	-	-
	30			180	0.61	220	30	25	0	5	0	0	-	-
	31			310	1.57	440	70	65	0	24	0	0	-	-
	32	LV88-11GC сероводорода	267	60	2.54	75.9	6.23	30.38	0	9.35	0	1.48	-	-
	33			260	2.24	66.4	4.67	17.38	0	5.43	0	0.94	-	-
	34	LV88-12GC	263	20	0.56	175.4	4.30	12.65	0	1.99	0	0	-	-
	35			70	0.27	27.3	2.50	3.58	0	1.06	0	0	-	-
	36	LV88-14GC	256	60	3.13	35.9	7.01	8.16	0	3.39	5.27	1.28	-	-
	37			210	1.54	42.5	9.32	8.83	0	2.94	4.96	0.84	-	-
	38	LV88-15GC	236	60	1.22	42.9	5.62	13.29	0	4.37	4.48	1.11	-	-
	39			210	1.86	47.1	6.30	7.20	0	2.08	3.45	0.49	-	-

**ГЛАВА 6**  
ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Продолжение табл. 6.10

Район	№	Станция	Глубина (м)	Интервал (см)	CO <sub>2</sub> (%)	CH <sub>4</sub> (ppm)	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> (ppm)	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> (ppm)	C <sub>3</sub> H <sub>6</sub> (ppm)	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> (ppm)	i-C <sub>4</sub> H <sub>10</sub> (ppm)	C <sub>4</sub> H <sub>10</sub> (ppm)	He (ppm)	H <sub>2</sub> (ppm)
Район II (осадочный бассейн Фухань)	40	LV88-16GC	2300	80	4.77	55	14.00	16.00	0	8.00	0.50	2.70	-	-
	41			210	2.09	39	9.00	8.00	0	2.00	0	0.40	-	-
	42	LV88-17GC	76	20	1.20	164	24.00	70.00	0	20.00	0	0.00	-	-
	43			60	0.38	16	2.00	5.00	0	2.00	0	0.60	-	-
	44	LV88-18GC	380	40	1.99	35	7.00	10.00	0	5.00	0	1.10	-	-
	45			250	0.79	71	11.00	13.00	0	5.00	0	1.70	-	-
	46			340	0.58	33	4.00	4.00	0	1.00	0	0.20	-	-
	47	LV88-20GC	2400	160	0.70	32	4.00	9.00	0	3.00	0	0.60	-	-
	48			95	1.33	36	6.00	8.00	0	3.00	0	0.70	-	-
	49	LV88-21GC	139	20	0.91	33	5.00	11.00	0	4.00	0	0.90	-	-
	50	LV88-22GC	1240	40	0.37	20	2.00	2.00	0	1.00	0	0.50	-	-
	51	LV88-23GC	726	40	1.18	56	5.44	5.27	0	1.60	0	0	-	-
	52			140	1.63	107	10.12	10.01	0	2.84	0	0.65	-	-
	53	LV88-25GC	1905	30	2.18	125	18.37	29.27	0	11.46	0.57	2.37	-	-
	54			110	1.77	98	9.14	8.73	0	4.02	0.13	1.97	-	-
	55	LV88-28GC	705	60	1.60	48	5.05	6.13	0	1.48	0	0.18	-	-
	56			160	1.44	26	4.45	5.19	0	1.48	0	0.41	-	-
	57	LV88-29GC	336	270	1.07	32	5.08	5.52	0	1.67	0	0.47	-	-
	58			100	1.41	58	11.04	11.88	0	4.25	0	1.08	-	-
	59	LV88-30GC	195	60	1.16	51	7.24	8.40	2.69	2.69	0	0.65	-	-
	60			160	0.31	5	0.73	1.15	0	0.44	0	0.00	-	-
	61	LV88-32GC	1455	80	0.68	23	2.13	5.94	0	2.46	0	0.75	-	-
	62	LV88-35GC	1005	45	0.36	15	1.21	1.86	0	0.43	0	0	-	-
	63	LV88-36GC	759	130	1.86	196	12.37	21.86	0	6.02	0.18	0.91	-	-
	64	LV88-37GC	689	40	0.30	5	0.23	0.26	0	0.08	0	0.00	-	-
	65			95	0.24	4	0.10	0.15	0	0.00	0	0.00	-	-
	66	LV88-38GC	260	60	1.28	31	2.77	8.44	0	2.47	0	0.87	-	-
	67			160	0.68	14	1.45	3.09	1.18	1.18	0	0.43	-	-
	68	LV88-39GC	241	110	0.52	15	1.79	3.29	0	1.11	0	0.30	-	-
	69			210	0.22	3	0.11	0.13	0	0.05	0	0.00	-	-
	70	LV88-40GC	1039	60	0.70	16	2.43	4.19	0	1.19	0	0.74	-	-
71	190			0.26	3	0.08	0.12	0	0.06	0	0	-	-	
72	LV88-41GC	798	240	0.30	11	0.86	2.25	0	0.72	0	0	-	-	
73	LV88-43GC	660	80	0.12	4	0.24	0.39	0	0.07	0	0	-	-	
74			210	0.10	2	0.04	0.04	0	0.05	0	0	-	-	
75	LV88-46GC	2283	80	1.157	49	10.03	16.46	0	6.28	0.22	1.26	-	-	
76			210	1.564	40	6.79	9.11	0	4.61	0.29	2.62	-	-	
77			340	0.190	2	0.08	0.11	0	0.10	0	0.00	-	-	
78	LV88-47GC	2139	90	1.402	39	6.76	7.45	0	1.76	0	0.37	-	-	
79			290	0.287	5	0.53	0.59	0	0.23	0	0	-	-	
80	LV88-48GC	874	90	3.10	79	4.42	14.05	0	4.01	0	1.23	-	-	
81	LV88-49GC	170	240	2.13	112	13.25	28.41	0	10.00	0.43	2.05	-	-	

Район	№	Станция	Глубина (м)	Интервал (см)	CO <sub>2</sub> (%)	CH <sub>4</sub> (ppm)	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> (ppm)	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> (ppm)	C <sub>3</sub> H <sub>6</sub> (ppm)	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> (ppm)	i-C <sub>4</sub> H <sub>10</sub> (ppm)	C <sub>4</sub> H <sub>10</sub> (ppm)	He (ppm)	H <sub>2</sub> (ppm)
Район III (осадочный бассейн Красной реки)	82	LV88-50GC	520	90	1.26	32	3.55	8.45	0	3.80	0.14	1.20	-	-
	83			240	0.97	28	4.97	5.70	0	2.75	0.10	1.35	-	-
	84	LV88-51GC	515	80	0.84	47	8.37	16.31	0	4.95	0.21	1.24	-	-
	85			210	1.18	33	5.31	7.51	0	3.15	0.08	1.07	-	-
	86	LV88-55GC	72	260	2.11	27	2.13	2.28	0	1.15	0	0.69	-	-
	87	LV88-56GC	62	70	0.37	11	1.10	1.12	0	0.41	0	0	-	-
	88			190	1.22	30	4.02	4.23	0	1.66	0	0.44	-	-



▲ Рис. 6.54. Изменение объемной доли литотипа осадков в зависимости от размера зерен в исследуемом районе, измеренное по обратному рассеиванию лазерного излучения на анализаторе частиц Horiba LA-960

## Гранулометрический состав

На рис. 6.54 показано изменение объемной доли литотипа осадков в зависимости от размера зерен в 38 образцах донных отложений в исследуемом районе. Образцы были взяты в двух местах в каждом керне. Наиболее яркой особенностью является доминирование глины и ила над песком в этих образцах, поэтому основным типом поверхностных отложений в исследуемой области являются в основном глины и илистые глины.

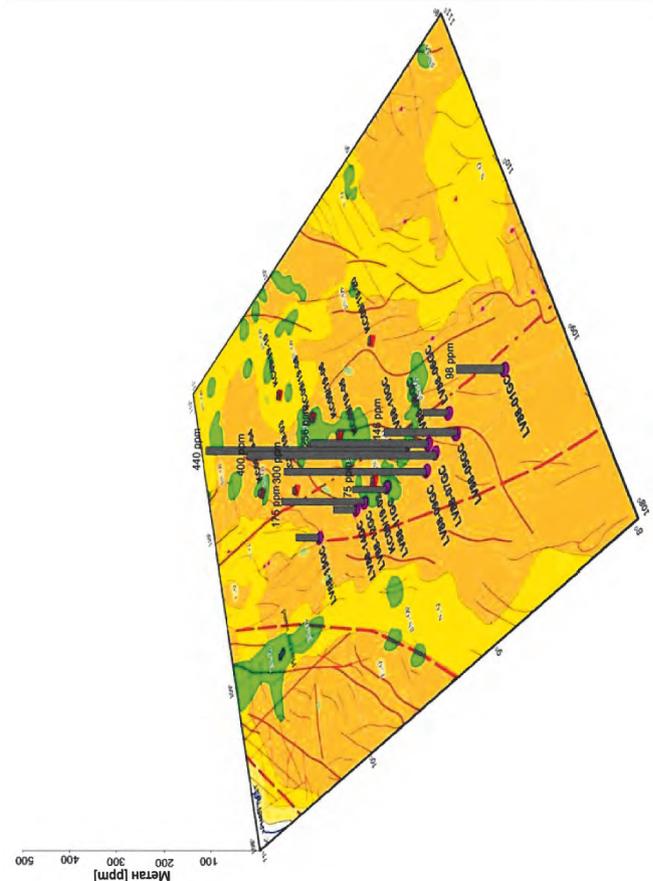
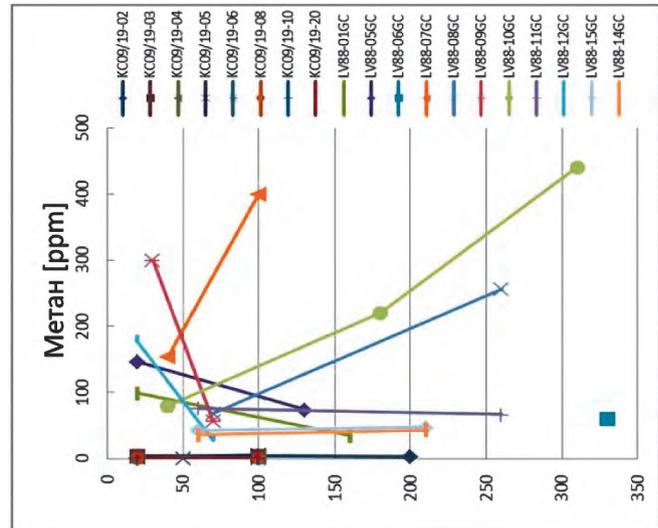
## Распределение углеводородных газов и нефтегазовый потенциал

Концентрации углеводородных газов в отложениях показаны ранее в табл. 6.7. Наиболее яркой особенностью является доминирование компонентов метана в концентрации над этаном, этиленом, пропаном и бутаном. Концентрации метана изменяются в широком диапазоне, от 0.5 ppm до 440 ppm (см. табл. 6.10) (рис. 6.55). Значение 40 ppm можно рассматривать как фоновую концентрацию метана в исследуемом регионе. Среди них аномально высокие значения были обнаружены в нескольких местах, например, на станциях LV88-10GC (440 ppm), LV88-07GC (400 ppm), LV88-09GC (300 ppm) и LV88-12GC (175 ppm, запах сероводорода).

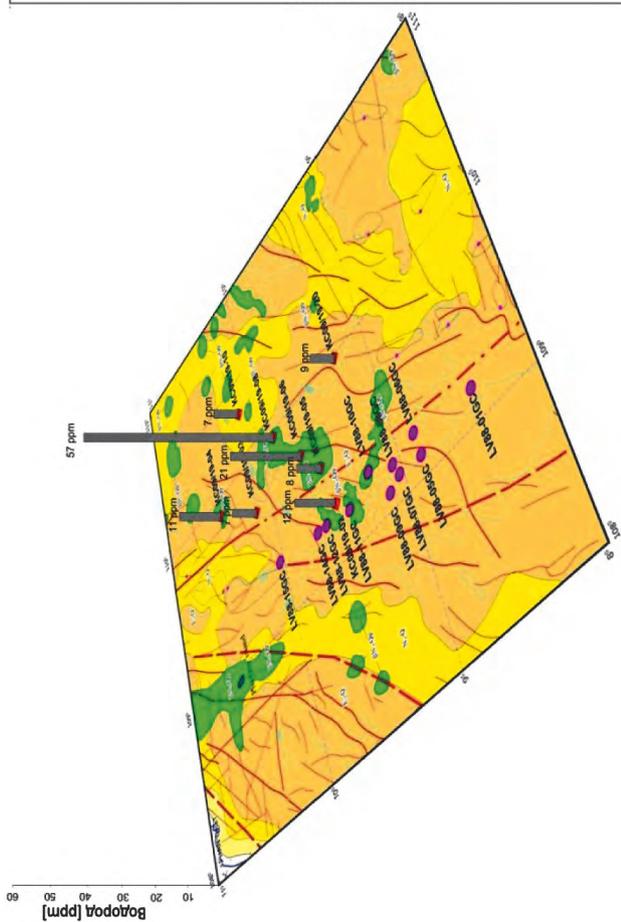
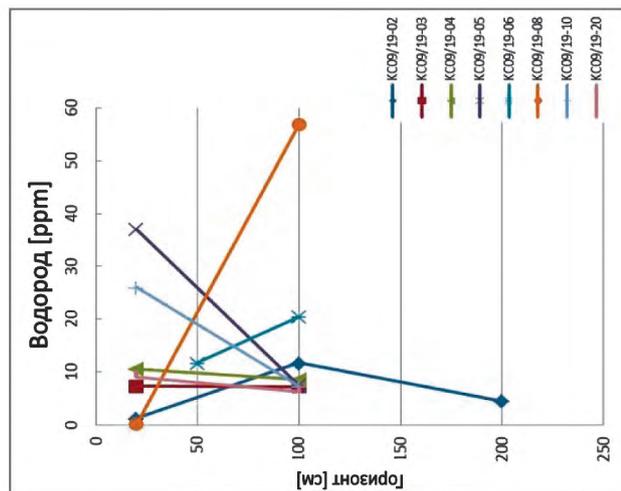
Следует отметить, что аномальные концентрации метана простираются на большой территории, примерно с 8°25' с.ш. почти до 9°40' с.ш., вдоль склона юго-западного суббассейна Южно-Китайского моря. Этот район (а также система разломов северо-восток – юго-запад) расположен на востоке бассейна Намконсон и может рассматриваться как крупномасштабная зона дегазации метана. Согласно [Le et al., 2014], системы разломов являются основными путями выхода газов, например, гелия, водорода и метана из глубинных структур на морское дно. Установлено [Шакиров, 2018; Obzhirov et al., 2004], что основными путями эмиссии метана в дальневосточных морях являются разломы. Поэтому можно предположить по аналогии, что системы разломов играют важную роль в формировании и распределении метана и в исследуемом регионе.

Предыдущие исследования авторского коллектива показали аналогичные наблюдения. Выделена зона, расположенная на восточной стороне нефтегазового бассейна Намконсон (южная часть шельфа Вьетнама), имеющая наиболее высокие значения потока метана, также отмечены высокие

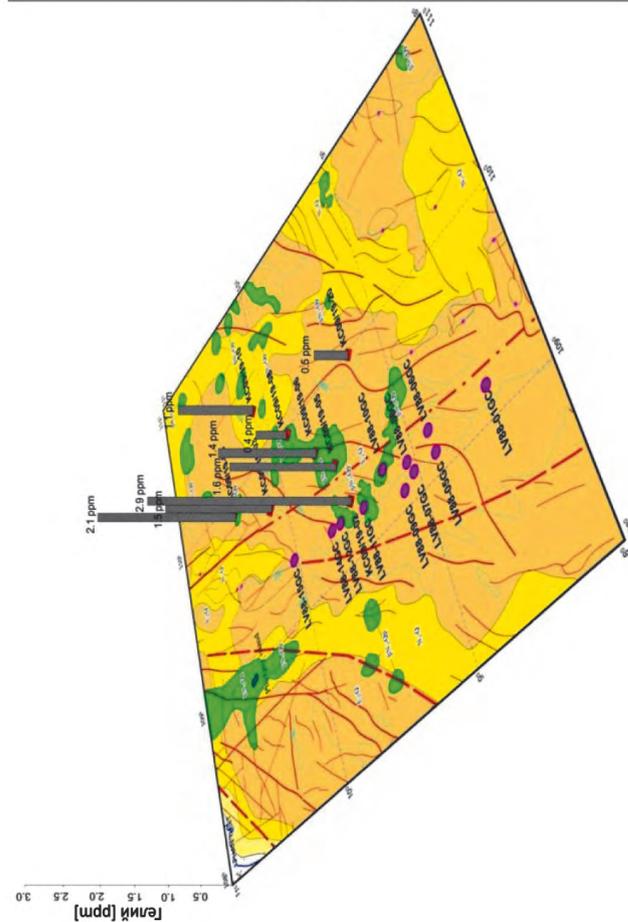
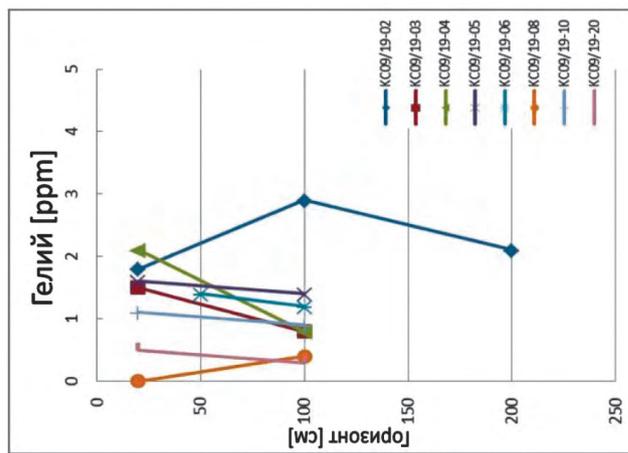
▲ Рис. 6.55. Распределение высоких концентраций метана в осадочных кернах в исследуемом районе (слева) и вертикальные профили концентрации метана (справа)



▲ Рис. 6.56. Распределение высоких концентраций водорода в осадочных кернах в исследуемой области (слева) и вертикальные профили концентрации водорода (справа)



▲ Рис. 6.57. Распределение высоких концентраций гелия в кернах в исследуемом районе (слева) и вертикальные профили концентрации гелия (справа)



нефтегазовые перспективы региона [Shakirov et al., 2019; Shakirov et al., 2018]. В близлежащем районе бассейна Намконсон обнаружены аномальные концентрации метана в придонном слое воды на глубинах 110–280 м, а максимальное значение составило 1540 нл/л.

Были измерены тяжелые углеводородные газы (этилен, этан, пропан и бутан) (см. табл. 6.7). Концентрации этилена были обнаружены в 97.4% выборки в диапазоне 0.06–70 ppm. Кроме того, концентрации этана были также определены в 74.4% выборки и колебались в пределах 0.01–124 ppm. Аномальные значения этилена и этана наблюдались на станциях с аномальными значениями метана. Г.И. Мишукова и Р.Б. Шакиров [Mishukova, Shakirov, 2017] сообщили о таком же наличии этилена в поверхностных образцах осадочных пород в Охотском море, что свидетельствует о возможной интенсивной бактериальной активности в поверхностных донных отложениях исследуемого района.

В 87.2% анализируемых образцов обнаружено содержание пропана, при этом концентрация колебалась от 0.03 ppm до 50 ppm. Концентрации бутана наблюдались в двух изоформах: изобутан и бутан, 17.9% и 38.5% от выборки, с диапазоном 0.02–5.27 ppm и 0.01–8.0 ppm, соответствен-

но. В целом, за исключением группы бутана, в исследуемом районе было обнаружено относительно высокое значение концентраций тяжелых углеводородных газов.

### **Содержание двуокиси углерода, водорода и гелия**

Концентрации двуокиси углерода, водорода и гелия представлены в табл. 6.7. Концентрации водорода и гелия были определены также в рейсе DK 105 (рис. 6.56, 6.57). Содержание углекислого газа и гелия имеет относительно узкие диапазоны: от 0.09 до 3.13% и от 0.3 до 3.10 ppm, соответственно. В отличие от этих газов, концентрация водорода изменяется в широком диапазоне от 0.2 до 56.7 ppm. Значения 1.1 ppm и 7.2 ppm можно рассматривать как фоновые концентрации гелия и водорода в регионе.

На некоторых станциях были обнаружены аномальные значения водорода (см. рис. 6.56), например, КС09/19-08 (56.7 ppm), КС09/19-10 (26 ppm), КС09/19-06 (20.5 ppm). Однако, аномальные концентрации водорода не могут указывать на наличие тектонического разлома в изучаемом районе без рассмотрения аномалий гелия и метана.

---

## **6.11. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ПРИВЬЕТНАМСКОГО ШЕЛЬФА**

*(А.А. Легкодимов, Р.Б. Шакиров, Н.С. Сырбу)*

---

По результатам газогеохимических исследований, приведенных в предыдущих разделах, авторы выделяют три газогеохимических провинции.

Северная – представлена осадочным бассейном р. Красной и Бейбуван, Центральная – осадочный бассейн Фухань, Южная – часть осадочного бассейна Намконсон и прилегающих районов юго-западного суббассейна Южно-Китайского моря. Провинции довольно четко разделяются по комплексу газогеохимических, геохимических, геоструктурных и других характеристик. Оконтури-

вание выделенных провинций представлено на рис. 6.58.

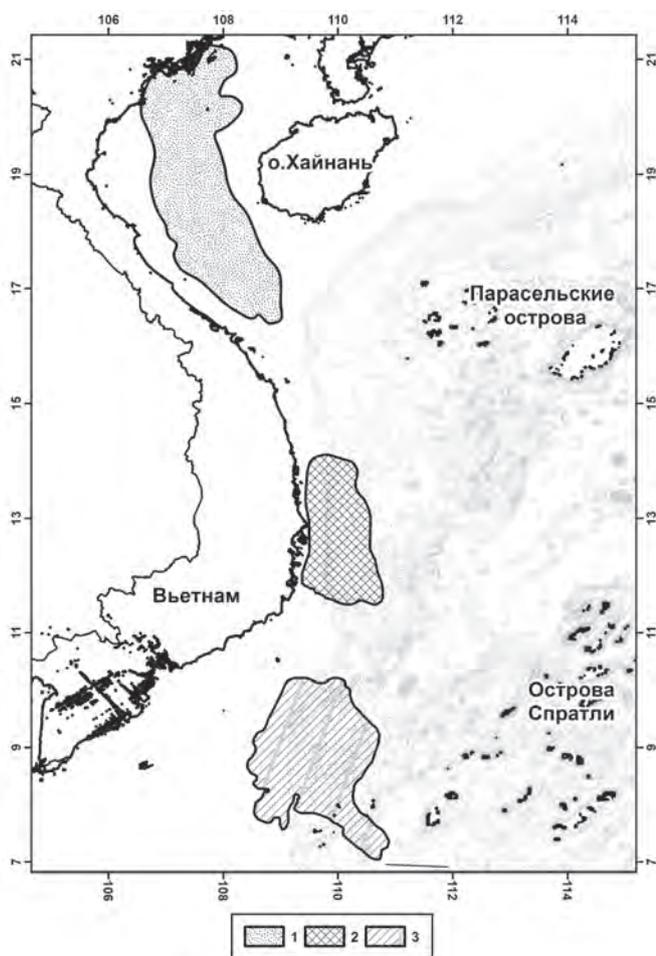
Усредненные показатели газогеохимических характеристик провинций представлены в табл. 6.11.

Для исследования особенностей генезиса газогеохимических полей в этих провинциях применялся масс-спектрометрический метод. Анализ стабильных изотопов углерода метана и углекислого газа выполнен на масс-спектрометре Finnigan MAT – 252 по системе CF-IRMS в Университете Нагойя, Япония [Tsunogai et al., 2010].

Основные показатели газогеохимических характеристик провинций

Провинция	Средняя, ppm	Средняя, нл/л	АКМ, нл/л	ФКМ, ppm	ФКМ, нл/л	W, %	C1/C2+C3	He ср., ppm	H <sub>2</sub> ср., ppm	Ср. $\delta^{13}\text{C-CH}_4$ , ‰
Северная	4.4	3146.0	9460	1.15	786.5	14.5	21.17	11	5	-52,65
Центральная	12.7	12 486	58 000	12.9	12 543	14.5	26.2	15	12	-48,9
Южная	19	18 587	56 700	18.7	18 228	27.07	7.62	3	5	-36,9

Примечание. ФКМ – фоновые концентрации метана; АКМ – аномальные концентрации метана; W – коэффициент влажности углеводородных газов.



▲ Рис. 6.58. Схема основных газогеохимических провинций, выделенных по результатам проведенных исследований

### Северная газогеохимическая провинция

Провинция выделена на основе опоясывающих разломных зон рек Красная, Мо и Ло. Разломы проходят по центру Тонкинского залива и контролируют Шонглонгский прогиб.

По данным микробиологических изысканий на станциях опробования были выделены метанотрофные организмы и небольшая численность сульфатредуцирующих бактерий [Еськова и др., 2020].

Концентрации метана в осадках варьируются от 2860 до 9460 нл/л. Наблюдается закономерность пространственного распределения поля аномальных концентраций метана (АКМ) – многократное увеличение концентраций по мере приближения к разломным зонам (по отношению к фоновому полю концентраций метана, ФКМ), что указывает на метановую эмиссию, обусловленную сетью активных и близповерхностных разломов. В фоновом поле метана микробная составляющая характеризуется значениями  $\delta^{13}\text{C-CH}_4$   $-70.5\text{...}-93.6\text{‰}$  PDB. Наиболее «легким» составом углерода метана отличаются речные воды. Смешанные термогенно-микробные газы осадков залива Тонкин представлены значениями  $\delta^{13}\text{C-CH}_4$   $-52.2\text{...}-58\text{‰}$ . Повышенный фон по термогенному и метаморфогенному метану и его гомологам, а также аномалии водорода сигнализируют о восходящей эмиссии природных газов из глубин, вероятно, соответствующих зонам мезо- и апокатагенеза. В этой обстановке повышенные концентрации гелия указывают на наличие глубинной компоненты.

В работе [Долгинов и др., 2010] установлен трансформный характер системы трещин северо-восточного направления, пересекающих все структуры района в заливе Тонкин, что обусловлено их проникновением в осадочные комплексы триасовых, меловых и кайнозойских рифтов из более древних погребенных комплексов. Таким образом, выявленная система флюидопроводящих зон обусловлена сетью разрывных структур региона, по которым наиболее благоприятны условия для субвертикального транзита газов и флюидов в верхнюю часть земной коры, в данном случае – в

чехол осадочных отложений прогиба Шонг Хонг, включая морские песчано-глинистые отложения. Системы трещин в геодинамически активных рифтовых структурах триаса, мела и кайнозоя служат благоприятными условиями для миграции глубинного флюида. Таким образом, связь газогеохимических аномалий с особенностями тектоники отражает повышенную газофлюидопроводимость в регионе Северного Вьетнама.

По результатам предшествующей газогеохимической съёмки (осадочный бассейн Бейбуван, 2013 г.) в фоновом поле метана микробная составляющая характеризуется значениями  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$   $-70.5\dots-93.6\%$  PDB. Смешанные термогенно-микробные газы осадков залива Тонкин представлены значениями  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$   $-52.2\dots-58\%$  [Шакиров, 2017]. Исходя из характеристики изотопного состава, исследователями была предположена генерация газа в зоне мето-апокатагенеза и восходящая эмиссия метана по разломным зонам. Данные изотопии, полученные в 2019 г.:  $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$   $-17.4\dots-23.8\%$  и  $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$   $-40.4\dots-60\%$ . Согласно значениям изотопного состава, генезис метана относится к термогенному и к генерациям с больших глубин, скорее всего напрямую связанным с кровлей кристаллического фундамента. По нашим предположениям, при сближении точек опробования к центру Шонглонского трога будет наблюдаться «утяжеление» углерода метана в соответствии с аналогиями по газовым месторождениям Сибири [Прасолов, 1990].

Основные газогеохимические характеристики представлены на рис. 6.59.

### Центральная газогеохимическая провинция

Провинция выделена на основе осадочного бассейна Фухань. Бассейн пересекается разломом р. Красной на севере и разломной зоной (сдвиг) Туи Хоа. Также по результатам микробиологических изысканий на станциях опробования вдоль осевого разлома были выделены сразу 3 группы микроорганизмов: метанотрофные, углеводородокисляющие, сульфатредуцирующие. [Еськова и др., 2020] При этом отмечался рост метанотрофных организмов только при низкой температуре.

Основные газогеохимические характеристики представлены на рис. 6.60.

Концентрации метана в бассейне составили от 2110 до 58 000 нл/л. Все АКМ приурочены к раз-

ломным зонам. При ураганных концентрациях метана в провинции соотношение  $\text{C1}/\text{C2} + \text{C3}$  так же указывает на значительную микробную деятельность.

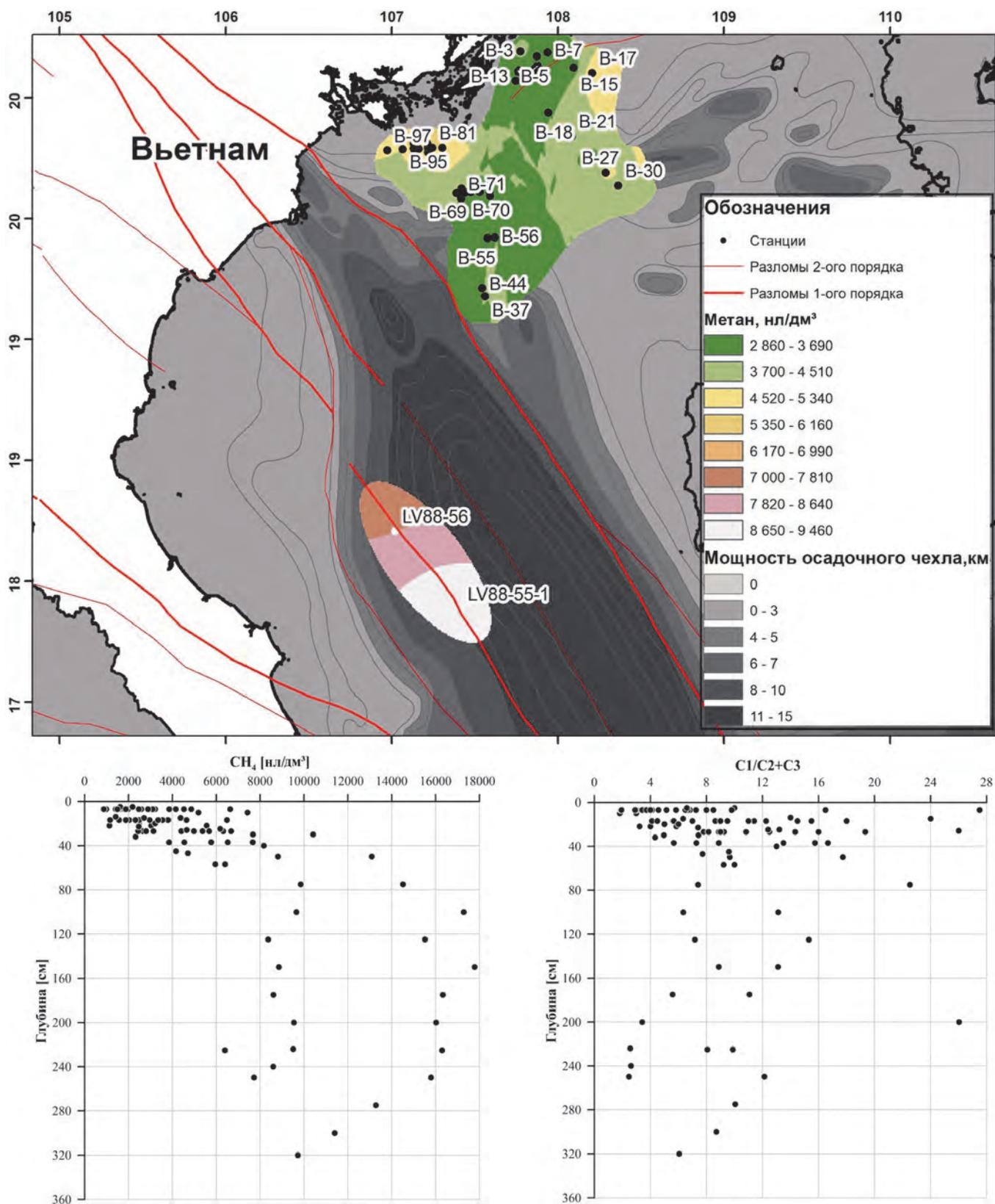
Результаты серии изотопных анализов показали, что значения стабильного изотопа углерода метана лежат в пределах  $-27.7$  и  $-66.6\%$ , а углекислого газа  $-15.4\dots-25.9\%$ , что свидетельствует о преимущественно термогенном генезисе газа (глубины более 2 км) с примесью газов микробного происхождения. При наличии интенсивного восходящего потока природного газа создаются благоприятные условия для развития микробных процессов, и изотопное соотношение  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  термогенного метана может маскироваться добавлением значительной доли микробного газа из верхних горизонтов осадка. Так, для рассматриваемых станций бассейна Фухань в осадке установлены высокие концентрации метана (до  $666.4$  нМ/дм<sup>3</sup>) и наличие гомологов метана до пропана включительно. В осадках ближайших станций содержания метана в осадке еще более высокие – до  $3422$  нМ/дм<sup>3</sup>.

Наибольшие концентрации водорода и гелия установлены в районе глубоководной части бассейна Фухань, далее на юг идет тенденция к плавному снижению концентраций в кернах осадка. В центральном районе обнаружены признаки «локальных» зон флюидной разгрузки в его северной и южной части.

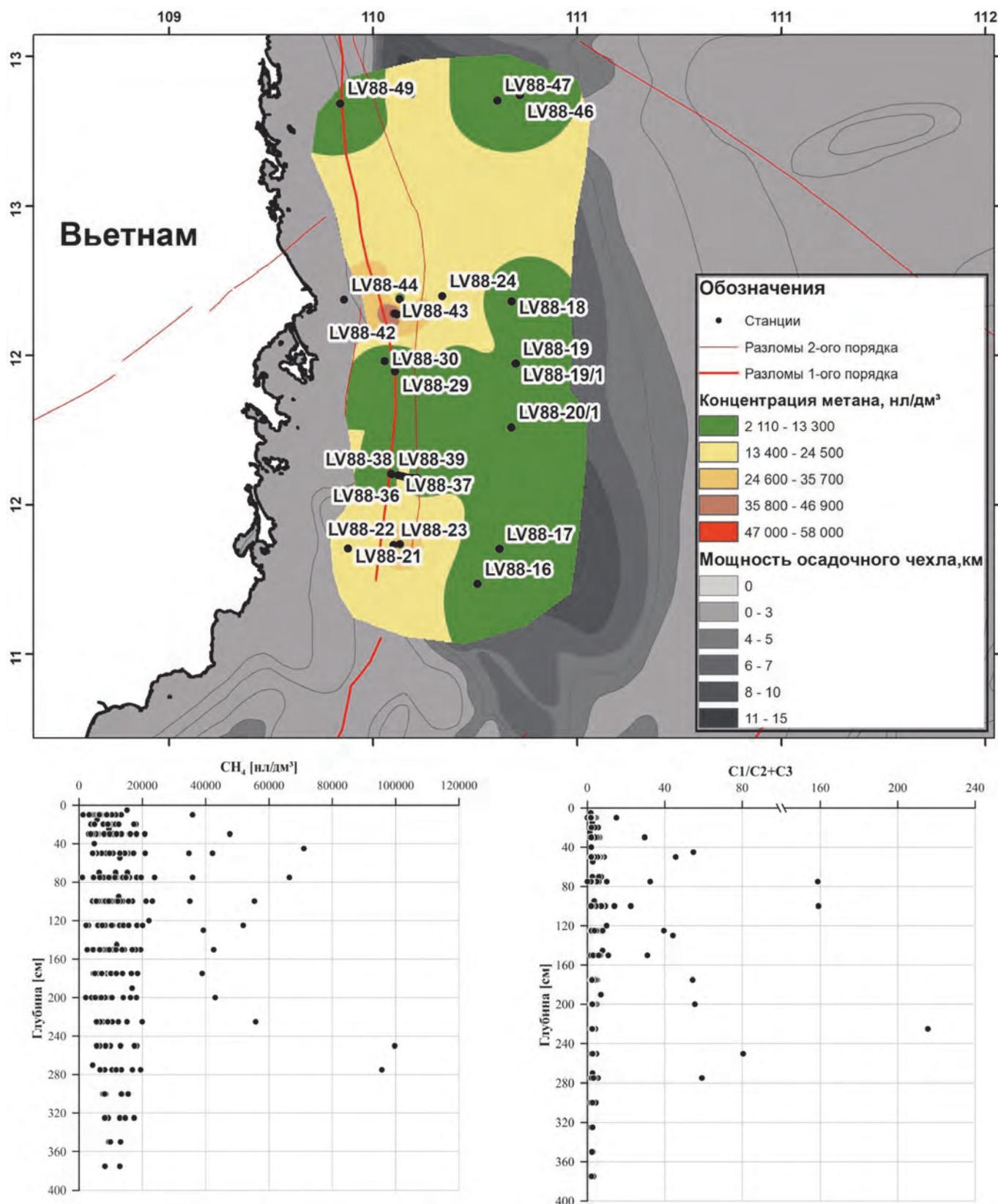
### Южная газогеохимическая провинция

Северная часть района представлена бровкой, соединяющий осадочный бассейн Ку Лонг с бассейном Намконсон. Через бровку проходит меридиональная разломная зона, имеющая признаки глубинной дегазации. Как по литературным данным [Обжиров, 1993], так и по данным авторов, в 2019 г. были обнаружены аномалии углеводородных газов в осадках, присутствие сероводорода (необычное явление для осадков привьетнамского шельфа), а также железомарганцевые образования с содержанием рубидия до 2% по данным метода РФА [Сырбу и др., 2020]. Что характерно, из всех трех провинций в ней выделены как метанотрофные микроорганизмы на глубине моря 400 м, так и присутствие сульфатредуцирующих бактерий.

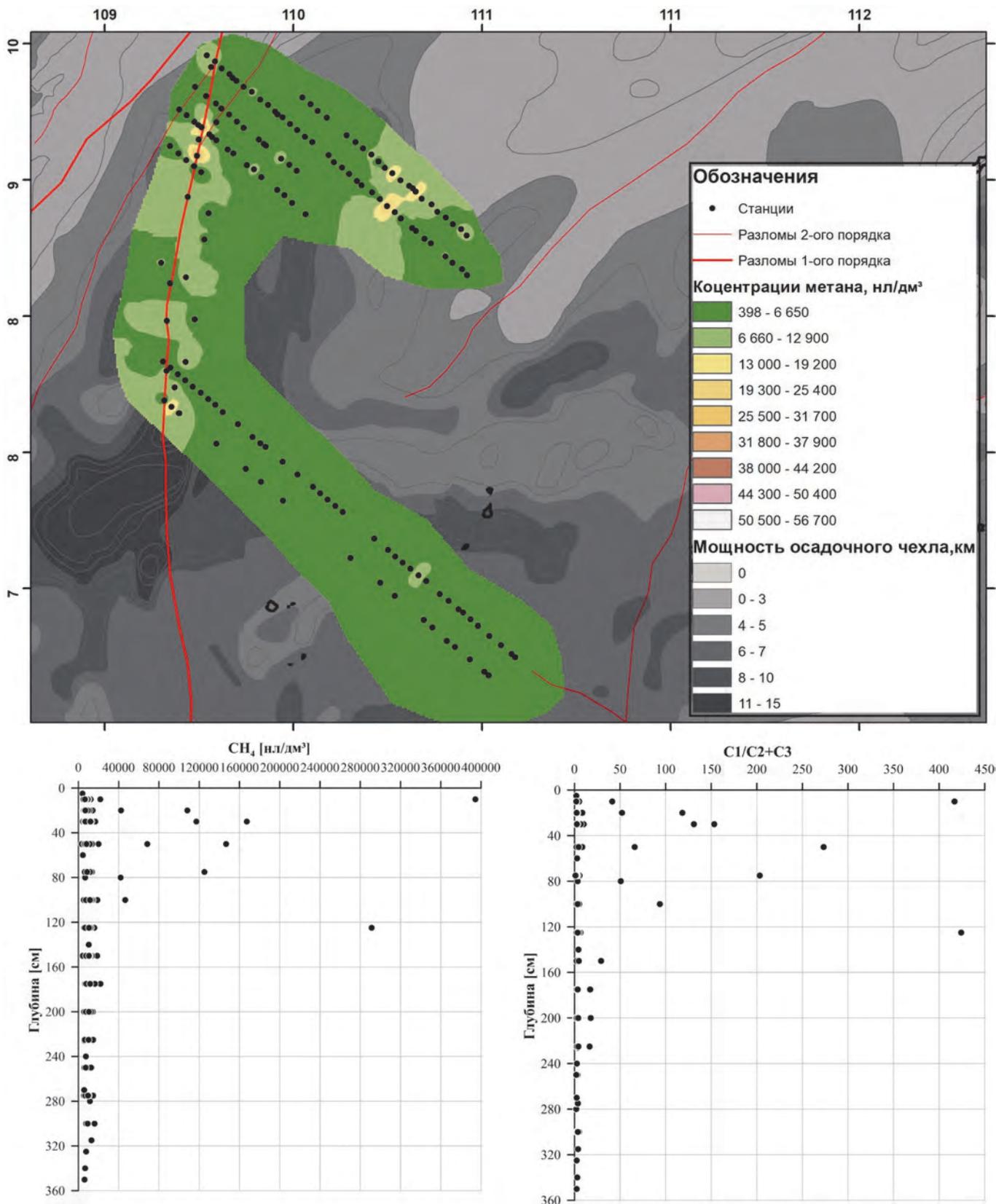
Концентрации метана составили от 386 нл/л до 56 700 нл/л. Аномальные концентрации метана (АКМ) преимущественно приурочены к разло-



▲ **Рис. 6.59.** Основные газогеохимические характеристики провинции: 1 – пространственное распределение метана; 2 – распределение метана по глубине; 3 – соотношения C1/C2 + C3 по глубине



▲ **Рис. 6.60.** Некоторые газогеохимические характеристики Центральной провинции. 1 – пространственное распределение метана; 2 – распределение метана по глубине; 3 – соотношение C1/C2 + C3 по глубине



▲ **Рис. 6.61.** Основные газогеохимические характеристики Южной провинции.

1 – пространственное распределение метана; 2 – распределение метана по глубине; 3 – соотношение C1/C2 + C3 по глубине

мам. В соответствии с полученными результатами, в этом районе предполагается существование глубинной зоны дегазации УГВ по АКМ. Соотношения УВГ, а также повышенные значения влажности газа подтверждают это предположение.

«Тяжелый» состав углерода, изотопный состав углерода метана и углекислого газа ( $-25\text{‰}$  и  $-17.6\text{‰}$  VPDB, соответственно) обнаружен в осадках глубоководной части бассейна Фухань и северной части бассейна Намконсон, на этих же участках зафиксированы аномальные концентрации гелия и водорода в осадках, что указывает на метаморфогенный и термогенный источники.

Основные газогеохимические характеристики представлены на рис. 6.61.

Изотопный состав для углерода метана по полученным данным варьирует от  $-25\text{‰}$  до  $-64\text{‰}$ ; а углерод углекислого газа  $-17.5\text{‰}$  до  $-24.8\text{‰}$  VPDB.

Таким образом, полученные результаты позволяют выделить в изученном регионе 3 газогеохимических провинции: Северная, Центральная и Южная. Провинции отличаются друг от друга комплексом газогеохимических индикаторов, геологическим строением и перспективами нефтегазоносности с различными механизмами генерации, накопления и миграции газов и флюидов.

---

## 6.12. ВЫВОДЫ

---

Впервые на основе комплексных исследований описаны газогеохимические поля природных газов в донных осадочных отложениях вдоль привьетнамского континентального шельфа, склона и глубоководной части Южно-Китайского моря. В результате были выявлены особенности и закономерности пространственного распределения и генезисные особенности природных газов в осадке в трёх осадочных бассейнах: осадочный бассейн Красной реки (Северный полигон), осадочный бассейн Фухань (Центральный полигон) и осадочный бассейн Намконсон (Южный полигон).

На основе статистического метода были оценены фоновые содержания метана для трех полигонов исследований: 40 ppm, 34 ppm и 26 ppm в осадочных бассейнах Намконсон, Фухань и бассейна Красной реки, соответственно. Таким образом, фоновые концентрации метана снижаются в направлении с юга на север.

Распределение концентраций метана в донных отложениях обнаруживает контрастную изменчивость, при этом низкие концентрации метана характерны для более глубоководных районов, а более высокие значения – для областей шельфа и склона. Тем не менее, существуют исключения в бассейне Фухань, юго-западном суббассейне Южно-Китайского моря и бассейне Намконсон. В юго-западном суббассейне и бассейне Фухань, вероятно, существуют масштабные зоны газогенерации, а вдоль разломов выявлены зоны дегазации. Среди углеводородных газов метан является доминирующим с более высокими концентрациями, чем этилен, этан, пропан, и-бутан и бутан. Углекислый газ представлен в широких диапазонах концентраций.

Согласно изотопно-газогеохимическим данным в районах исследований уверенно установлены углеводородные газы метаморфогенного, термогенного и микробиального генезисов, в том числе на островах архипелага Катба.

В бассейнах Фухань и Намконсон выявлены зоны с проявлениями сероводорода, а у подножия континентального склона в бассейне Фухань зоны палеогипоксии и сульфидной минерализации, связанной с сероводородными проявлениями. В бассейне Намконсон проявления сероводорода зафиксированы вдоль разломной зоны, контролирующей бровку шельфа. С проявлениями сероводорода ассоциированы аномалии метана. В пределах зоны динамического влияния разлома обнаружены также железомарганцевые образования, которые содержат полезные элементы (рубидий и др.).

Бассейн Фухань представляет собой уникальную геоструктуру с необычными проявлениями газогеохимических индикаторов, что требует дальнейших исследований.

В районе исследований широко распространены не только газы термогенного генезиса, но и ме-

таморфогенного, в том числе ассоциированных с зональным проявлением магматизма.

В осадочном бассейне Красной реки выявлена положительная корреляция углеводородных газов с метаном и сходство распределения их по горизонтам, из этого можно предположить общие генезис и миграционную природу аномальных газогеохимических полей. Основываясь на результатах газогеохимических и изотопных исследований сделан вывод, что в пределах глубинной разломной зоны Красной реки (северный полигон) аномалии гелия и водорода имеют локальный характер и проявляются на отрезках с максимальным тепловым потоком, то есть ближе к зоне глубинного разлома, что подтверждается результатами нефтегазописковых работ.

На Центральном и Южном полигонах (осадочные бассейны Фухань и Намконсон) обнаружены убедительные индикаторы в виде аномальных газогеохимических полей неизвестных ранее очагов генерации углеводородных газов.

Полученные данные распределения газогеохимических полей в водной толще исследуемых полигонов в целом коррелируют с аномалиями в донных осадках. Доминирующее значение на возникновение придонных газогеохимических аномалий метана имеют подводные геологические источники. Для шельфовых станций, несомненно, также важным является влияние комплексных гидрологических и гидрометеорологических факторов, контролирующих активность газообмена на границе «вода–атмосфера» и миграцию газа между водными массами различного происхождения.

В приводной атмосфере содержания углекислого газа и метана в трех районах (район бассейна Намконсон, район бассейна Фухань и район бассейна Красной реки) было отмечено значительное варьирование значений. Большая часть значений содержания углекислого газа находилась на уровне, приближенном к среднемесячному значению  $\text{CO}_2$  за ноябрь 2019 г. Значения с высоким содержанием  $\text{CO}_2$ , по всей видимости, связаны с кратковременными эффектами. Содержание  $\text{CH}_4$  во всех районах исследования было выше среднемесячного значения  $\text{CH}_4$  за ноябрь 2019 г., что позволило отнести данные районы к районам с повышенными значениями атмосферного поля метана.

Согласно полученным данным по газогеохимической атмосферной съемке лазерными газоанализаторами возможно картирование зон аномально повышенных содержаний парниковых газов в приводной атмосфере. На примере бассейна Намкон-

сон показано, что этот метод также полезен для выявления и выделения нефтегазоносных районов.

Значения потоков  $\text{Hg}(0)$  с поверхности моря в атмосферу были зарегистрированы в диапазоне от 1.1 до 2.51  $\text{нг}/\text{м}^2/\text{ч}$ , средняя величина и стандартное отклонение составили  $1.94 \pm 0.46 \text{нг}/\text{м}^2/\text{ч}$ , медианное значение равнялось 2.08  $\text{нг}/\text{м}^2/\text{ч}$ . Зарегистрированные в ходе рейса потоки  $\text{Hg}(0)$  были в 1.5 раза выше, чем те, которые были измерены тем же методом в Японском и Охотском морях месяцем ранее.

В результате исследований изучено пространственное распределение потоков метана на границе раздела «вода–атмосфера». Предложенный в лаборатории ТОИ ДВО РАН метод расчета потоков метана для каждой точки отбора проб позволил выявить и объяснить зоны с повышенной эмиссией метана с акватории. Установлена высокая изменчивость потока: от равновесия и слабой эмиссии 0–1 моль/ $(\text{км}^2 \cdot \text{сут})$  до потоков очень высокой интенсивности, зависящая от наличия источника и состояния поверхности моря.

Средние значения потоков метана на границе раздела «вода–атмосфера» на континентальном шельфе и склоне по газогеохимическому профилю II составило 4 моль/ $(\text{км}^2 \cdot \text{сут})$ . Это незначительно выше, чем среднее значение 3.8 моль/ $(\text{км}^2 \cdot \text{сут})$  в открытой части моря на профиле I, на котором после прохождения Тайванского пролива с максимальным потоком 29 моль/ $(\text{км}^2 \cdot \text{сут})$  фиксируются единичные значения эмиссии средней интенсивности. На акватории привьетнамского континентального шельфа и склона при глубинах моря 200–600 м существуют локальные области с высокой до 20 моль/ $(\text{км}^2 \cdot \text{сут})$  и очень высокой интенсивностью до 24 моль/ $(\text{км}^2 \cdot \text{сут})$ .

Средние и минимальные значения потоков метана в трех полигонах были близки, но выделяется центральный участок на южном полигоне, расположенный в зоне перехода от континентального шельфа к глубоководному осадочному бассейну. На траверзе реки Меконг наблюдалась эмиссия от слабой до очень высокой интенсивности (максимум 24 моль/ $(\text{км}^2 \cdot \text{сут})$ ).

Активность газообмена на границе «дно–вода–атмосфера» обусловлена выходом  $\text{CH}_4$  из донных отложений и контролируется комплексом геологических и гидрологических факторов.

Выполненные исследования термальных источников вдоль рифтогенной зоны Красной реки имеют большое значение в аспекте поиска нефти и газа, и фундаментальных исследований генезиса

природных газов. Глубинные разломы, контролируемые Северный Вьетнам (рифт Красной реки), вероятно, имеют флюидодинамическую связь с зонами проницаемости северного шельфа Вьетнама. Аналогии прослеживаются в Японском и Охотском морях [Шакиров и др., 2016]. Поэтому одним из важнейших результатов является установление взаимосвязи газогеохимического режима термальных источников и глубинной газовой компоненты с геологической структурой Северного Вьетнама.

Полученные данные (высокие концентрации углеводородных газов, водорода и гелия, тяжелый изотопный состав углерода метана и углекислого газа) свидетельствуют о газоконденсатном потенциале осадочного бассейна Бакбо, при этом вклад глубинного газового углеводородно-водородного флюида может быть значителен.

Впервые установлены закономерности распределения газогеохимических полей гелия и водорода на привьетнамской части Южно-Китайского моря, уточнен газогеохимический фон, выполнены оценки генезиса миграционных газов.

Основываясь на особенностях распределения газов в осадочных кернах можно предполагать наличие крупной протяженной зоны генерации и дегазации углеводородов вдоль привьетнамского континентального склона Южно-Китайского моря. В пределах этой зоны могут выделяться фокусированные участки интенсивной вертикальной миграции природных газов.

На островах архипелага Катба выявлены ураганные концентрации изотопных «тяжелых» по углероду метана и углекислого газа, которые с подземными водами поступают к дневной поверхности. Эти воды используются местными жителями в качестве питьевых, что требует организации системного газогеохимического и микробиологического экологического мониторинга для контроля качества вод.

Высокие концентрации водорода и гелия, углеводородных газов, метана в заливе Тонкин и его островах снижаются по мере перехода от зоны рифта Красной реки к осадочному бассейну Шонхон.

Полученные результаты позволяют впервые выделить в изученном регионе 3 газогеохимических провинции: Северную, Центральную и Южную. Провинции отличаются друг от друга комплексом газогеохимических индикаторов, геологическим строением и перспективами нефтегазоносности с различными механизмами генерации, накопления и миграции газов и флюидов.

В связи с полученными данными рекомендуется выполнение комплексных геолого-геофизических исследований трансекта шириной не менее 500 км вдоль континентального склона Вьетнама.

Полученные результаты позволяют рекомендовать организацию специальной научно-исследовательской программы по направлению морских карбоновых полигонов на акваториях Вьетнама.

## ГЛАВА 7

# ГЕОМИКРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

(А.И. Еськова, А.Л. Пономарева, К.О. Балданова,  
В.Ю. Калгин, А.А. Легкодимов)

Микроорганизмы являются важнейшими участниками биогеохимических процессов [Bian et al., 2015]. Они участвуют в осаждении и растворении минералов, а также сорбируют и концентрируют металлы. Специфические потребности микроорганизмов в источниках питания, факторах роста или микроэлементах делают их удобными объектами для использования в качестве биологических индикаторов. Микроорганизмы, населяющие морские отложения, являются основными участниками круговорота веществ в Мировом океане [Kirkpatrick et al., 2019]. Углерод является важнейшим биогеохимическим элементом, составляющим основу всех органических и биоорганических соединений. В качестве источника углерода микроорганизмы могут использовать углеводороды, входящие в состав нефти и газа [Bian et al., 2015].

Проявление метана сопровождается присутствием метанотрофных микроорганизмов, окисляющих метан и использующих его в качестве питательного субстрата [Леин, Иванов, 2009]. Долгое время считалось, что основной зоной окисления метана являются поверхностные воды [Дубовчук и др., 2020], и этот процесс обеспечивается аэробными метанотрофными бактериями. Но в настоящее время признано, что окисление метана происходит как в аэробных, так и в анаэробных условиях [Каллистова и др., 2017]. Существует множество исследований, которые описывают сульфат- и нитратзависимое анаэробное окисление метана,

осуществляемое археями кластеров ANME по механизму обратного метаногенеза [Пименов и др., 1997; McGlynn, 2017; Timmers et al., 2017].

Биодеградация углеводородов нефти микроорганизмами также происходит аэробным и анаэробным путями. В аэробных и факультативно-анаэробных условиях ведущая роль деструкции углеводородов принадлежит углеводородоокисляющим микроорганизмам. В анаэробных условиях из-за высоких концентраций сульфатов в морских отложениях, биодеградация углеводородов обеспечивается сульфатредуцирующими бактериями [Chanton et al., 2015].

Взаимосвязанное увеличение численности метанотрофных бактерий и сульфатредукторов характерно для зон анаэробного окисления метана. Совместная деятельность этих функциональных типов микроорганизмов может стимулировать образование сульфидных конкреций и гидротроилитов.

По данным ранее проведенных исследований микробиома донных отложений в Южно-Китайском море [Graw et al., 2018], сульфатредуцирующие бактерии составляли только 4% сообщества в отложениях из метаногенной зоны. В сообществах преобладали несколько слабо охарактеризованных таксонов, вовлеченных в деградацию органических веществ, в том числе *Atribacteria*, *Dehalococcoidia*, и *Aerophobetes*. При этом распределение биоиндикаторных групп микроорганизмов: нефтеокисля-

ющих, сульфатредуцирующих, метанотрофных и других эколого-трофических групп микроорганизмов из донных отложений Южно-Китайского моря, свойственных аномальным газогеохимическим полям, изучено мало.

Таким образом, целью нашей работы стало выявление таксономического и функционального разнообразия ключевых биоиндикаторных групп

микроорганизмов (метанотрофных, сульфатредуцирующих, нефтеокисляющих), вовлеченных в геохимически значимые процессы круговорота углерода и сопряженного с ним цикла серы в морских экосистемах Южно-Китайского моря, а также выявление возможной взаимосвязи микроорганизмов с аутигенной минерализацией.

## 7.1. МЕТОДИКА МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Отбор проб донных отложений в Южно-Китайском море осуществлялся в соответствии с требованиями ПНД Ф 12.1:2:2.2:2.3:3.2-03 [Методические..., 2014].

Выделение суммарной ДНК из проб донных отложений проводили по методу Мармура в модификации [Marmur, 1961]. Определение наличия функциональных генов: индикатор аэробной деструкции **alkBB** (5'GGTACGGSCAYTTCTACRTCGA3'; 3'CGGRTTCGCGTGRTGRT5') [Tourgova et al., 2018], индикатор анаэробной деструкции **masD** (5'GGHMCVTDBGTVTGGAC3'; 3'RTCRTCRTTDCSSAYTTNGG5') [Gittel et al., 2015], индикатор анаэробной деструкции ароматических углеводов **bssA** (5'ACGACGGYGGCATTTCTC3'; 3'GCATGATSGGYACCGACA5') [Winderl et al., 2007], ген сульфатредуцирующих бактерий **dsrB** (5'CAACATCGTTCATACCCAGGG3'; 3'GTGTAGCAGTTACCGCA5') [Priha et al., 2013; Корнеева, 2015], ген метанотрофных бактерий **pmoA** (189F – 5'GGNGACTGGGACTTCTGG3', 682R – 5'GAASGCNGAGAAGAASGC3') [Кравченко и др., 2010], ген метаногенных бактерий **mcrA** (5'TAYGAYCARATHGGYT3'; 5'ACRTTCATNGCRTARTT3') [Hales et al., 1996] определяли методом «вложенной» ПЦР с использованием высококонсервативного участка 16S рРНК бактерий и архей V3-V4 (5'ССТACGGGNGGCWGCAG3'; 3'GACTACHVGGGTATСТААТСС5') (Система праймеров Zymo Research), в реальном времени в 2 этапа (Амплификатор Dtpriime-5, ДНК-Технология). Анализ результатов прово-

дили с использованием программного обеспечения, поставляемого с прибором.

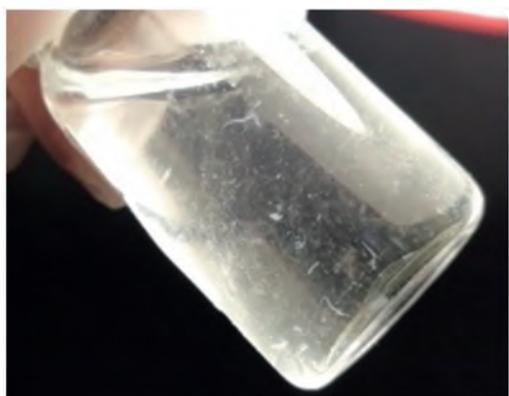
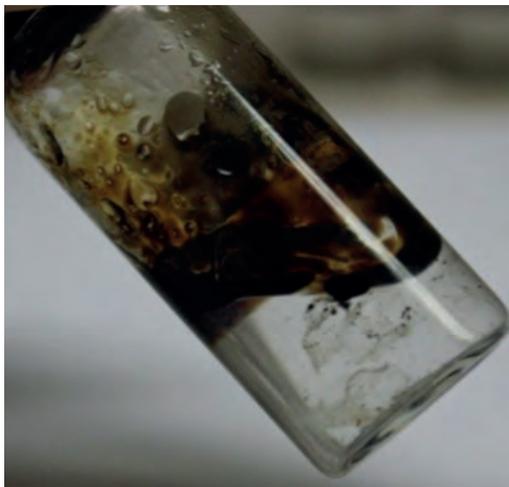
Протокол реакции для амплификации **alkBB** был следующим: начальная денатурация, 5 мин при 94 °С; 35 циклов по 30 с при 94 °С, 30 с при 60 °С и 30 с при 72 °С; окончательная элонгация, 8 мин при 72 °С. Протокол реакции для амплификации **masD**: денатурация 15 минут при 95 °С; 55 циклов по 30 с при 95 °С; 30 с при 54 °С; 30 с при 72 °С; окончательная элонгация 10 мин при 72 °С. Протокол реакции для амплификации **bssA**: денатурация 5 минут при 94 °С; 35 циклов по 45 с при 94 °С; 30 с при 55 °С; 60 с при 72 °С; окончательная элонгация, 10 мин при 72 °С. Протокол реакции для амплификации **dsrB** был следующим: начальная денатурация, 5 мин при 95 °С; 35 циклов по 60 с при 94 °С, 60 с при 56 °С и 60 с при 72 °С; окончательная элонгация, 10 мин при 72 °С.

Для **pmoA**: начальная денатурация, 3 мин при 94 °С; 35 циклов по 30 с при 94 °С, 30 с при 47.7 °С и 45 с при 72 °С; окончательная элонгация, 5 мин при 72 °С.

**McrA**: начальная денатурация, 3 мин при 94 °С; 35 циклов по 40 с при 94 °С, 45 с при 53 °С и 90 с при 72 °С; окончательная элонгация, 10 мин при 72 °С.

Для создания накопительных культур нефтеокисляющих микроорганизмов использовали 3 среды:

■ морская аммонийная среда 1313 (Marine ammonium mineral salts) (г/л): NaCl – 20, (NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> – 1, CaCl<sub>2</sub>·2H<sub>2</sub>O – 0.2, MgSO<sub>4</sub>·7H<sub>2</sub>O – 1, FeSO<sub>4</sub>·7H<sub>2</sub>O – 0.002, Na<sub>2</sub>WO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O – 0.003, Na<sub>2</sub>MoO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O –



▲ **Рис. 7.1.** Проявление роста микроорганизмов на селективных средах: А – образование пленочных структур нефтеокисляющими микроорганизмами; Б – образование нитевидных структур метанотрофными микроорганизмами



▲ **Рис. 7.2.** Пример роста нефтеокисляющих микроорганизмов на среде Ворошиловой-Диановой с 1% нефти

0.020, раствор микроэлементов SL-10 – 1,  $\text{KH}_2\text{PO}_4$  – 0.36,  $\text{K}_2\text{HPO}_4$  – 2.34, pH 7.2;

► морская минеральная среда (Marine salt medium) (г/л):  $\text{KH}_2\text{PO}_4$  – 0.5,  $\text{NaH}_2\text{PO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  – 0.5,  $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  – 0.5,  $\text{NaCl}$  – 4.0,  $\text{NH}_4\text{Cl}$  – 0.5, раствор микроэлементов SL-10 – 1;

► среда Ворошиловой-Диановой [1952] в модификации (г/л):  $\text{K}_2\text{HPO}_4$  – 1.0,  $\text{KH}_2\text{PO}_4$  – 1.0,  $\text{NH}_4\text{NO}_3$  – 1.0,  $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  – 0.2,  $\text{CaCl}_2$  – 0.02, раствор микроэлементов SL-10, раствор витаминов по Волину,  $\text{FeCl}_2$  – 2 капли концентрированного раствора, искусственная морская вода (г/л):  $\text{NaCl}$  – 27.5,  $\text{MgCl}_2$  – 5.0,  $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  – 2.0,  $\text{CaCl}_2$  – 0.5,  $\text{KCl}$  – 1.0,  $\text{FeSO}_4$  – 0.001, pH 7.0–7.2.

Во все среды в качестве источника углерода добавляли 2% стерильной нефти марки ESPO. Температура культивации аналогична температуре в месте отбора пробы.

Для накопительных культур метанотрофных микроорганизмов использовали среду Ammonium mineral salt (AMS) [Whittenbury et al., 1970] (г/л):  $\text{NH}_4\text{Cl}$  – 0.5,  $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  – 1,  $\text{NaH}_2\text{PO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  – 0.05,  $\text{KH}_2\text{PO}_4$  – 0.05,  $\text{CaCl}_2$  – 0.2. pH среды 6.8–7.0. В качестве источника углерода в пробы вводили природный  $\text{CH}_4$ .

Присутствие бактерий определяли по помутнению среды и (или) образованию бактериальной пленки или осадка, а также по изменению цвета среды. На рис. 7.1 изображены примеры наличия роста микроорганизмов в накопительных культурах.

Для получения чистых культур нефтеокисляющих бактерий производили рассев на модифицированные среды, описанные выше, на чашки Петри с добавлением агара (рис. 7.2). Инкубировали при температурах: +4 °С и +20 °С.

Для создания накопительных культур сульфатредуцирующих микроорганизмов использовали среды: 63 (Desulfovibrio (postgate) medium, DSMZ) и 195 (Desulfobacter medium, DSMZ):

► среда 63 (Desulfovibrio medium) имела следующий состав (г/л):  $\text{KH}_2\text{PO}_4$  – 0.5,  $\text{NH}_4\text{Cl}$  – 1.0,  $\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  – 0.1,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  – 2.0, дрожжевой экстракт – 0.1, раствор витаминов по Волину – 5 мл [Wolin et al., 1963], раствор микроэлементов SL-10 – 1 мл, лактат натрия – 3.0, резазурин 100 мкл,  $\text{C}_2\text{H}_3\text{NaO}_2\text{S}$  – 0.03,  $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  – 0.05, аскорбиновая кислота – 0.1, pH 7.2–7.4;

► среда 195с (Desulfobacter medium) (г/л):  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  – 3,  $\text{KH}_2\text{PO}_4$  – 0.2,  $\text{NH}_4\text{Cl}$  – 0.3,  $\text{NaCl}$  – 10,  $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  – 3.1,  $\text{KCl}$  – 0.5,  $\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  – 0.15; раствор селенита с вольфрамом – 1 мл, резазурин –

0.5 мл, дист. вода – 920 мл; раствор микроэлементов SL-10 – 1 мл, лактат натрия – 2.5, дист. вода – 10 мл, раствор витаминов по Волину – 10 мл,  $\text{Na}_2\text{S} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$  – 0.4, дист. вода – 10 мл, pH 7.2–7.4. Стерилизация среды проводилась автоклавированием при 1 атм.

Культивирование проводили анаэробно, в пробирках Хангейта 1.5–2 месяца. Для получения чистых культур сульфатредуцирующих бактерий производили рассев на модифицированные среды б3 и 195с, с добавлением агара. Чашки Петри инкубировали в анаэроостатах; анаэроостаты продували азотом с целью удаления кислорода из газовой фазы.

Сероводород в накопительных культурах определяли по методу Cline [1969] с добавлением кислого раствора N,N-диметил-1,4-фенилендиаммонийной соли. В пробирку объемом 10 мл вносили 1 мл раствора 2.4%  $\text{Zn}(\text{CH}_3\text{COO})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , добавляли 4–5 мл дистиллированной воды и 0.5 мл 0.2% N,N-диметил-1,4 фенилен-диаммоний-дихлорида, растворенного в 20%  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Затем в пробирку вносили 50 мкл 10%  $\text{Fe}(\text{NH}_4)(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ , доводи-

ли объем дистиллированной водой до 10 мл, перемешивали и оставляли на 10 минут. Оптическую плотность образца определяли на фотоколориметре Экотест 2020 при 660 нм. Для получения калибровочной кривой использовали растворы  $\text{Na}_2\text{S}$  известной концентрации.

Учет численности микроорганизмов исследуемых эколого-трофических групп проводили на селективных средах и определяли методом предельных разведений [Практическая..., 2006]. Наиболее вероятное количество бактерий определяли по таблице Мак-Креди [Руководство..., 1980]. Температура культивации +20 °С, период 5 дней.

Визуализацию морфологии чистых культур проводили с помощью светового микроскопа Axiostar PLUS (Carl Zeiss, Германия) с фазовым контрастом при увеличении 100×3.5; а также в высоком разрешении с использованием сканирующего электронного микроскопа Evo 40 (Carl ZeissAG, Германия), на базе отделения электронной микроскопии «Национальный научный центр морской биологии им. А.В. Жирмунского» ДВО РАН.

---

## 7.2. ВЫЯВЛЕНИЕ БИОИНДИКАТОРНЫХ ГЕНОВ В ОБРАЗЦАХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИССЛЕДУЕМЫХ РАЙОНОВ

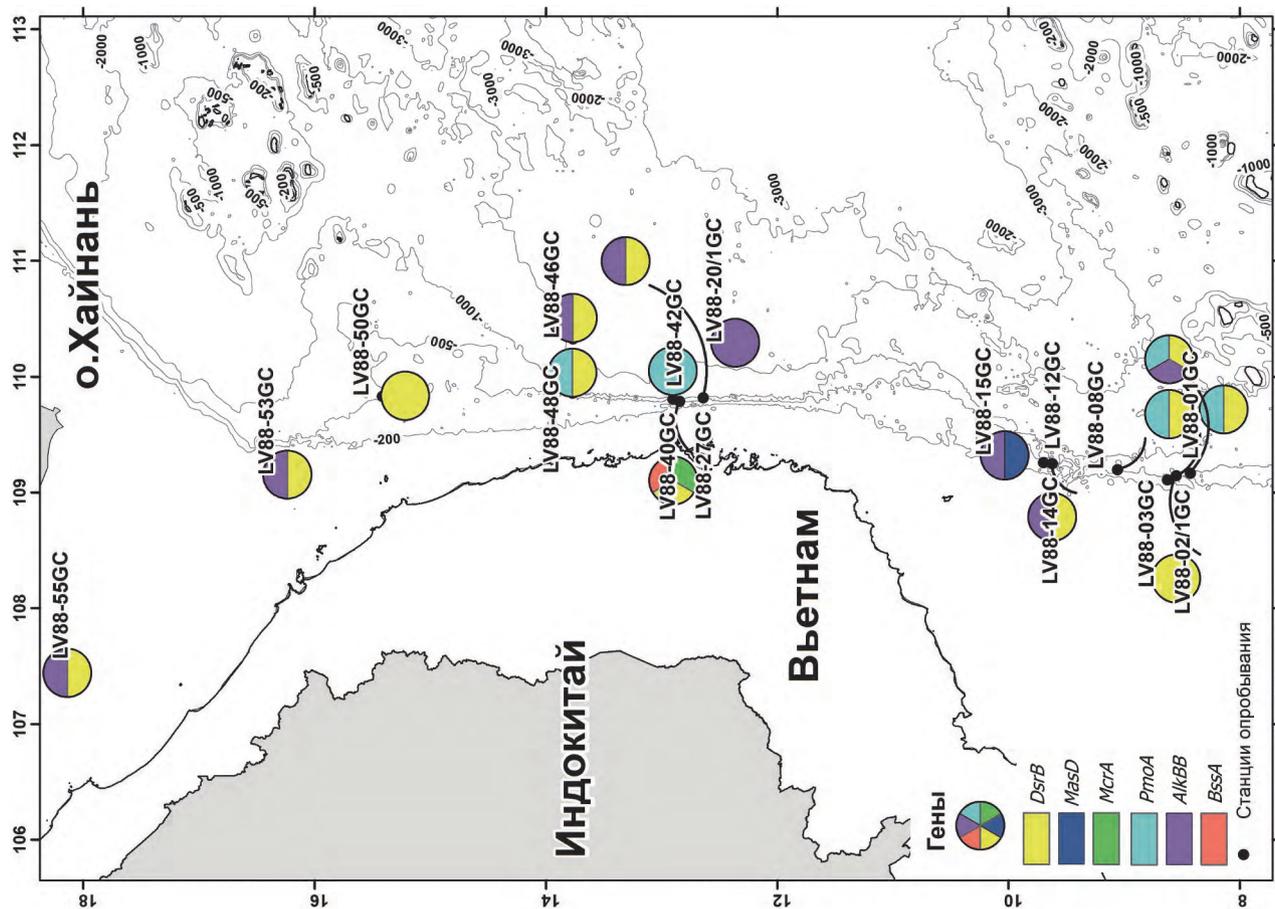
---

Первый (Южный) район расположен на внешней бровке шельфа и материковом склоне в пределах крупной нефтегазоносной провинции. Нами исследован протяженный разлом меридионального простирания, в пределах зоны динамического влияния которого обнаружены аномалии метана, проявления сероводорода и аутигенной сульфидной минерализации (пирит) в осадках [Шакиров и др., 2020б]. Там же были найдены железомарганцевые корки.

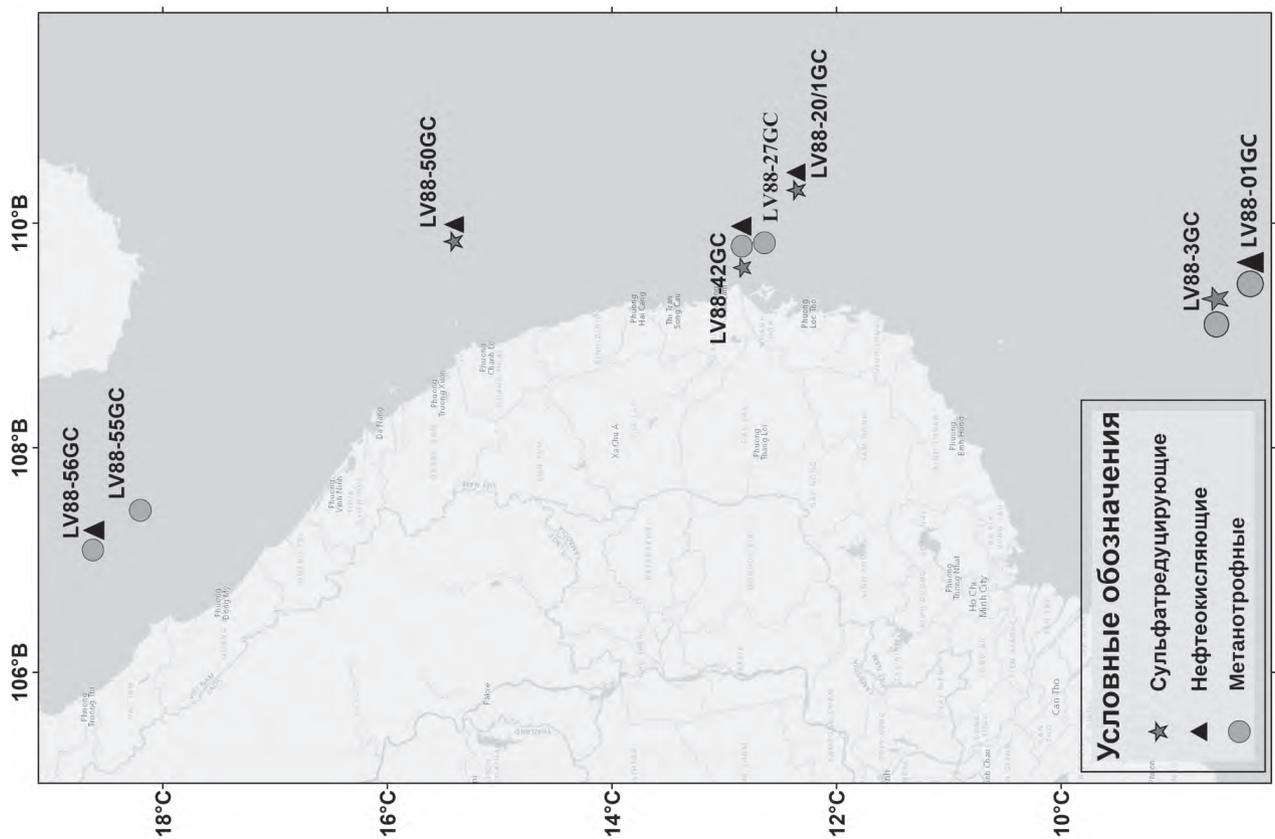
Метанотрофные микроорганизмы в этом районе были отмечены на глубине моря 400 м. На станции LV88-01 GC они присутствовали, но их численность была невысокой (10 кл/г осадка). На станции LV88-03 GC наблюдалась наибольшая численность метанотрофных микроорганизмов ( $2 \cdot 10^4$  кл/г), а также отмечено присутствие сульфатредуциру-

ющих микроорганизмов (рис. 7.3). Присутствие сульфатредукторов указывает на накопление органических веществ, что ведет к интенсивному восстановлению сульфата и выделению сероводорода. Восстановление сульфата – важный фактор минерализации органического вещества в донных отложениях. К тому же, известно, что анаэробное окисление метана является сульфатзависимым и осуществляется метанотрофными микроорганизмами в присутствии сульфатредукторов [Jochum, 2017]. Таким образом можно объяснить нахождение и высокую численность этих групп микроорганизмов на этом участке.

В образцах суммарной ДНК, выделенной из донных отложений в исследуемом районе, было получено, что ген *pmoA*, кодирующий субъединицу метанмонооксигеназы обнаруживался в двух пробах



▲ Рис. 7.4. Распределение исследуемых генов по станциям



▲ Рис. 7.3. Распределение исследуемых групп микроорганизмов по станциям

исследуемого района (LV88-01 GC, LV88-03 GC). Гены аэробной деградации найдены в пробах станций: LV88-01 GC, LV88-12 GC, LV88-15 GC. Гены анаэробной деградации углеводов встречались только в одной пробе станции LV88-15 GC. Гены сульфатредуцирующих микроорганизмов (*dsrB*) обнаруживались в пробах станций: LV88-01 GC, LV88-02/1 GC, LV88-03 GC, LV88-08 GC, LV88-12 GC. Гены – индикаторы сульфатредуцирующих микроорганизмов (*dsrB*) были отмечены на станциях, проходящих по шельфу. Отметим, что в пробе донных отложений станции LV88-01 GC встречались 3 набора генов: *alkBB*, *pmoA* и *dsrB* (рис. 7.4).

Второй полигон занимает шельф и склон осадочного бассейна Фухань. На станции LV88-27 GC (см. рис. 7.3) с глубиной 1100 м зафиксированы высокие концентрации метана (725 нМ/кг) по сравнению со средним значением (300 нМ/кг). При этом численность метанотрофов, относительно других точек отбора, оставалась невысокой ( $1.7 \cdot 10^2$  кл/мл). При исследовании суммарной ДНК было выявлено, что ген *mcrA*, кодирующий субъединицу метанмонооксигеназы обнаруживался на станциях: LV88-40 GC, LV88-48 GC (см. рис. 7.4). Интересным наблюдением является то, что на станции LV88-20 GC (см. рис. 7.3) было отмечено наличие сульфатредуцирующих микроорганизмов по всей длине отобранного керна. Численность составила  $3 \cdot 10^4$ – $5 \cdot 10^4$  кл/г, что выше этого же показателя на других станциях. Гены *dsrB* были выявлены на станциях: LV88-20/1 GC, LV88-27 GC, LV88-31 GC, LV88-46 GC, LV88-48 GC. Выделение культивируемых форм сульфатредуцирующих микроорганизмов с проб этих станций проводится в настоящее время.

Гены аэробной деградации были обнаружены на станциях: LV88-20/1 GC, LV88-27 GC, LV88-46 GC (см. рис. 7.4).

При исследовании суммарной ДНК в керне станции LV88-42 GC был обнаружен ген – индикатор метаногенных бактерий *mcrA*. Данная станция интересна тем, что помимо гена метаногенных бактерий на ней выявлены гены сульфатредуцирующих микроорганизмов и ген – индикатор анаэробной деструкции ароматических углеводов. Ранее, в нашей статье [Еськова и др., 2020] было отмечено проявление сульфатредуцирующих, нефтеокисляющих и метанотрофных бактерий на этой станции.

В целом, центральный район отличался большим количеством глубоководных станций, метанотрофы в основном встречались на глубинах больше 800 м. Отметим, что рост метанотрофов на глубинах больше 2000 м отмечался только при низкой температуре (4 °С).

Северный район характеризуется небольшими глубинами моря (до 500 м). Всего было исследовано 6 станций. Повышенные концентрации метана отмечены на станциях LV88-55 GC и 56 GC (610 нМ/кг и 440 нМ/кг, соответственно). На этих станциях наблюдался рост метанотрофных микроорганизмов. На других станциях микроорганизмы-метанотрофы обнаружены не были.

Отмечается присутствие сульфатредукторов в исследуемых точках отбора, но с небольшой численностью (10 кл/г). Угледородокисляющие бактерии обнаружены только на станции LV88-50 GC (см. рис. 7.3), их численность была невысокой –  $2.5 \cdot 10^2$  кл/г. Угледородокисляющие микроорганизмы найдены в окисленном слое (аналогично, как и в других исследуемых районах) на глубине 340 м. Гены аэробной деградации отмечены на двух станциях: LV88-53 GC, LV88-55 GC; гены *dsrB* на трех – LV88-50 GC, LV88-53 GC, LV88-55 GC.

Подводя итог, можно сказать, что наиболее часто встречающиеся гены во всех трех районах исследования – это ген аэробной деградации углеводов *alkBB* и ген сульфатредуцирующих бактерий *dsrB* (8 станций и 12 станций, соответственно). Исследуемые гены встречались в пробах, характеризующихся повышенными концентрациями метана (выше фоновых значений). Ген *dsrB*, как правило, был отмечен на станциях, расположенных на шельфе. Гены анаэробной деструкции обнаружены в пробе донных отложений станции LV88-15 GC Южного района. Гены метанотрофных бактерий *pmoA* обнаружены в пробах станций Южного и Центрального районов. В Южном районе ген *pmoA* отмечен на станции LV88-03 GC. Концентрация метана на данной станции равняется 13 540 нМ/кг. При исследовании суммарной ДНК в керне станции LV88-42 GC был обнаружен ген – индикатор метаногенных бактерий *mcrA*.

Данная станция особенно интересна тем, что помимо гена метаногенных бактерий на ней обнаружены гены сульфатредуцирующих микроорганизмов и ген – индикатор анаэробной деструкции ароматических углеводов.

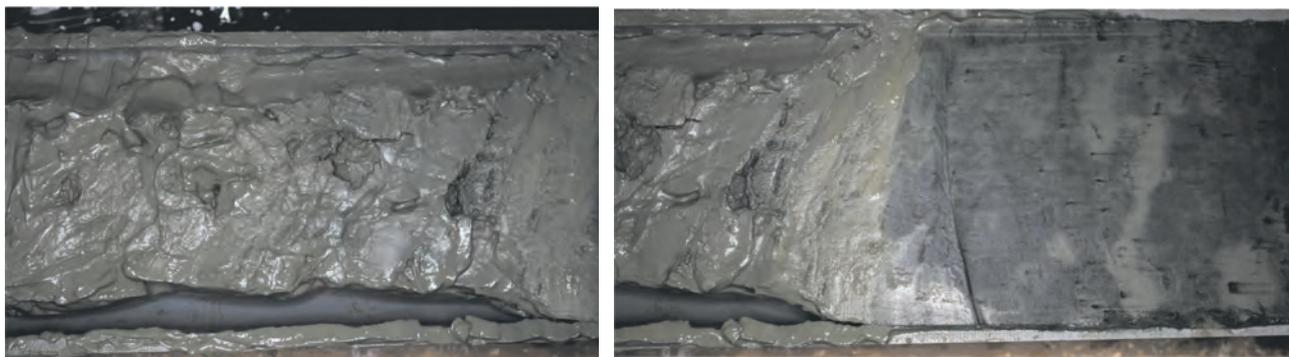
### 7.3. ВЗАИМОСВЯЗЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИССЛЕДУЕМЫХ ГРУПП МИКРООРГАНИЗМОВ С АУТИГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

Интересным наблюдением является то, что на станции LV88-20/1 GC (см. рис. 7.3) было отмечено наличие сульфатредуцирующих микроорганизмов по всей длине отобранного керна. Как сообщалось в предыдущих разделах, численность составила  $3 \cdot 10^4$ – $5 \cdot 10^4$  кл/г, что выше этого же показателя на других станциях. Эта станция характеризовалась наличием темных прослоев гидротроилита (рис. 7.5) и пирита (рис. 7.6) в отобранном керне. Обильная сульфидная минерализация обнаруживалась с горизонта 30 см ниже дна.

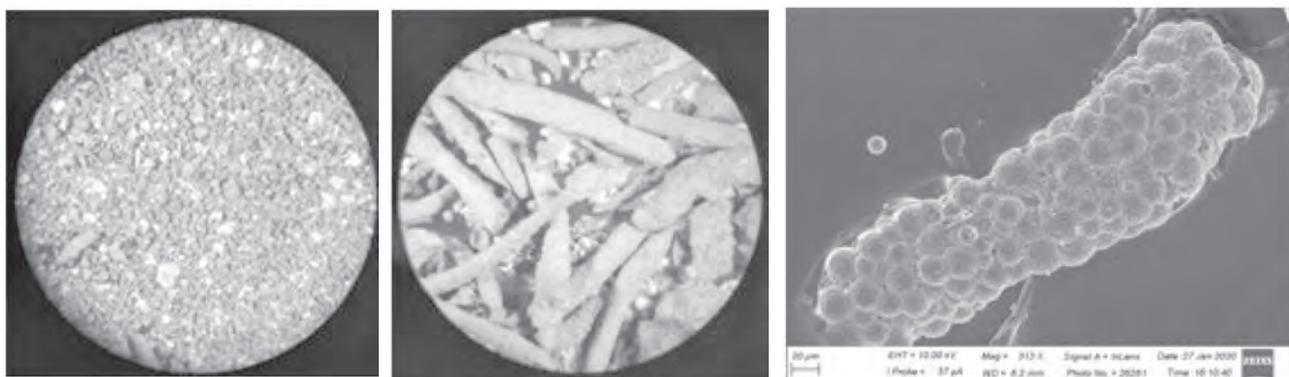
Присутствие сульфатредуцирующих микроорганизмов может свидетельствовать о том, что в исследуемых донных отложениях идут активные процессы восстановления сульфатов. В ходе вос-

становления сульфата бактериями образуется сероводород. Большая часть сероводорода вступает в реакцию с ионами металлов с образованием сульфидов металлов. Нами обнаружены сульфиды железа (FeS) черного и коричневого цвета (гидротроилит, пирит).

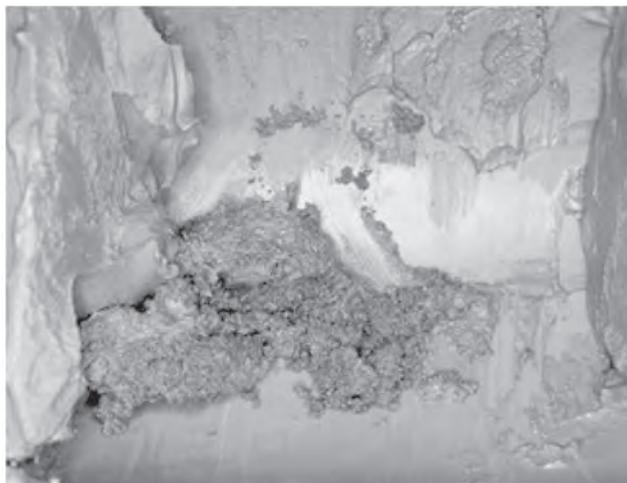
Следует отметить, что на данном полигоне на станции LV 88-42 GC обнаружена большая концентрация метана (3420 нМ/кг) и высокая численность метанотрофов по всей длине керна ниже окисленного слоя до 150 см. В поверхностном слое и до указанного значения метанотрофных микроорганизмов не обнаружено. На горизонте 200 см был обнаружен аутигенный органо-минеральный агрегат, зернистая структура которого напоминала



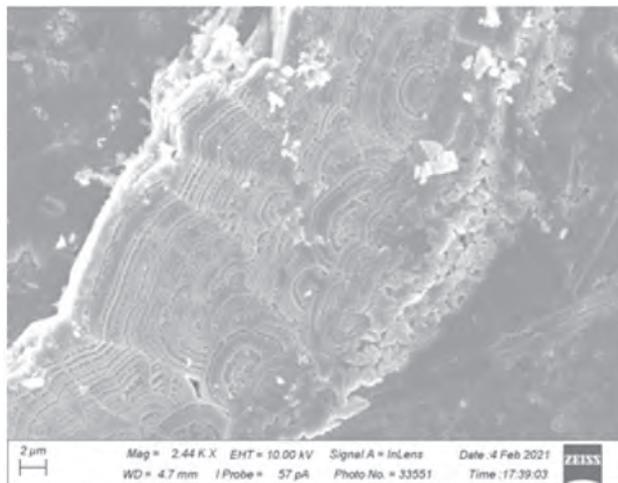
▲ Рис. 7.5. Гидротроилит, обнаруженный на станции LV88-20/1 GC (А). Сплошной слой гидротроилита (Б)



▲ Рис. 7.6. Образцы сульфидных конкреций (пирит) при разном увеличении



▲ **Рис. 7.7.** Аутигенный органо-минеральный агрегат, обнаруженный на станции LV 88-42 GC



▲ **Рис. 7.8.** Ультраструктура образования в среде AMS. Сканирующий электронный микроскоп (увеличение 4,7 mm×2,44 K)

структуру некоторых находок икаита [Шакиров и др., 2020б] (рис. 7.7).

Станция LV88-42 GC интересна тем, что при исследовании суммарной ДНК в керне были обнаружены 3 вида генов: ген – индикатор метаногенных бактерий *mcrA*, ген сульфатредуцирующих микроорганизмов и ген-индикатор анаэробной деструкции ароматических углеводородов.

В накопительной культуре в среде AMS с метаном образовался видимый сгусток. При визуализации части сгустка на сканирующем электронном

микроскопе, была отмечена отчетливая концентрическая структура (рис. 7.8). Такая структура характерна при образовании аутигенных, например карбонатных, конкреций в осадках.

Упоминаний о формировании минеральных структур с концентрическим строением с помощью бактерий в водной среде (для района исследований) в литературе нами обнаружено не было. Для более точной информации по данному объекту проводятся дополнительные исследования.

---

## 7.4. ВЫВОДЫ

---

Углевородоокисляющие микроорганизмы встречались во всех трех районах исследования, в основном в поверхностном (окисленном слое). В Южном районе численность исследуемых микроорганизмов больше по сравнению с численностью в отобранных пробах с Центрального и Северного районов исследования. Выявлено, что численность углевородоокисляющих микроорганизмов уменьшается с глубиной. Предположительно, это может быть связано с уменьшением

содержания кислорода, необходимого для окисления.

Метанотрофы и сульфатредукторы в основном были зафиксированы в восстановленном слое донных отложений. Нахождение совместно этих групп микроорганизмов может объясняться тем, что метан может использоваться как субстрат, в котором метанотрофные микроорганизмы активируют молекулу метана, а сульфатредукторы выступают в роли акцептора электронов.

Наибольшая численность метанотрофных микроорганизмов была отмечена на станциях LV88-03 GC и LV88-20 GC. Эти станции характеризуются самой высокой концентрацией метана в осадках. С увеличением глубины их численность снижалась. В окисленном слое наличие этих групп не отмечено. С глубины моря 2000 м в Южном и Центральном районах исследования отмечается рост метанотрофов именно в условиях низких температур культивирования.

Высокая численность сульфатредуцирующих микроорганизмов может свидетельствовать о том, что в донных отложениях исследуемых проб идут активные процессы восстановления сульфатов с

образованием сероводорода. Вступая в реакцию с ионами металлов, могут образовываться включения темного цвета (гидротроилиты), а также пириты. Пириты присутствуют практически во всех шлихах станций.

Исследуемые группы микроорганизмов встречались во всех трех районах. На станции LV 88-42 GC обнаружены сразу три группы микроорганизмов и три типа генов.

Полученные результаты дают важную информацию о биодикаторах аутигенного минералообразования и нефтегазоносности Южно-Китайского моря.

## ГЛАВА 8

# ГИДРООПТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

(Н.А. Липинская, П.А. Салюк, А.В. Буланов, Ю.В. Шамбарова)

Цель гидрооптических исследований заключалась в изучении пространственного и вертикального распределения оптически-активных компонентов морской воды (фитопланктон, растворенные органические вещества, взвешенные вещества) в западной части Южно-Китайского моря в осенний период 2019 г. Все измерения получены во время 88 экспедиции на НИС «Академик М.А. Лаврентьев». В качестве параметра, характеризующего содержание клеток фитопланктона в морской воде, использовались концентрация хлорофилла-а (хл-а), интенсивность флуоресценции хлорофилла-а и спутниковые оценки. Наличие рас-

творенных органических веществ определялось по измерениям интенсивности флуоресценции окрашенных растворенных органических веществ (ОРОВ). Распределение взвешенных веществ оценивалось по измерениям мутности морской воды. Особое внимание в работе уделено влиянию гидрофизических процессов на распределение гидрооптических параметров, поэтому дополнительно анализировались распределения температуры и солености морской воды, а также рассматривались динамические процессы в океане и атмосфере, наблюдавшиеся в районе исследования в период наблюдения.

### 8.1. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

#### Проточные измерения на ходу судна

Судовые квазинепрерывные измерения гидрооптических параметров (интенсивность флуоресценции хлорофилла-а (хл-а) –  $\Phi_{\text{хл}}$ , в относительных единицах) и гидрологических параметров (температура –  $T$ , в град. С и соленость –  $S$ , в ПЕС – практических единицах солености) проводились с использованием проточной системы, в которую вода поступала с глубины 4–5 м из штатной внутренней

водозаборной системы по ходу движения судна. Проточная система включала в себя приборы, которые соответствуют мировым стандартам, сформулированным в протоколе [Boss et al., 2019]:

► Термосолинограф SBE-45 (SeaBird, США), диапазон измерений температуры морской воды от  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$  до  $+35\text{ }^{\circ}\text{C}$  с точностью  $0.002\text{ }^{\circ}\text{C}$ , диапазон измерений удельной электропроводности  $0\text{--}7\text{ см/м}$  с точностью  $0.0003\text{ см/м}$ , интервал измерений – 10 сек;

► Флуориметр Turner Designs, модель 10-AU, диапазон длин волн возбуждения 340–500 нм, испускания – более 665 нм, точность энергетических измерений  $\pm 5\%$ , интервал измерений – 10 сек.

### Калибровочные измерения

Калибровка флуоресцентных измерений содержания хл-а выполнялась путем сравнения с прямыми определениями концентрации хл-а спектрофотометрическим методом после фильтрации проб морской воды и экстрагирования (ГОСТ 17.1.4.02-90). Далее результаты проточных измерений  $\Phi_{\text{хл}}$  будут представлены в единицах мкг/л и обозначаться  $C_{\text{хл}}$ . Результаты квазинепрерывных измерений температуры и солености корректировались со значениями, полученными на станциях с помощью калиброванного CTD зонда SeaBird SBE-911.

### Подводные *in-situ* измерения

Дополнительно для анализа вертикального распределения биооптических характеристик использовались результаты измерений на гидрологическом зонде SeaBird SBE-911 с некалиброванным датчиком интенсивности флуоресценции хл-а SeaPoint ( $\Phi_{\text{хл}}$ ) и калиброванным датчиком мутности Seapoint (диапазон измерений 0–2000 FTU, точность  $\pm 2\%$ ), а также использовались данные зонда SeaBird SBE 19-plus с калиброванным флуоресцентным датчиком концентрации хл-а WetLabs WetStar ( $C_{\text{хл}}$ ) и не калиброванным датчиком интенсивности флуоресценции окрашенного растворенного органического вещества (ОРОВ) WetLabs WetStar CDOM ( $\Phi_{\text{ОРОВ}}$ ). В используемых датчиках

интенсивность флуоресценции хл-а и ОРОВ определялась на основе измерений интенсивности флуоресценции на длинах волн 695 и 460 нм при возбуждении излучением светодиодов на длинах волн 460 и 370 нм, соответственно.

Всего было выполнено 40 станций с использованием зонда SBE-911 и на 24 станциях дополнительно использовался зонд SBE-19 plus (приложение 6).

### Спутниковые измерения

Во время судовых работ в Южно-Китайском море наблюдалась частая облачность, что не позволило получить регулярные спутниковые данные прямых измерений гидрооптических характеристик. Поэтому для того, чтобы исследовать пространственно-временное распределение полей биооптических параметров были выбраны «gap-free» данные сервиса NOAA, в котором представлены интерполированные по времени и пространству данные о концентрации хлорофилла, рассчитанные с помощью метода эмпирических ортогональных функций [Liu, Wang, 2019]. Интерполяция производится по объединенным данным сканеров цвета VIIRS, установленных на спутниках SNPP и NOAA-20. В результате получают ежедневные данные с пространственным разрешением 9 км. Относительная ошибка алгоритма восстановления концентрации хл-а составляет около 20%, что соответствует точности работы стандартных спутниковых алгоритмов. Интерполированные данные наилучшим образом соответствуют масштабу выполненного разреза.

Графики и профили распределения параметров морской воды построены с помощью программы Ocean Data View [Schlitzer, 2020].

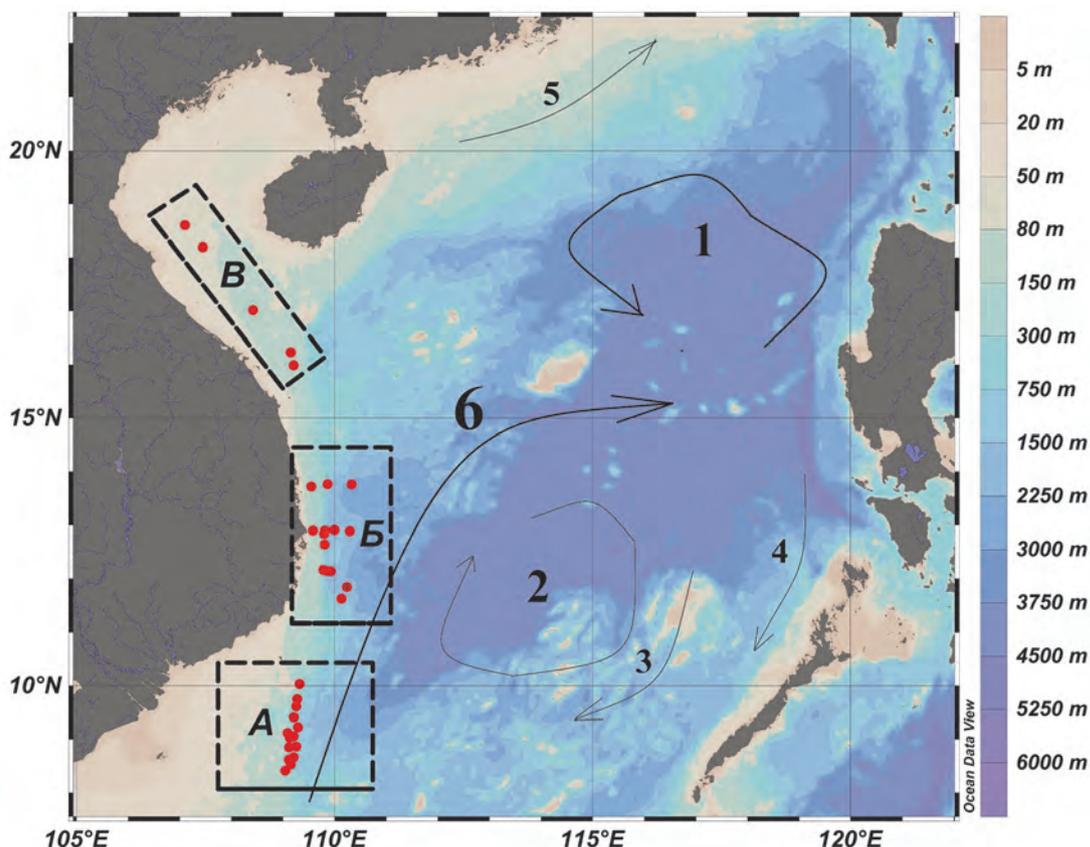
---

## 8.2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКОЙ ВОДЫ В ЮЖНО-КИТАЙСКОМ МОРЕ В ОСЕННИЙ СЕЗОН 2019 г.

---

Для исследования распределения гидрооптических характеристик морской воды в Южно-Китайском море (ЮКМ), акватория, в которой проводились работы, была поделена на 3 части:

южный полигон 8–11° с.ш. 107–111° в.д. (а); центральный полигон 11–15° с.ш. 107–112° в.д. (б); северный полигон 15–19° с.ш. 105–111° в.д. (в) (рис. 8.1).

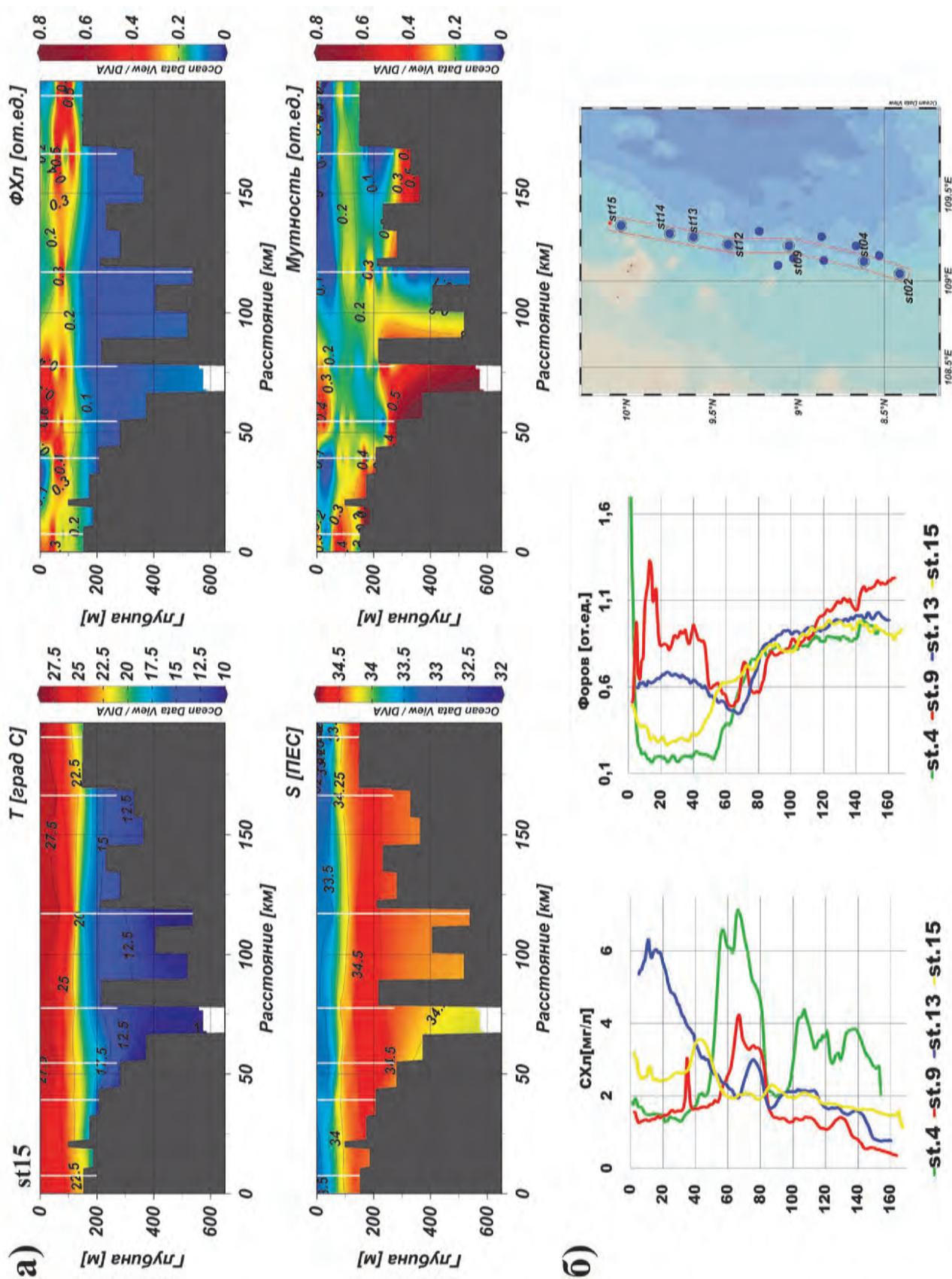


▲ **Рис. 8.1.** Карта исследуемого района с выделенными полигонами. Общая схема циркуляции вод ЮКМ осенью: 1 – циклоническая циркуляция в северной части моря лето-осень; 2 – антициклоническая циркуляция вод лето-осень; 3 – Наньшанское противотечение; 4 – течение вдоль о. Калимантан; 5 – Южно-Китайское теплое течение; 6 – Вьетнамское течение [Власова, 2020а]

На распределение гидрооптических характеристик значимое влияние оказывают речные стоки рек Меконг, Кай и Хонгха (Красная), выносящие большое количество растворенных и взвешенных веществ, что выражается в повышенных спутниковых оценках концентрации хл-а и ОРОВ в зонах действия данных рек. Кроме этого, вдоль берега Вьетнама на шельфе также наблюдаются повышенные содержания оптически-активных компонентов морской воды. Важную роль в распределении гидрооптических характеристик играют динамические явления ЮКМ, такие как течения и мезомасштабные вихри, а также эпизодическое воздействие тропических циклонов и сильные морские шторма.

Вьетнамское (Западное пограничное) – течение на шельфе ЮКМ у побережья Вьетнама. Дальше в море его продолжением является Северное Наньшанское течение. Режим указанного течения во многом определяется сложными синоптическими процессами и явлениями, такими как мус-

соны, пассаты, тайфуны. Во Вьетнамском течении сезонно происходит смена его направления. В зимний период под воздействием северо-восточного муссона формируется циклоническая циркуляция вод, и водные массы переносятся с севера на юг, а летом при юго-западном муссоне формируется антициклоническая циркуляция вод, и перенос вод происходит с юга на север. [Власова и др., 2016]. В последнем случае – это относительно чистые морские воды с пониженным содержанием оптически-активных компонентов (ОАК) в верхнем слое моря, которые поступают с юга на север и создают контраст между повышенными содержаниями ОАК около берега Вьетнама и низкими значениями ОАК в течении. Рассматриваемое течение является асимметричным: зимой оно следует по западной границе шельфа, а летом отрывается от побережья Вьетнама (приблизительно в районе параллели 11° с.ш.) и переходит в Северное Наньшанское течение [Chevey, Carton, 1935]. В ве-



▲ **Рис. 8.2.** Глубинные профили  $T$ ,  $S$ ,  $\Phi_{Хл}$ , мутности по данным с комплекса SBE 911 (а), и профили  $S_{Хл}$  и  $\Phi_{оров}$  с профилографа SBE-19 plus (б), полученные с 9 по 13 ноября 2019 г.

сенний и осенний сезоны происходит перестройка циркуляции вод. [Власова и др., 2016].

В осенний период происходит смена направления муссонных ветров, во время которой течения малоустойчивы. В сентябре в южной и восточной частях моря сохраняется еще летний тип течений, но в северной и западной частях развивается ветер северо-восточного направления, и преобладают относительно устойчивые течения, характерные для зимнего муссона. На западной периферии моря появляется поток южного, юго-восточного направления, имеющий скорости до 30 см/с. Наблюдается усиление вихреобразования в центральной части моря, оказывающего влияние, в том числе, и на распределение гидрооптических характеристик, что может наблюдаться на спутниковых изображениях полей концентрации хл-а. Общая система циркуляции может нарушаться местными сильными ветрами, которые в восточной части моря зачастую являются причиной полного нарушения муссонной схемы поверхностных течений. При прохождении тайфунов могут наблюдаться более значительные дрейфовые (ветровые) течения, чем в обычных условиях [Власова, 2020а]. Эти же процессы могут оказывать влияние на распределение и развитие клеток фитопланктона [Салюк и др., 2014].

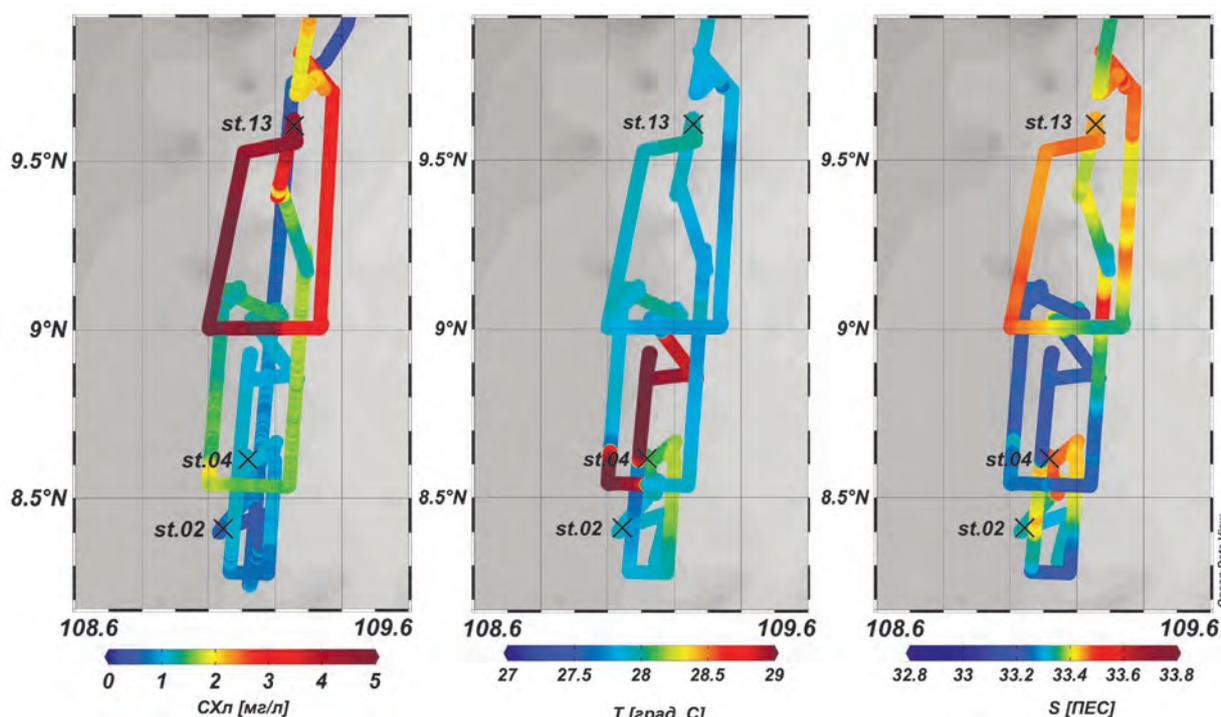
### Распределение оптических характеристик морской воды в южном полигоне

Данный полигон находится в 250 км от дельты реки Меконг, регионе, расположенном в юго-восточной части Вьетнама. Гидрологический режим вод в данном районе определяется его географическим положением, особенностями рельефа дна и влиянием морфоструктур суши в северной части разреза [Мороз, Рудых, 2014].

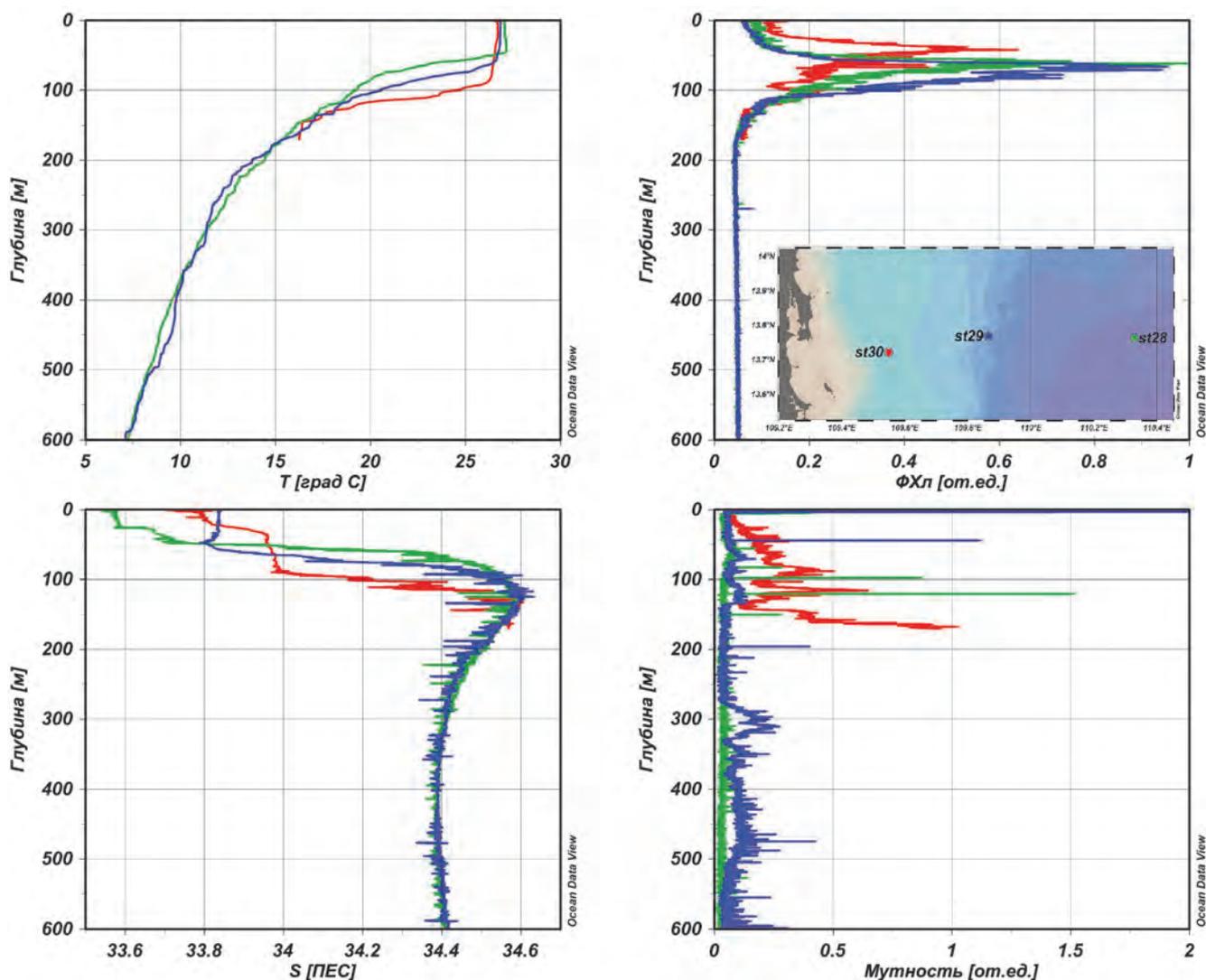
На полигоне выполнено 14 станций (с 09–13 ноября). Представленный на рис. 8.2 разрез включает станции 02, 04, 09, 12–15.

Здесь и далее для каждого из трех исследуемых полигонов представлены глубинные профили гидрологических и гидрооптических параметров:  $T$ ,  $S$ ,  $\Phi_{chl}$  или  $C_{chl}$ , мутность (по данным зондирования профилографами SBE 19 plus и комплексом SBE 911) (см. рис. 8.2).

На большинстве станций наблюдается максимум  $C_{chl}$  на глубине 60–70 м со значениями 0.4–1.2 мкг/л над границей перемешенного слоя. За исключением станции 13, где максимум  $C_{chl}$  приходится на поверхностный слой 10–15 м. Примеча-



▲ **Рис. 8.3.** Пространственные распределения  $C_{chl}$ ,  $T$  и  $S$  морской воды, полученные на ходу судна в южном полигоне с 9 по 13 ноября 2019 г.



▲ **Рис. 8.4.** Вертикальные профили  $T$ ,  $S$ ,  $\Phi_{\text{Хл}}$ , мутности по данным с гидрологического зонда SBE 911 для станций 28–30 за 19 ноября 2019 г.

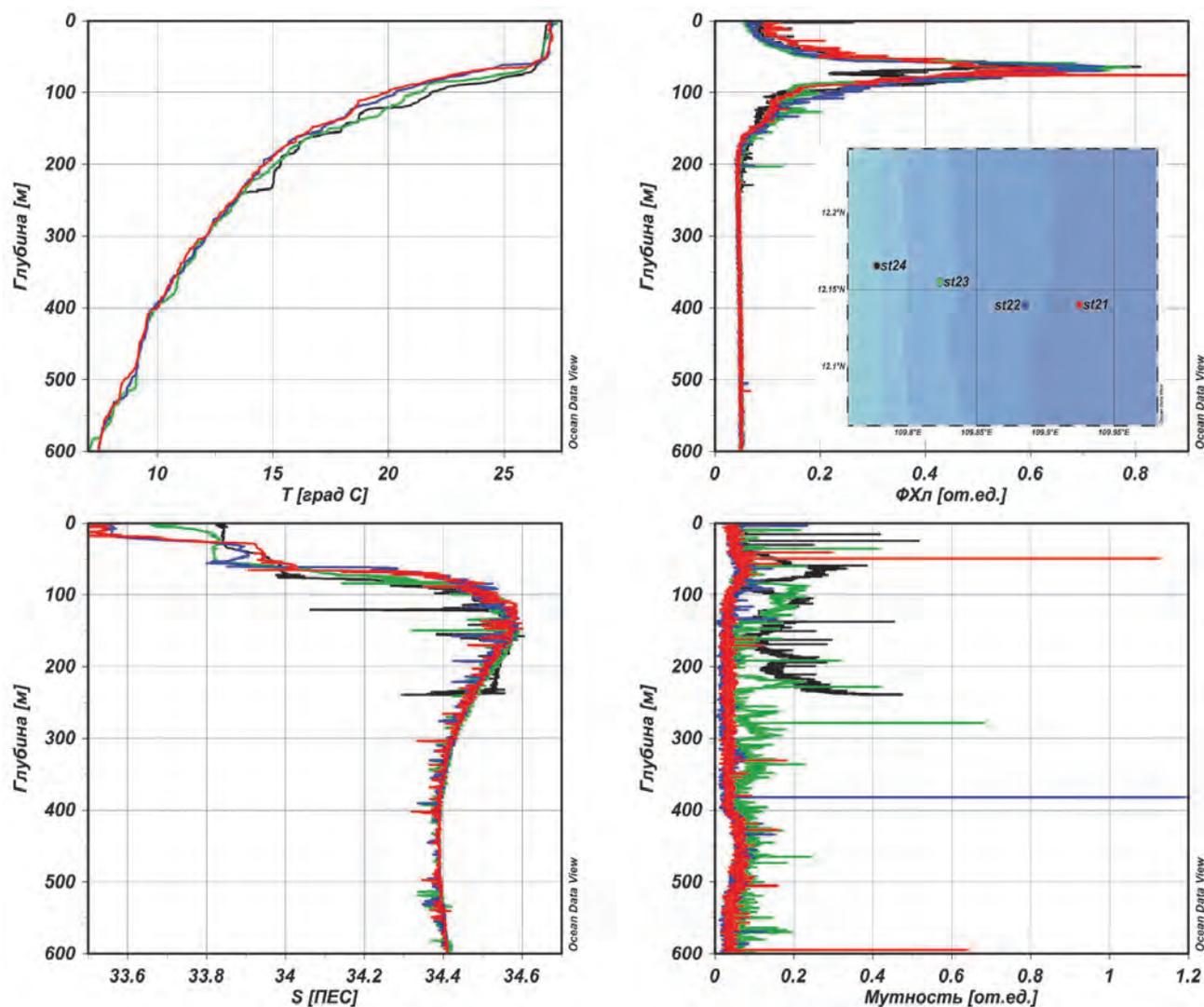
тельно, что на станции 4 происходит скачок  $\Phi_{\text{ОРОВ}}$  и мутности на поверхности, уменьшение солёности, что может говорить о влиянии речных вод до глубины ~20 м (см. рис. 8.2).

Дополнительно на рис. 8.3 показано пространственное распределение  $T$ ,  $S$  и  $C_{\text{Хл}}$ , полученные по данным проточной системы. Видно, что по концентрациям хл-а наблюдается два типа треков: с пониженными концентрациями около 0–0.4 мкг/л и повышенными около 0.8–1.2 мкг/л, что близко к значениям, зафиксированным в слое максимума хл-а. Это может быть вызвано тем, что интервал измерений между данными треками около 3–4 дней, что связано с сильным штормом, наблюдавшемся в регионе, из-за которого были прерваны судовые исследования. Таким образом, разница в значениях

концентраций хл-а может быть обусловлена влиянием сильного перемешивания. Штормовая погода была вызвана прохождением тропического циклона NAKRI 9–11 ноября 2019 г. Такие возмущения могут оставаться на протяжении от нескольких дней до недель.

### Распределение оптических характеристик морской воды в центральном полигоне

Центральный полигон располагался в районе провинции Кханьхоа. Главной водной артерией этой местности является река Кай. Сток данной реки, вызванный бурной антропогенной деятель-



▲ **Рис. 8.5.** Вертикальные профили  $T$ ,  $S$ ,  $\Phi_{\text{Хл}}$ , мутности по данным с гидрологического зонда SBE 911 для станций 21–24 за 17 ноября 2019 г.

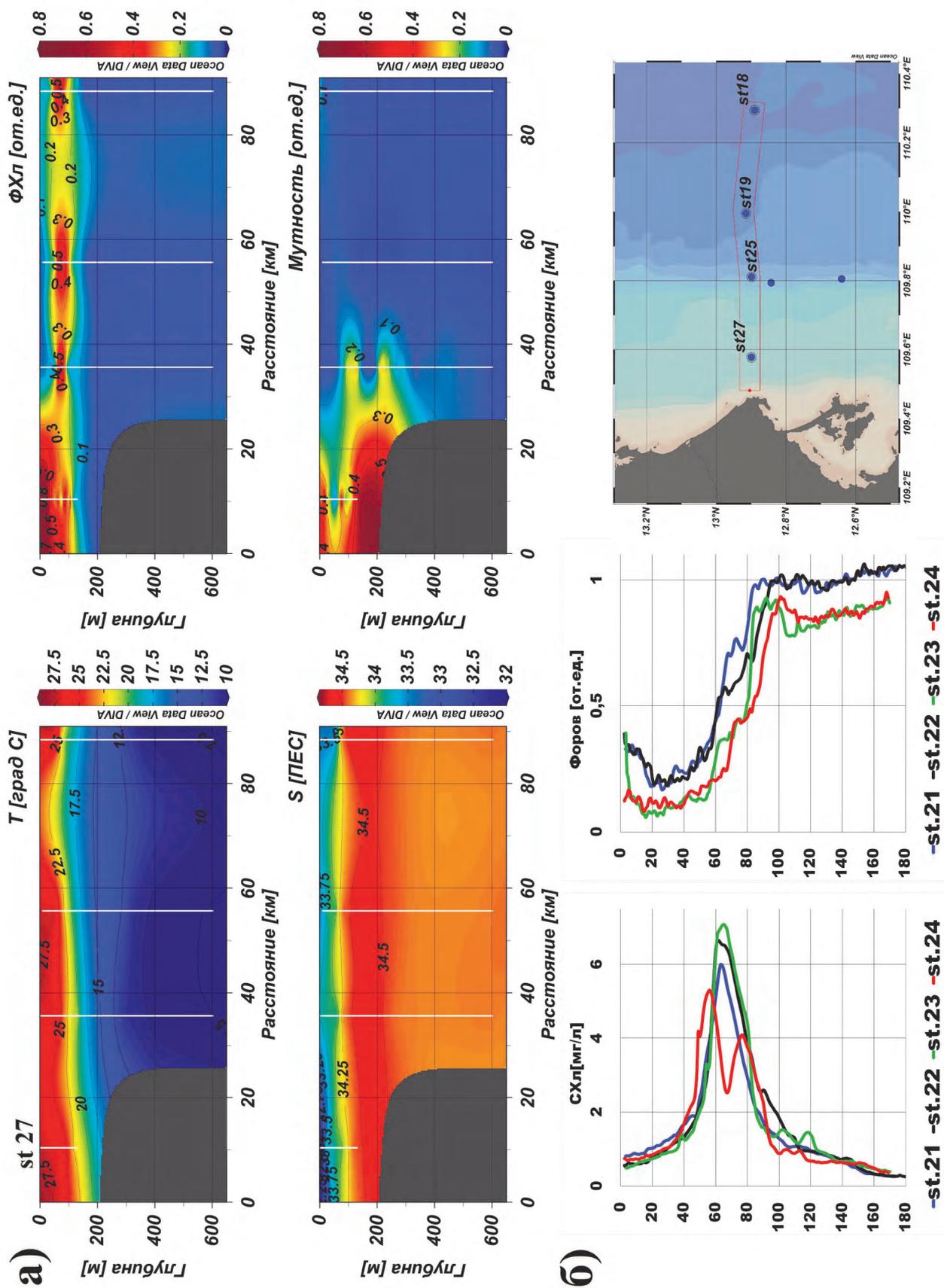
ностью: бытовые и коммунальные стоки, а также смывы с городских территорий во время ливневых дождей, влияет на химический состав вод соседних районов [Лобус и др, 2011].

На рис. 8.4, 8.5 и 8.6 показаны вертикальные профили гидрологических и гидрооптических характеристик, выполненные на двух долготных разрезах с переходом от глубоководного к шельфовому району. Придонный слой выражен отсутствием изменчивости гидрологических параметров.

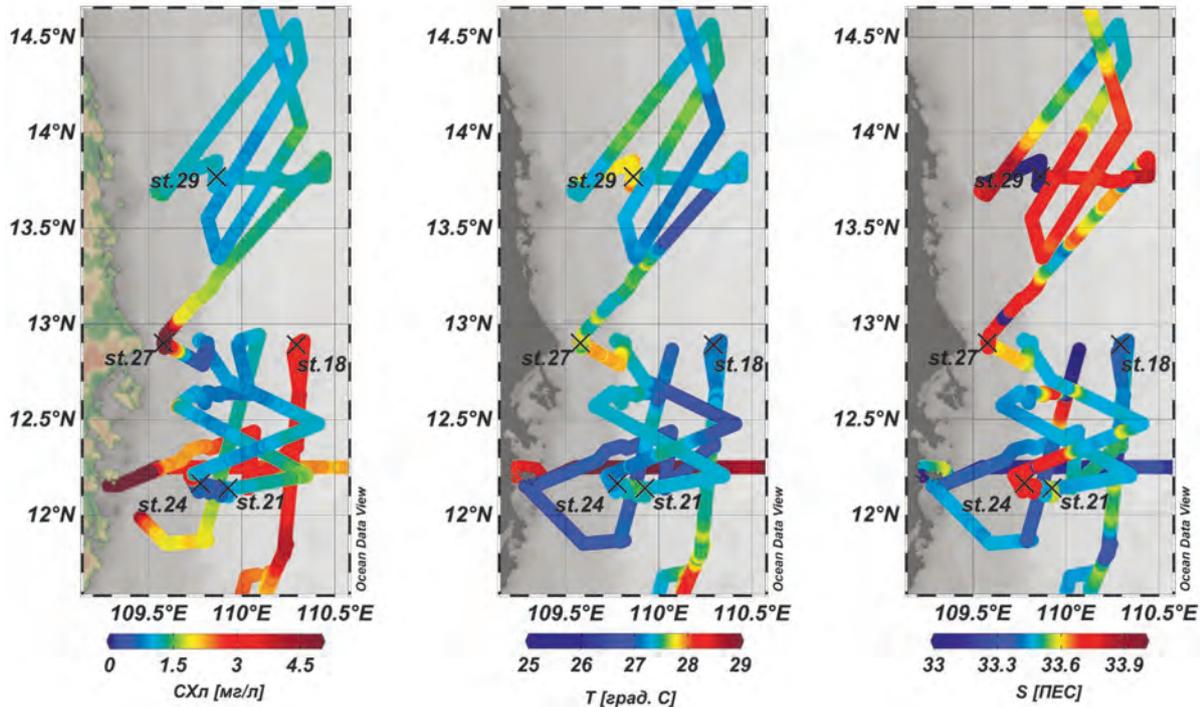
Распределение мутности и  $\Phi_{\text{Хл}}$  на профилях хорошо согласуется со структурой других океанографических параметров. Слой максимума фитопланктона находился на глубине 60–80 м на скачке плотности, кроме станции 30, которая наиболее

близко расположена к берегу, где слой максимума фитопланктона поднят до глубин 40–60 м, и станции 27, где высокие значения  $\Phi_{\text{Хл}}$  наблюдаются также около поверхности (см. рис. 8.6). На станции 27, кроме повышения содержания хл-а около поверхности наблюдаются повышенные значения мутности и пониженные значения солёности, что может говорить о влиянии речного стока.

Кроме этого, можно отметить повышенные значения мутности морской воды около дна на шельфовых станциях 30 и 24. Также обращают на себя внимание повышенные значения мутности в слое около 220 м на станции 23, что может быть связано с горизонтальным распространением придонных шельфовых вод в открытую часть моря. Этот же процесс показан на рис. 8.6.



▲ Рис. 8.6. Глубинные профили  $T$ ,  $S$ ,  $\Phi_{Хл}$ , мутности по данным с комплекса SBE 911 (а), и профили  $S_{Хл}$  и  $\Phi_{орб}$  с профилографа SBE-19 plus (б), полученные с 17 ноября 2019 г.



▲ **Рис. 8.7.** Пространственные распределения  $C_{chl}$ ,  $T$ , и  $S$  морской воды, полученные на ходу судна в центральном полигоне с 14 по 19 ноября 2019 г.

На рис. 8.7 показаны судовые измерения в точной системе для рассматриваемого полигона, которые выполнены с 14 по 19 ноября 2019 г. после прохождения тропического циклона NAKRI (10–11 ноября). Циклон повлиял на повышение  $C_{chl}$  в верхнем слое моря в районе ст. 18 (14 ноября) до значений около 1 мкг/л. Дальнейшее уменьшение значений  $C_{chl}$  в данном районе к 18 ноября может быть связано с опусканием клеток фитопланктона в более глубокие слои.

Также можно отметить повышенные значения концентрации хл-а около берега, которые могут быть обусловлены как развитием клеток фитопланктона в прибрежных районах, так и инструментальным фактором, связанным с влиянием ОРОВ на флуоресцентные измерения концентрации хл-а с помощью использованного прибора Turner [Захарков и др., 2016].

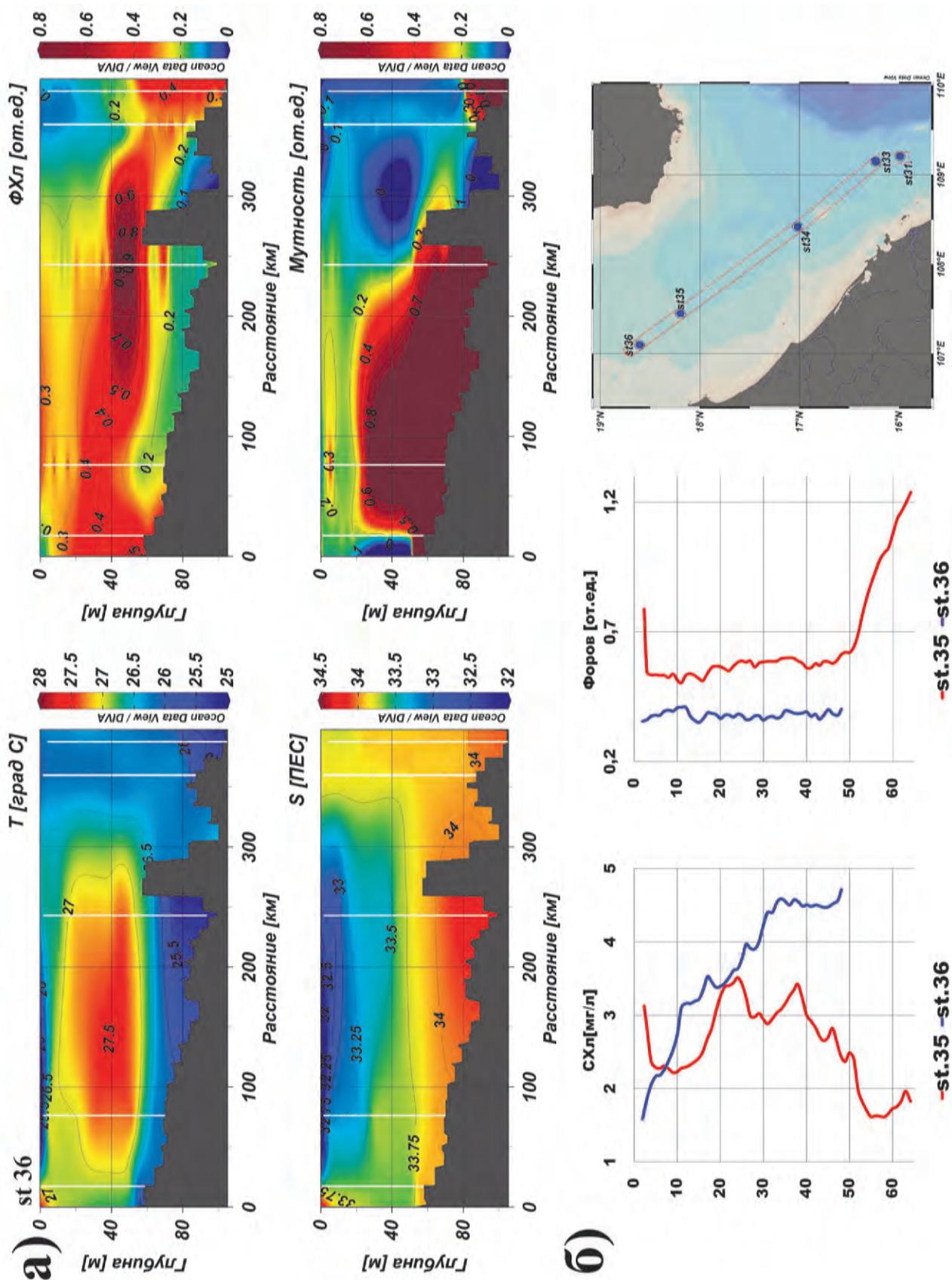
### Распределение оптических характеристик морской воды в северном полигоне

Северный полигон – Залив Бакбо (Тонкинский). Это полузакрытый залив, расположенный в северо-

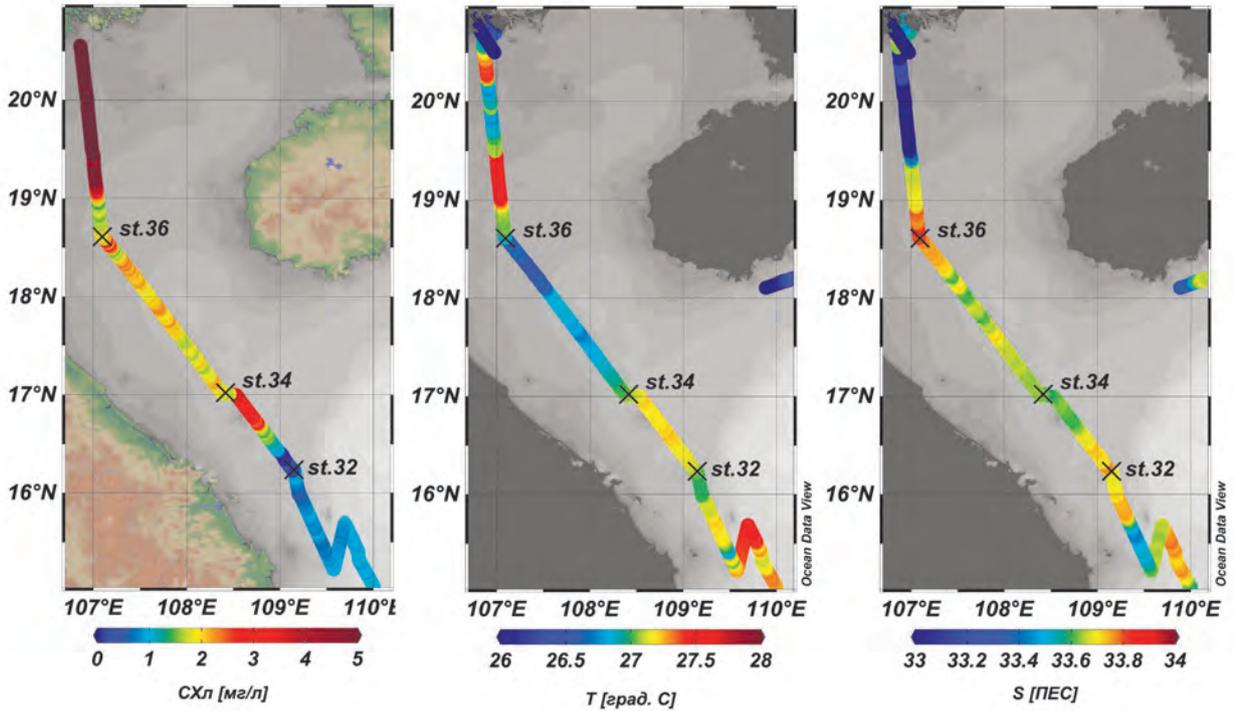
западной части Южно-Китайского моря. В залив впадает река Красная и несколько небольших рек вдоль северной и западной прибрежной зоны. Река Красная является основным речным каналом. [Tang et al., 2003].

Температура воды на поверхности в Тонкинском заливе от 18 °С в феврале (выше температуры воздуха на 2–3 °С) до 28 °С в августе (близкая к температуре воздуха). Средняя соленость воды в заливе в поверхностном слое составляет зимой ~34.5‰, летом под действием притока речных вод она понижается до 30.5–31‰ [Исупова, Михайлов, 2011].

В данном районе были выявлены структуры, характеризующиеся минимумами солености и максимумами  $T$  и  $C_{chl}$  с повышенными значениями мутности, что может быть связано с областями выхода вод реки Красной (рис. 8.8, 8.9). Растворенное и взвешенное органическое вещество, попадающее в море с речным стоком, оказывает большое влияние на распределение гидрооптических параметров морской воды в прибрежной части. Кроме этого, в данном районе могут наблюдаться выходы подземных вод, в которых не должно быть повышенных значений  $\Phi_{ОРОВ}$  [Завьялов и др., 2010], см. рис. 8.8.

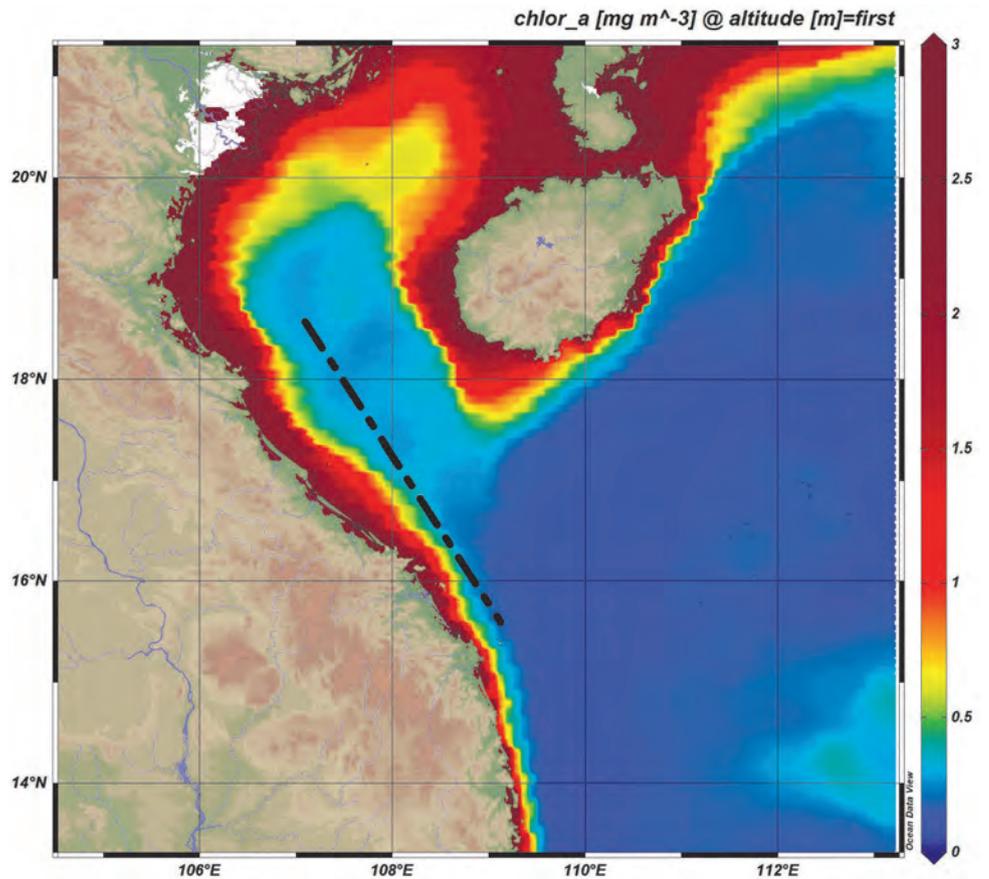


▲ **Рис. 8.8.** Глубинные профили Т, S, Ф<sub>Хл</sub>, мутности по данным с комплекса комплексов SBE-19 plus (б), 22–23 ноября 2019 г.



▲ **Рис. 8.9.** Пространственные распределения  $C_{chl}$ ,  $T$  и  $S$  морской воды, полученные на ходу судна в северном полигоне 22–23 ноября 2019 г.

► **Рис. 8.10.** Спутниковые изображения  $C_{chl}$  в северном полигоне 22 ноября 2019 г. Черной линией указано расположение разреза



Дополнительного на рис. 8.10 представлено спутниковое изображение концентрации хл-а, полученное за 22 ноября 2019 г. Видно, что высокие концентрации пигмента в Тонкинском заливе располагаются вдоль континентального шельфа. Наблюдаемые высокие уровни  $C_{\text{хл}}$  во многом связаны с выходом вод реки Красная, которые расположены на северо-востоке залива. Сезонно меняющийся муссонный ветер играет важную роль в гидрологических характеристиках и общей циркуляции в изучаемом регионе.

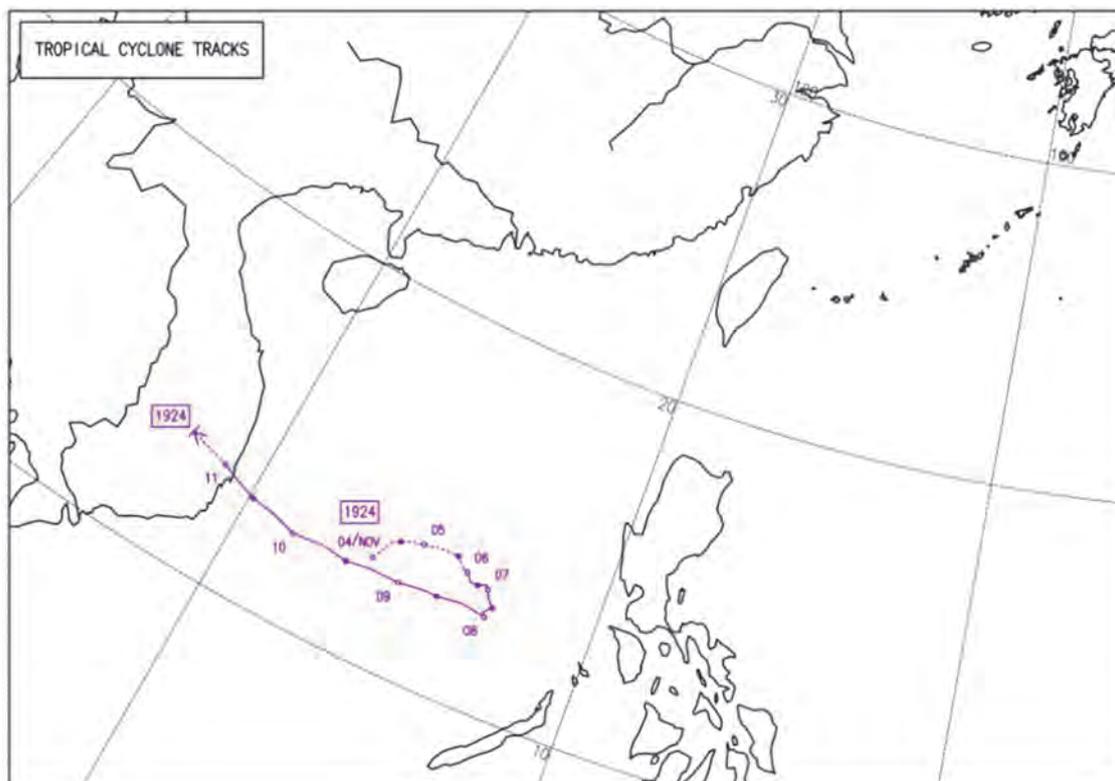
### Анализ влияния тропического циклона на гидрооптические характеристики центральной части Южно-Китайского моря в ноябре 2019 г.

Судовые работы в первой половине ноября совпали с прохождением тропического циклона ВАО SO-6 (по Вьетнамской классификации), NAKRI (по международной классификации) в центральной части ЮКМ, траектория которого пред-

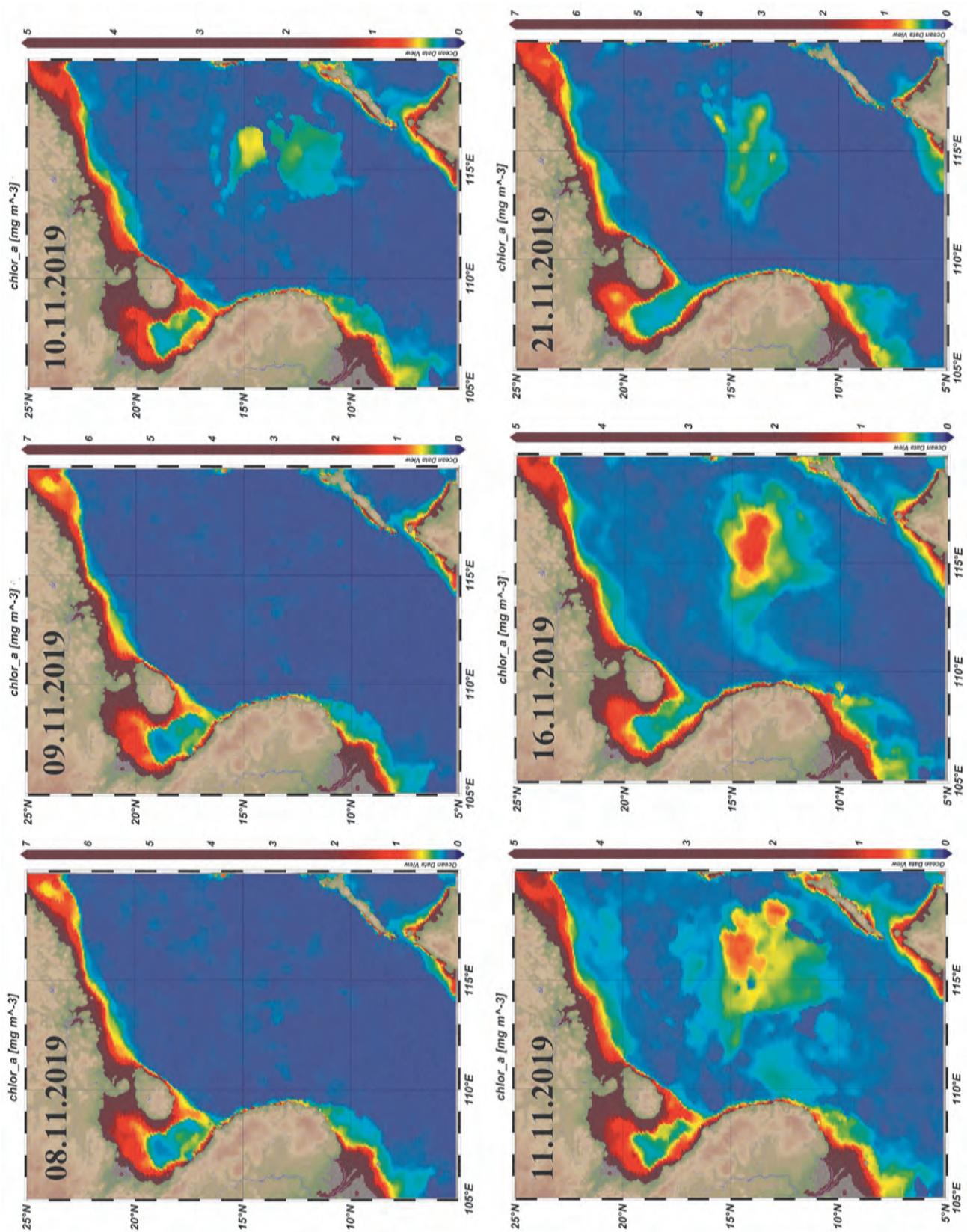
ставлена на рис. 8.11. В связи с образованием штормовой погоды измерения на разрезах прерывались и разница между значениями концентрации хл-а на треках, выполненных по одним и тем же координатам, но с интервалом в несколько дней (см. рис. 8.3, 8.7), может быть связана с воздействием данного тропического циклона.

Тропические циклоны приводят к интенсивному перемешиванию верхнего слоя морской воды, что ведет к подъему питательных веществ и клеток фитопланктона ближе к поверхности. Это в свою очередь может стимулировать дальнейший рост клеток фитопланктона, которые находятся в более благоприятных световых и питательных условиях [Салюк и др., 2014].

На рис. 8.12 показана серия спутниковых изображений концентрации хл-а с 8 по 21 ноября 2019 г. Видно, что после прохождения тропического циклона появляется пятно повышенных концентраций в центральной части ЮКМ, которые растут примерно в течение недели до 16 ноября, далее значения начинают уменьшаться. Первый рост спутниковых оценок концентраций хл-а, зарегистрированный 10 ноября, может быть связан толь-



▲ Рис. 8.11. Траектория тропического циклона ВАО SO-6 NAKRI, проходящего во время судовых работ в центральном районе ЮКМ, в первой половине ноября 2019 г., по данным Japan Meteorological Agency



▲ **Рис. 8.12.** Спутниковые изображения  $S_{\text{chl}}$  в период прохождения тропического циклона в центральной части Южно-Китайского моря в ноябре 2019 г.

ко с поднятием клеток фитопланктона к поверхности и более сильным влиянием на цвет моря, регистрируемый со спутника. Дальнейший рост значений уже связан с дополнительным развитием клеток фитопланктона за счет улучшения световых и питательных условий. Спад после 16 ноября вызван опусканием клеток фитопланктона в более глубокие слои. Полученные результаты согласуются с оценками, полученными в работе [Са-

люк и др., 2014.] в целом для северо-западной части Тихого океана.

Также обращает на себя внимание повышение концентраций хл-а в районе южного и центрального полигонов (см. рис. 8.3 и 8.7), что соответствует результатам проточных измерений. Кроме этого, видны проявления Вьетнамского течения и антициклонической циркуляции в полях концентрации хл-а с 10 по 21 ноября 2019 г.

---

### 8.3. ВЫВОДЫ

---

По результатам проведенных гидрооптических исследований видно, что рассмотренные районы включают в себя воды с различными гидрооптическими характеристиками, определяемыми воздействием речного стока, влиянием шельфа, развитием клеток фитопланктона. Пространственное и вертикальное распределение во многом определяется стандартной циркуляцией вод региона и влиянием тропических циклонов. Наиболее вероятная глубина залегания клеток фитопланктона в ноябре месяце – около 60–80 м, под перемешанным слоем морской воды, где значения концентрации хл-а около 1 мкг/л. На поверхности значения концентрации хл-а в основном попадают в диапазон 0.1–0.3 мкг/л. В прибрежных районах слой с фитопланктоном наблюдается на глубинах 40–60 м, или около поверхности в случае воздействия речного стока, а под влиянием тропических циклонов может подниматься до 15–20 м. Во всех этих случаях поверхностные концентрации хл-а могут возрастать до значений около 1 мкг/л.

В период проведения исследований в ноябре 2019 г. обнаружено воздействие тропического циклона ВАО SO-6 NAKRI на распределение концентрации хл-а в верхнем слое моря. В первые дни видимые концентрации хл-а со спутника возросли с 0.1–0.2 мкг/л до 0.4 мкг/л за счет поднятия клеток фитопланктона к поверхности, и в дальнейшем произошел рост количества клеток фитопланктона до значений концентрации хл-а 1.1–1.3 мкг/л за счет улучшения световых и питательных условий развития клеток. Далее значения концентрации хл-а стали уменьшаться в связи с заглублением фитопланктона.

Важным является продолжение подобных исследований и их реализация на регулярной основе, чтобы изучать синоптические, сезонные, декадные и климатические изменения в содержании оптически-активных компонентов морской воды в регионе, а также анализировать воздействие экстремальных погодных явлений, таких как тропические циклоны и сильные шторма.

---

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

Монография подводит итог десятилетнего (2010–2020 гг.) цикла комплексных Российско-Вьетнамских геолого-геофизических морских и полевых исследований по ряду актуальных направлений, который завершился проведением крупной совместной экспедиции в 88 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев».

Теоретическое обобщение приведенных результатов указывает на исключительную сложность геологического строения и эволюции Южно-Китайского моря (ЮКМ) и его обрамления. В частности, несмотря на ряд общих черт в истории геологического развития, каждый кайнозойский осадочный бассейн привьетнамского континентального шельфа и склона имеет свои особенности эволюции. Эти особенности определили характерные черты геофизических и геохимических полей, вещественного состава донных отложений: их литологические, минералогические, газогеохимические, микробиологические, палеоэкологические и другие факторы. Бассейны сильно различаются в зависимости от географического положения и геолого-тектонического строения, но каждый обладает значительным потенциалом минеральных ресурсов.

Важные результаты получены авторами в области комплексных геофизических исследований. Структурно-плотностным моделированием изучено глубинное строение зоны перехода от п-ова Индокитай к глубоководной части Южно-Китайского моря и его юго-восточному обрамлению. Исследована зона трансформации земной коры, смена ее типов при переходе от континентального шельфа к глубоководной котловине, представленной рифтогенной структурой, где установлена базификация фундамента, как следствие протекавшего здесь спредингового процесса на завершающей стадии рифтогенеза. В зонах проникновения базитового вещества плотностные характеристики увеличиваются до  $2.55(2.6)–2.75 \text{ г/см}^3$  – в переходном слое и до  $2.65–2.75 \text{ г/см}^3$  – в гранитном. Модели-

рование выявило, что «базификация» происходила преимущественно к юго-востоку от осевой части рифта, затрагивая северо-западный склон подводных гор Наньша. В пределах глубоководной котловины выявлена структура, предположительно подводный вулкан, погребенный под толщей осадочного чехла.

На основании проведенных исследований сделан вывод, что формирование континентального склона сопровождалось активными вулканотектоническими процессами, о чем свидетельствует наличие блоковых выступов в фундаменте на сочленении структур, формирующих юго-восточный континентальный склон Вьетнама и глубоководную котловину. В настоящее время блоковые выступы фундамента скрыты мощным осадочным чехлом, образованным в результате сноса терригенного материала с суши, который накапливался в прогибах и депрессиях шельфа и глубоководной зоны. Блоковое строение фундамента может предопределять особенности структуры, формационного состава и нефтегазоносности шельфово-склоновых бассейнов привьетнамской части подводной континентальной окраины.

Некоторые морфоструктуры района исследований могли быть подвержены сильному влиянию деструктивных процессов, протекавших во время формирования глубоководной части Южно-Китайского моря. На примере плато Най показано, что эта структура находится на сильно редуцированной континентальной коре.

Выявлено, что территория Северного Вьетнама расположена на пересечениях взаимно ортогональных сверхглубинных разломных систем северо-восточного и северо-западного направления. В геоэлектрическом отношении эти системы представлены вертикальными высокоомными нарушениями, разделяющими электропроводящую астеносферу низкоомными пластинами в зонах разломов, пронизывающими всю литосферу и обеспечивающими связь проводящей астеносферы с оса-

дочной толщей. Флюидонасыщенные литосферные разломы, выходящие в основание осадочной толщи, могут контролировать расположение залежей рудных и нефтегазовых месторождений.

Предложен метод надежного разделения локальных и региональных магнитотеллурических эффектов, особенно перспективных для исследований разрывных флюидонасыщенных нарушений. Совместное изучение геоэлектрических и газогеохимических параметров, перекрывающих эти нарушения кайнозойских отложений, сопровождаемое анализом аномалий геопотенциальных полей, может стать основой для разработки новых направлений продолжения нефтегазопоисковых работ на шельфе региона. Так, согласно изотопно-газогеохимическим данным, в районах исследований уверенно установлены углеводородные газы метаморфогенного, термогенного и микробиального генезисов, в том числе на островах Тонкинско-го залива. Выявлены газогеохимические признаки проникновения глубинного флюида по разломным зонам. Показана высокая перспективность глубинных проницаемых литосферных систем в свете прогноза региональной нефтегазоносности и рудоносности Вьетнама и его акваторий.

На основе петролого-геохимических данных изучены особенности раскрытия Южно-Китайского моря, которое сопровождалось магматической активностью с формированием син-спрединговых базальтов. Выявлено, что син-спрединговые базальты ЮКМ геохимически истощены, имеют схожий состав с нормальными базальтами срединно-океанических хребтов и значительно отличаются от типичных внутриплитных базальтов. Постспрединговые извержения вулканов в регионе Южно-Китайского моря (<16–0 млн лет) широко распространены на шельфе и в прибрежных континентальных районах Вьетнама. Изотопный состав регионально распространенных базальтов характеризует влияние как обедненной, так и обогащенной мантии, что отражает комплексный процесс их формирования.

Образование Южно-Китайского моря, как и других окраинных морей в западной части Тихого океана, и связанный с этими процессами магматизм, возможно, являются одним из последствий динамики мантийных потоков, движущихся на восток от континента к Тихому океану.

Осадочный разрез, изученный в ходе 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев», представлен в основном нестратифицированными голоцен-верхнеплейстоценовыми преимущественно терриген-

ными отложениями, которые можно разделить на три группы. К первой группе отнесены однородные пелитовые осадки оливкового цвета с проявлениями постседиментационных преобразований и точечными вкраплениями гидротроилита; ко второй – пластичные пелитовые илы оливкового цвета, которые сменяются к низу кернов более плотными илами зеленовато-серой и темно-серой окраски, при этом осадки в нижних частях кернов могут быть отнесены к плейстоцену. В третьей группе осадки характеризуются наличием песчаных прослоев, которые указывают на нарушение нормальной седиментации турбидитовыми потоками, отмечены следы оползания и смятия слоев. На внешнем шельфе обнаружены реликтовые аллювиальные пески времени последней регрессии. Полученные данные позволяют сделать заключение, что в исследуемых районах за период голоцена и позднего вюрма седиментация была обусловлена преимущественно поставкой терригенного материала с суши и контролировалась климатическими изменениями и связанными с ними гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря.

В целом, в осадочных отложениях зафиксированы особенности седиментологических процессов и явлений, в кернах осадков обнаружено свидетельство наличия гипоксидной обстановки на континентальном склоне Центрального Вьетнама, раскрыты новые особенности палеогеографии шельфа и склона СРВ (например, в Тонкинском заливе обнаружены латеритные осадки древнего берега), составлен фотокаталог и описание кернов осадков (приложение 5).

Палеоэкологический анализ на примере планктонных и бентосных фораминифер показал сложность интерпретации и использования традиционных методов применительно к голоценовой и позднеледниковой фауне Южно-Китайского моря. Состав такой фауны в поверхностных осадках шельфа часто не отражает современный облик биоценоза, а содержит аллохтонные таксоны за счет перемыва древних осадков плейстоцена и сноса с мелководий. Для продолжения исследований будут использованы методы изотопного датирования. Получен ценный материал для проведения дальнейших палеоэкологических и палеоокеанологических исследований.

В осадочных отложениях современными методами изучено распространение многих химических элементов, включая тяжелые металлы, в поверхностных отложениях привьетнамского шельфа и склона. Полученные результаты сопоставимы с

опубликованными данными, при этом обнаружены повышенные содержания некоторых элементов. Установлено, что Ni, Cu, Zn, As, Cr и Pb ( $EF < 2$ ) в основном происходят из природных источников. В районе бассейна Намконсон, возможно, кадмий имеет естественное происхождение, но это не исключает привнос из реки Меконг во время экстремальных паводков, вызванных тайфунами. В осадках бухты Халонг (Тонкинский залив) повышенные содержания кадмия связаны как с природными, так и антропогенными факторами.

Авторами обнаружены новые особенности формирования и распределения аутигенных минералов в донных отложениях Южно-Китайского моря. Выявлено, что крупные размеры сульфидных агрегатов могут быть связаны с интенсивным проявлением сульфатредуцирующих микробных процессов. Вероятно, в геологическом прошлом в пределах осадочного бассейна Фухань были зоны сероводородного заражения, а высокое содержание сульфидов по длине колонок осадков может говорить о влиянии тектонически активной зоны и поствулканической деятельности. На формирование сульфидной минерализации оказали влияние как биогенные, так и абиогенные факторы. Впервые получены изотопные соотношения серы с положительной меткой для бассейна Фухань, которые указывают на абиогенную природу сульфидов. Для некоторых участков характерны гетерогенные процессы, в которых принимают участие газы мантийных и диагенетических источников совместно с сульфатредуцентами. Конкреции пирита и его изотопные метки в зонах газовых аномалий с определенными сочетаниями сообществ метанотрофов, сульфатредукторов и нефтеокисляющих бактерий можно считать индикаторами нефтегазоносности.

Морские отложения юго-западного суббассейна Южно-Китайского моря представляют собой гетерогенные осадки. Разница между прибрежными и морскими отложениями заключается в источнике и среде накопления. Скорость накопления континентальных отложений в глубоководных районах исследований в целом невысока, в основном они состоят из выветренных отложений пород, обломков раковин и минералов, образовавшихся, в том числе, в результате химических реакций в морской среде. Результаты анализа химического состава проб донных осадков отразили довольно песстрые особенности формирования голоценовых отложений. Существенный вклад в процессы седиментогенеза внесли минералы, образованные

в ходе выветривания и последующего их сноса и отложения.

Геохимическими исследованиями в Тонкинском заливе установлены корреляционные связи редкоземельных элементов с элементами, связанными с органическим веществом ( $C_{org}$ , Ca, P, Ba). Выявлено, что биогенный фактор играет второстепенную роль в накоплении РЗЭ в осадках Тонкинского залива. Отмечается преобладание группы легких редкоземельных элементов над тяжелыми, все образцы обогащены средними лантаноидами, что связано с более высокими скоростями миграции для растворимых комплексных соединений ТРЗЭ по сравнению с таковыми для ЛРЗЭ. Основываясь на геохимических данных, сделан вывод, что в Тонкинском заливе существует эффективная низкопроницаемая покровная крышка, которая нарушается в зонах разломов. В ходе литологических исследований в этом заливе по гранулометрическому составу установлено 5 типов осадочных отложений. Выявлены закономерности их распространения в связи с геологическим строением, источниками сноса и процессами седиментогенеза. Исследованы взаимосвязи формирования минерального и гранулометрического состава донных отложений.

Впервые на основе комплексных исследований описаны газогеохимические поля природных газов в осадочных отложениях вдоль привьетнамского континентального шельфа, склона и глубоководной части Южно-Китайского моря. Выявлены закономерности пространственного распределения и генезисные особенности природных газов в трёх осадочных бассейнах: осадочный бассейн Красной реки и прилегающие районы, осадочный бассейн Фухань и осадочный бассейн Намконсон.

Полученные данные о распределении газогеохимических полей в водной толще исследуемых районов в целом коррелируют с аномалиями в донных осадках. Доминирующим фактором возникновения придонных газогеохимических аномалий метана являются подводные геологические источники. Существенное влияние на распределение газогеохимических полей оказывают гидрологические и гидрометеорологические факторы, которые контролируют активность газообмена на границе «вода–атмосфера» и миграцию газа между водными массами различного происхождения. Выявлены районы с эмиссией метана разной интенсивности из толщи вод в атмосферу.

Следует отметить, что по сравнению с Японским и Охотским морями зоны активной дегазации дна на привьетнамском шельфе и склоне име-

ют более локальный, сосредоточенный характер распространения, тем не менее, интенсивность газогеохимических аномалий в них сопоставима с аномалиями в этих дальневосточных морях. Например, в толще вод юго-восточного континентального шельфа и склона Вьетнама впервые найдены аномальные поля метана (до 4000 нл/л), которые аналогичны по уровню концентраций аномалиям метана на нефтегазоносном шельфе и газогидратоносном склоне о-ва Сахалин. Геомикробиологические и газогеохимические исследования позволяют заключить, что аспекты нефтегазоносности западной части Южно-Китайского моря еще далеко не раскрыты.

В южной, привьетнамской части моря, в газе осадков с помощью метода вакуумной дегазации обнаружены высокие концентрации метана, которые превышают фоновые в 10–100 раз, что отражает повышенное насыщение метаном верхних слоев донных осадков.

В результате выполненных авторами монографии исследований впервые выделены в изученном регионе 3 газогеохимических провинции: Северная, Центральная и Южная. Провинции отличаются друг от друга геологическим строением, комплексом изотопно-газогеохимических индикаторов и перспективами нефтегазоносности с различными механизмами генерации, накопления и миграции газов и флюидов.

В приводной атмосфере трех районов (район бассейна Намконсон, район бассейна Фухань и район бассейна Красной реки) было отмечено значительное варьирование значений содержания углекислого газа и метана. Выявлены эффекты повышения содержания в приводной атмосфере  $\text{CO}_2$ . Содержание  $\text{CH}_4$  в большинстве районов за ноябрь 2019 г. позволило отнести их к районам с повышенными значениями атмосферного поля метана. На примере бассейна Намконсон выявлено, что метод газогеохимической атмосферной съемки лазерными газоанализаторами высоко перспективен для поисков и исследования нефтегазоносных районов. Полученные результаты являются важным вкладом для сравнительных исследований по проекту «Дальневосточный морской карбоновый полигон».

Изучение эмиссии атомарной ртути показало, что в районе привьетнамской части подводной континентальной окраины она была в 1.5 раза выше, чем измеренная таким же методом в Японском и Охотском морях в этом же сезоне 2019 г. Высокая изменчивость потока ртути от равновесия и слабой

эмиссии до потоков очень высокой интенсивности в исследованном районе зависит от источника ртути и характеристик поверхности моря. В целом все содержания ртути не превышали предельно допустимых концентраций.

Выявлено сложное тектоническое строение осадочного бассейна Фухань, а также намечены литологические, геохимические и микробиологические признаки нефтегазоносности его глубоководной части.

В южной части моря обнаружен разлом, по которому к поверхности дна мигрируют метан и сероводород, что для Южно-Китайского моря является довольно редким явлением в отличие, например, от дальневосточных морей РФ. В бассейнах Фухань и Намконсон выявлены зоны с проявлениями сероводорода, а у подножия континентального склона в бассейне Фухань – зоны палеогипоксии и сульфидной минерализации, связанной с сероводородными проявлениями. Сероводород был также зафиксирован на некоторых станциях в бассейне Красной реки.

В бассейне Намконсон проявления сероводорода зафиксированы вдоль разломной зоны, контролирующей бровку шельфа. С проявлениями сероводорода ассоциированы аномалии метана. В пределах зоны динамического влияния разлома обнаружены также железистые образования, которые содержат полезные элементы (рубидий и др.). Вдоль разлома, возможно, существует новая перспективная малоглубинная зона для поисков скопелений железомарганцевых корок с содержанием железа до 95%.

Проанализированы полученные в рейсе данные о химическом составе глубоководных мелкодисперсных карбонатных осадков, которые позиционируются авторами как новый минеральный ресурс Южно-Китайского моря, прогнозируемый для освоения в качестве источника пелоидов (осадочные отложения, имеющие полезные свойства по аналогии с лечебными грязями). Выявлены обоснованные анализами предпосылки широкого распространения пелоидоподобных толщ осадков в глубоководных районах привьетнамской акватории. Для дальнейших исследований возможных полезных свойств этого ресурса в настоящее время выполняется специальный научный проект в Институте геологических исследований ВАНТ.

Южно-Китайское море является важной областью для изучения взаимодействия «океан–атмосфера». В экспедиции был получен ценный массив данных по распределению в толще вод температу-

ры, солености, мутности, кислорода, концентрации хлорофилла-а и растворенного органического вещества. Анализ гидрологической структуры вод привьетнамского шельфа и склона в осенне-зимний период дает возможность исследовать также сезонное влияние стока крупных рек Вьетнама (р. Красной, Меконг, Кай).

Вариабельность характеристик перемешанного слоя является важным индикатором климатической изменчивости, предоставляя большой объем информации, необходимой для изучения взаимодействия океана и атмосферы. Собранный в ходе экспедиции массив данных (приложение 7) может быть использован для моделирования изменчивости климата океана, как информация о пространственно-временной вариабельности перемешанного слоя, пространственного распределения гидрологических и гидрохимических процессов.

Гидроакустическое зондирование на основе обратного рассеяния звука позволило исследовать тонкую структуру морской среды Южно-Китайского моря и ее изменчивость, а также провести оценки распределения биомассы на протяженных трассах. Показано резкое увеличение концентрации планктона в северной части Южно-Китайского моря и вблизи побережья Вьетнама, при этом в верхнем деятельном слое моря наблюдаются типичные суточные вариации концентрации. Кроме того, участие планктона в волновом движении в толще морской среды позволяет получить параметры внутренних волн – спектр и распределение по амплитудам.

Впервые получены оценки пространственного распределения температуры, солености и концентрации хлорофилла-а с помощью проточной системы, используемой по ходу движения судна (приложение 7). Это дает возможность изучать синоптические, сезонные, декадные и климатические изменения в содержании оптически-активных компонентов морской воды в регионе, а также анализировать воздействие экстремальных погодных явлений, таких как тропические циклоны и сильные шторма. Необходимо продолжение подобных исследований и их реализация на регулярной основе.

Углекислородфиксирующие микроорганизмы встречались во всех трех районах исследования, в основном в поверхностном (окисленном) слое, что указывает на существование эффективного «бактериального фильтра». В Южном районе численность исследуемых микроорганизмов больше по сравнению с численностью в отобранных пробах

из Центрального и Северного районов исследования. Выявлено, что численность углекислородфиксирующих микроорганизмов уменьшается с глубиной. Предположительно, это может быть связано с уменьшением содержания кислорода, необходимого для окисления.

Метанотрофы и сульфатредукторы в основном были зафиксированы в восстановленном слое донных отложений. В центральной и южной части привьетнамского шельфа, склона и его подножия выявлен рост метанотрофов в условиях низких температур культивирования. Высокая численность сульфатредуцирующих микроорганизмов свидетельствует о том, что в донных отложениях идут активные процессы восстановления сульфатов с образованием сероводорода. Вступая в реакцию с ионами металлов, могут образовываться включения темного цвета (гидротроилит), а также другие сульфидные минералы.

Исследуемые группы микроорганизмов встречались во всех трех районах работ в 88 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев». На некоторых участках обнаружены одновременно сразу три группы микроорганизмов и три типа генов. Эти результаты дают важную информацию о биоиндикаторах аутигенного минералообразования, нефтегазоносности и геоэкологической обстановки Южно-Китайского моря.

По результатам проведенных гидрооптических исследований показано, что рассмотренные районы включают в себя воды с различными гидрооптическими характеристиками, определяемыми воздействием речного стока, влиянием шельфа, развитием клеток фитопланктона. Пространственное и вертикальное распределение во многом определяется стандартной циркуляцией вод региона и влиянием тропических циклонов. Наиболее вероятная глубина залегания клеток фитопланктона в ноябре месяце находится в пределах 60–80 м под перемешанным слоем моря, где значения концентрации хлорофилла-а составляют 1 мкг/л. На поверхности значения концентрации хлорофилла-а в основном попадают в диапазон 0.1–0.3 мкг/л. В прибрежных районах слой с фитопланктоном наблюдается на глубинах 40–60 м или около поверхности в случае воздействия речного стока, а в случае воздействия тропических циклонов может подниматься до 15–20 м. Во всех этих случаях поверхностные концентрации хлорофилла-а могут возрастать до значений около 1 мкг/л.

В период проведения исследований в ноябре 2019 г. обнаружено воздействие тропического цик-

лона ВАО SO-6 NAKRI на распределение концентрации хлорофилла-а в верхнем слое моря. В первые дни видимые со спутника концентрации хлорофилла-а возросли с 0.1–0.2 мкг/л до 0.4 мкг/л за счет поднятия клеток фитопланктона к поверхности, и в дальнейшем произошел рост количества клеток фитопланктона до значений концентрации хлорофилла-а 1.1–1.3 мкг/л за счет улучшения световых и питательных условий развития клеток. Далее значения концентрации хлорофилла-а стали уменьшаться в связи с заглублением фитопланктона.

Важным является продолжение подобных исследований и их реализация на регулярной основе, чтобы изучать синоптические, сезонные, декадные и климатические изменения в содержании оптически-активных компонентов морской воды в регионе, а также анализировать воздействие экстремальных погодных явлений, таких как тропические циклоны и сильные штормы.

Специальная программа газогеохимических исследований выполнена на островах архипелага Катба. Здесь выявлены ураганные концентрации изотопно «тяжелых» по углероду метана и углекислого газа, которые с подземными водами поступают к дневной поверхности. Поскольку некоторые из пресноводных источников используются местными жителями в качестве питьевых, то для контроля их качества требуется организация системного газогеохимического и геомикробиологического экологического мониторинга, с расширенным комплексом методов, включающих измерение концентраций радона. Возможно, здесь существует особый газогеохимический режим, связанный с глубинными флюидопроницаемыми разломами и с участками эндогенного воздействия на осадочные породы. На острове Катба установлены метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, углистые аргиллиты, которые могут оказывать влияния на состав газогеохимических полей в Тонкинском заливе. Сделано обоснованное предположение о наличии новой зоны эндогенной проработки карбонатного массива на о-ве Катба.

В целом, в районе экспедиционных работ выявлены многочисленные признаки наличия месторождений минеральных ресурсов, в направлении которых следует усилить исследования на основе комплексирования геолого-геофизических методов в режиме средне- и крупномасштабного геокартирования. Полученные данные дают основание для новых оценок эндогенных газово-флюидных проявлений в западной привьетнамской части Южно-Китайского моря.

В итоге проведенных экспедиционных, лабораторных и теоретических исследований установлены важные, в том числе неизвестные ранее, особенности литологии, геохимии, минералогии, магматизма и палеоэкологии западной части Южно-Китайского моря и его континентального обрамления.

Благодаря плодотворному сотрудничеству, ценный материал для исследований получили российские и вьетнамские молодые ученые, в том числе студенты и аспиранты. В настоящее время ведется подготовка нескольких кандидатских диссертаций по результатам деятельности Совместной лаборатории и материалам 88-го рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев». В результате совместных полевых и морских работ за период 2010–2020 гг. получены и изучены уникальные материалы в области геофизических, геологических, газогеохимических, био- и гидрооптических, гидроакустических, геомикробиологических и гидрологических исследований.

Основываясь на особенностях распределения газов в донных осадках, авторы прогнозируют наличие крупной протяженной зоны генерации и дегазации углеводородов вдоль всего вьетнамского континентального склона и его подножия. В пределах этой зоны могут выделяться фокусированные участки интенсивной вертикальной миграции природных газов, которые, в том числе, могут быть связаны с особенностями блокового строения фундамента и глубинных флюидопроницаемых зон. В этой зоне необходимо выполнение комплексного геолого-геофизического транссекта.

Южно-Китайское море является перспективной эталонной площадкой для сравнительных исследований южных и северных морей в рамках проекта «Дальневосточный морской карбоновый полигон» и для проведения экспедиций по Международной программе «Плавающий Университет».

В связи с прогрессивными научными результатами, полученными в рамках Совместной Российско-Вьетнамской лаборатории по морским наукам и технологиям, было подписано соглашение и утверждено Положение о следующем этапе ее развития на период 2020–2030 гг. Руководство и проекты лаборатории перешли в руки следующего поколения молодых ученых.

Особенную надежду на успешное продолжение совместных морских научных исследований дает программа модернизации действующего научного флота, проводимая Минобрнауки России, и строительство новых научных судов. В этой свя-

зи 4 сентября 2021 г. на верфи ООО ССК «Звезда» (г. Большой Камень) состоялось важное событие в истории морских исследований России – торжественное мероприятие, посвященное началу строительства двух больших многофункциональных научно-исследовательских судов. Эти суда планируются для передачи в оперативное управление ФГБУ НО «Национальный оператор научно-исследовательского флота» Минобрнауки РФ и будут носить имена академиков Виктора Ильичева и Александра Лисицына.

Научные результаты монографии являются ценным вкладом в развитие совместных российско-вьетнамских геолого-геофизических и океанографических исследований, а также обеспечивают вклад обеих стран в новый международный проект по руководством ТОИ ДВО РАН «Геосистемы и минеральные ресурсы переходных зон «континент – океан» и открытого океана» (ГЕОМИР) в рамках Десятилетия ООН, посвященного науке об океане в интересах устойчивого развития (2021–2030 гг.).

---

---

## ВСЛЕД УХОДЯЩЕМУ РЕЙСУ

---

Ноябрь уж за бортом. Уходит рейс! Уходит!  
Что в памяти о нем мы сохраним друзья?  
Я знаю, что потом – в житейском хороводе,  
Мы будем вспоминать, что позабыть нельзя.

Пусть для кого-то рейс по жизни самый первый,  
А кто-то их число считать давно устал,  
Но всем хоть на чуть-чуть он потревожил нервы,  
Для всех он, черт возьми, частичкой жизни стал!

Забудутся, поверь, печали и невзгоды;  
Проблемы бытия и долгий путь домой...  
Ты будешь вспоминать закаты и восходы,  
И яркий солнца луч над синевой водой.

Ты будешь вспоминать волну до небосклона,  
Барашков пенный вальс и звонкий свист снастей;  
Запомнишь навсегда ты пальмы у затона,  
Заходов суету и теплый круг друзей!

Останется лишь то, устроена так память,  
Что на душу легло, над суетой скользя,  
И только иногда, и только временами  
Ты будешь вспоминать, что позабыть нельзя!!!

Забудутся навек, лишь подойдешь к причалу,  
Заботы судодня и красота ночей!  
Как плохо было спать, когда во сне качало  
Побудку в семь ноль-ноль и череду борщей.

У каждого о рейсе своя осталась память,  
И каждый свой сюжет на сердце сохранит:  
Кто тур по островам, кто встречи во Вьетнаме,  
Ханойский ресторан или VINPEARL вид.

Все это было, было и больше не вернется  
Безоблачное небо, безбрежный океан...  
Остался за кормою, как первое знакомство,  
Фрагмент зеленой суши – тропический Вьетнам.

Мы разные совсем ступили на «Лаврентьев»:  
Начальник, аспирант и инженер простой...  
Но как бы не был путь наш в будущем изменчив,  
Нас рейс объединил невидимой рукой.

Теперь на берегу при встрече в коридоре,  
Ты будешь ощущать невольно и всегда  
Невидимую нить, что выткало нам море,  
И что связала нас на долгие года!

*Начальник геологического отряда, к.г.-м.н. В.Т. Съедин  
07.12.2019*

*НИС «Академик М.А. Лаврентьев», Японское море.  
Участники 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» – Приложение 8*

---

---

## СЛОВАРЬ ТЕРМИНОВ

---

**Аргиллит** – твёрдая порода, продукт дегидратации, спрессования и перекристаллизации глины, образовавшаяся при диагенезе и эпигенезе.

**Аутигенные минералы** – минералы, которые формируются (растут) в процессе накопления, диагенеза и литификации осадка. Аутигенными являются минералы, образовавшиеся на месте их нахождения – в осадке или породе. Они являются основными индикаторами среды, в которой происходило формирование данной породы.

**Биодеградация** – разрушение нефти в результате деятельности живых организмов; чаще всего при упоминании биодеградации подразумевается действие микроорганизмов, грибов, водорослей.

**Биотурбация** – перемешивание поверхностных слоев почвы или морских и озерных отложений организмами и микроорганизмами, происходящее естественным путем (например, с помощью земляных червей) или благодаря действиям людей (например, вспашке земли).

**Геопотенциальные поля** – гравитационное и магнитное поля Земли.

**Гетеродинирование** – преобразование частоты сигнала в пару различных сигналов с разными частотами, эти сигналы принято называть сигналами промежуточных частот, причём исходная фаза сигнала сохраняется в порождённых сигналах.

**Гидротроилит** – **1.** Минерал,  $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , распространён в придонных частях водоемов, природный гидрогель, существующий в восстановительной среде. Со временем переходит в пирит. Возникает в осадках при взаимодействии гидроокислов железа со свободным сероводородом. Широко распространён в морских, океанских осадках, обогащённых органическим веществом (где затруднена циркуляция воды) **2.** Смесь сульфидов железа и глинистых минералов.

**Гипергенез** – совокупность процессов химических и физических преобразований минералов и горных пород в верхней части земной коры и на её поверхности под воздействием атмосферы, гид-

росферы и живых организмов при низких температурах.

**Горизонтальный магнитный тензор [M]** – функция отклика среды, применяемая в МВ-зондировании, связывающая синхронно измеряемые горизонтальные магнитные поля в рядовом и базовом пунктах наблюдения и, таким образом, отражающая изменение геоэлектрической среды между этими пунктами. Позволяет оценить геоэлектрику структуры под рядовым пунктом в случае, если базовый пункт расположен в горизонтально-однородной области с нормальным магнитным полем.

**Деструкция углеводов** – разложение углеводов в аэробных или анаэробных условиях.

**Диагенез** – совокупность процессов, отвечающих стадии диагенеза и зоне диагенеза; этап физико-химического уравнивания осадков, накопившихся на дне водоемов или на поверхности суши; соответственно различают *диагенез субаквальный* (подводный) и *диагенез субаэральный* (или экзодиагенез). *Диагенез* может происходить при существенном синхронном поступлении восходящих минерализованных вод, нефтей, углеводородных и др. газов. Термин *диагенез* употребляют в двух существенно различных значениях, зависящих от двух решений понятийно-терминологического вопроса о стадийной длительности диагенеза: **а)** *диагенез* (s. str.) – стадия превращения осадка в осадочную породу (литификация), следующая за седиментогенезом и предшествующая катагенезу; такая трактовка преобладает в отечеств. литологии; **б)** *диагенез* (s. l.) – сумма всех стадий (и процессов) преобразования – и осадков и осадочной породы, т.е. в понятие *диагенез* включаются также катагенез и метагенез; в таком широком толковании *Диагенез* обычно понимается в иностранной литологической литературе. Первое значение является предпочтительным для использования. Различают подстадии *раннего диагенеза* и *позднего диагенеза*. При первой в осадках имеют место процессы окисления наиболее верхнего слоя осадка и восстанов-

ления в более глубоких слоях (см. Осадки восстановленные, Осадки окисленные), но иногда вплоть до земной поверхности, например в условиях сероводородного заражения. При *позднем диагенезе* происходит дальнейшее перераспределение вещества, в т.ч. и вновь возникших диагенетических минералов, образование цемента и стяжений различного состава и морфологии (линз, конкреций, пластообразных сгущений и т.д.), прогрессирующее уплотнение, частичная дегидратация и перекристаллизация минералов и др. *Диагенез* играет значительную роль в формировании целого ряда осадочных и стратиформных руд (P, Mn, Pb, Cu и др.). Глубины распространения процессов *диагенеза* (мощности зон *диагенеза*) составляют единицы – десятки м, достигая 100–300, а в океанах, возможно, 500–1000 м. Длительность *диагенеза* варьирует от десятков до сотен тыс. лет.

**Диатомеи** – микроскопические желтоватые водоросли, наружная оболочка которых состоит из двух кремневых половинок.

**Идиоморфные зерна** – кристаллы с выраженной им хорошей формой.

**Импеданс** – в электроразведке – импеданс среды – полное сопротивление геологической среды, входящей в электрическую цепь переменного тока. *Импеданс* определяется векторной суммой его активной и реактивной составляющих. В магнитотеллурических методах электроразведки *Импеданс* вычисляется как отношение ортогональных составляющих электрических и магнитного полей, измеренных на поверхности Земли. Значение *Импеданса* зависит от параметров геоэлектрического разреза и частоты электромагнитного поля.

**Квазиоднородный слой (перемешанный слой)** – это слой, в котором активная турбулентность равномерно распределила параметры (чаще всего рассматриваются температура и солёность) рассматриваемой среды по ее объему на определённом интервале глубин.

**Кокколитофориды** – группа одноклеточных планктонных гаптофитовых водорослей, образующих на поверхности известковые пластинки – кокколиты. Кокколитофориды составляют существенную (до 98%) часть нанопланктона, а их известковые скелеты, входящие в состав донных отложений, часто используются для определения возраста горных пород. Играют важную роль в биохимии океана.

**Колломорфная структура** – структура осад. п., сложенных коллоидными частицами (<0.0001 мм), имеющими своеобразные криволинейные (шаро-

видные, эллипсоидальные) и причудливо изогнутые формы одного или нескольких минеральных агрегатов.

**Латерит (бескарбонатный красноцвет)** – богатая железом и алюминием поверхностная формация в жарких и влажных тропических областях, образованная в результате выветривания горных пород.

**Лигнин** – группа структурно родственных инкрустирующих веществ, полимеров нерегулярного строения, образующих совместно с клетчаткой древесную ткань высших растений. Содержание *лигнина* (%): в деревьях – 20–30; в травах – 35–40; во мхах – 10. Наиболее высокое содержание этих веществ характерно для растительности тропической и субтропической зон. В состав *лигнина* и продуктов его неглубокого преобразования входят кислородсодержащие функциональные группы – метоксил –OCH<sub>3</sub> (%): до 20 – в *лигнине*; 1.1–3.6 – в торфе; 0.1–2.5 – в бурых углях; карбонил –CO и гидроксил –OH. Элементный состав *лигнина* (%): C – 60–63; H – 6.0–6.4; O – 30–35. Наряду с липидами он относится к числу наиболее стабильных компонентов живого вещества. В отличие от целлюлозы *лигнин* в аэробной среде очень медленно разлагается под действием ферментов некоторых специфических организмов, образуя гуминовые кислоты. Ископаемые продукты преобразования *лигнина* являются одними из основных компонентов концентрированных (гумусовые угли) и рассеянных форм ОВ гумусового типа.

**Листрический разлом** – разлом или трещина, закономерно выполаживающиеся с глубиной. Листрический разлом – характерный структурный элемент земной коры, который участвует в покровно-чешуйчатом строении складчатых поясов и определяет горсто-грабеновую структуру континентальных и океанских рифтов.

**Метанотрофы** – группа бактерий, способная использовать метан в качестве единственного источника как углерода, так и энергии.

**Накопительная культура** – начальный этап получения чистой культуры микроорганизма из природных субстратов. Заключается в создании избирательных условий для роста микроорганизма определенного вида или группы сходных видов, при которых он (они) преодолевает(ют) конкуренцию других микроорганизмов.

**Окислительно-восстановительный потенциал (Eh, ОВП)** – мера химической активности элементов или их соединений в обратимых химических процессах, связанных с изменением заряда ионов в

растворах. Характеризует степень активности электронов в окислительно-восстановительных реакциях, т.е. реакциях, связанных с присоединением или передачей электронов. Значение окислительно-восстановительного потенциала для каждой окислительно-восстановительной реакции вычисляется по довольно сложной формуле, выражается в милливольтгах и может иметь как положительное, так и отрицательное значение.

**Оолит** – шаровидное или эллипсоидное образование, состоящее из углекислой извести (кальцит, арагонит), доломита, родохрозита, оксидов и силикатов железа и марганца, лептохлорита и др. минералов и обладающее концентрически-зональным, иногда радиально-лучевым строением. Размеры оолита от долей мм до 15–25 мм. Оолит крупнее 2–3 мм называют пизолитами. Обычно в центре оолита находится песчинка или обломок раковины, вокруг которого происходит последовательное нарастание тонких корочек осаждающегося в-ва. Оолит образуется во взвешенном состоянии на морском мелководье либо в теплых источниках в результате коллоидно-химических и биохимических процессов. Железистые оолиты слагают разновидность осадочных железных руд – болотные руды.

**Оптически активные компоненты (ОАК) морской воды** – основные оптически активные компоненты воды: желтое вещество, взвеси, хлорофилл, чистая вода.

**Оптически взвешенные концентрации хлорофилла-а и ОРОВ** – это такие концентрации, которые теоретически должны наблюдаться со спутника.

**Осадки восстановленные** – донные осадки, в которых реакционноспособные (не связанные в труднорастворимых минералах) катионы переменной валентности (главным образом железа и марганца) находятся преимущественно в восстановленном состоянии ( $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ), что придает осадкам серый, голубоватый или черный цвет. Характерные осадки анаэробных зон, где осадки восстановленные локализованы непосредственно на поверхности слоя донных отложений, в большинстве современных водоемов подстилают тонкую пленку донных осадков окисленных. Осадки восстановленные возникают при диагенезе донных осадков, главным образом за счет энергии разложения органического вещества. В ископаемом состоянии осадки восстановленные характеризуются наличием глауконита, железистых хлоритов, шамозита, сидерита, в них могут появляться даже аутигенные сульфиды (гидротроилит, марказит).

**Осадки окисленные** – донные осадки, в которых реакционноспособные (подвижные, не связанные в труднорастворимых минералах) катионы переменной валентности (главным образом железа и марганца) находятся преимущественно в состоянии высших оксидов ( $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{4+}$ ), что придает осадкам коричневатый или красноватый цвет. Значение Eh в осадках окисленных высокое положительное. Образуются осадки окисленные при наличии свободного кислорода в придонных водах в виде поверхностного слоя мощностью от 1–2 мм до первых десятков см, либо слагают всю осадочную толщу. Характеризуются высоким значением влажности (в глинистых осадках до 70–80% воды) и высокой текучестью, иногда тонкой слоистой текстурой, обусловленной чередованием черных (марганцовистых) и бурых (железистых) диагенетических слоев. Наличие слоя осадков окисленных препятствует свободной миграции элементов через границу дно – вода. Мощность слоя осадков окисленных возрастает с уменьшением скорости аккумуляции и поступления органического вещества.

**Параморфоза** – продукт замещения одного минерала другим путём перестройки кристаллической структуры без изменения химического состава.

**Пелиты** – общее название осадочных горн. пород любого состава и происхождения, сложных частицами меньше 0.001 или 0.005 мм (глины, аргиллиты и др.).

**Пелоид** – **1.** Лечебные грязи (пелоиды). Под лечебными грязями (пелоидами) понимаются природные коллоидальные органоминеральные образования (иловые, торфяные, сопочные), обладающие высокой пластичностью, теплоемкостью и медленной теплоотдачей, содержащие биологические активные вещества (соли, газы, витамины, ферменты, гормоны и др.) и живые микроорганизмы. **2.** Микритовый или микроспаритовый комок либо агрегат органического, химического или биохимического происхождения. Некоторые исследователи относят к пелоидам псевдооолиты и агрегаты частиц, образовавшиеся в результате выделения пузырьков газа, имеющие водорослевую природу или возникшие вследствие каких-либо процессов внутриформацион. переработки литифицированного или полулитифицированного карбонатного ила.

**Пентагондодекаэдр** – объемная фигура с двенадцатью гранями в форме неправильных пятиугольников.

**Порфирировая структура** – неравномернозернистая структура изверженных пород; характеризует

ся наличием двух генераций какого-либо минерала. Ранняя генерация представлена более крупными и обычно хорошо ограненными кристаллами (фенокристаллы, вкрапленники). Поздняя генерация слагает основную массу породы; она может быть полностью или частично раскристаллизованной или стекловатой. По другим представлениям, для *порфировой структуры* присутствие двух генераций минерала не обязательно; отличительным признаком является наличие фенокристаллов и основной массы – стекловатой или микрокристаллической.

**Псевдоморфозы** – замещение минерала, организма и т.д. другим веществом при сохранении внешней формы первого. Замещение может быть изохимическим – материалом из исходного вещества, и вплоть до полного замещения новым принесенным материалом.

**Псевдоолит** – термин свободного применения, используемый для обозначения сферических частиц (обычно <1 мм в диаметре) в осадочных породах, напоминающих по размеру и форме оолит, но имеющих вторичное происхождение. *Псевдоолит* характеризуется аморфным или крипто- и микрокристаллическим строением и отсутствием радиальных или концентрических текстур.

**Редкоземельные элементы** – химические элементы 3-й группы Периодической системы химических элементов: лантан и лантаноиды, а также иттрий и часто относимый к *редкоземельным элементам* скандий. Они составляют отдельный ряд элементов, что объясняется особенностью строения их электронных структур. Лантаноиды по физико-химич. свойствам близки между собой, а также с Y и Sc. *Редкоземельные элементы* обычно подразделяют на легкие, или цериевую гр. (от La и Ce до Eu), и тяжелые, или иттриевую гр. (Y и лантаноиды от Gd до Lu). В свободном состоянии *редкоземельные элементы* – металлы, быстро окисляющиеся на воздухе, кроме Sc и Y. РЗЭ образуют практически не растворимые в воде оксиды (устаревшее выражение – земли, отсюда и их название). Некоторые *редкоземельные элементы* (Y, Ce, La, Nd) встречаются в природе чаще и играют большую роль в технике, др. (Dy, Ho, Tm) весьма редки. *Редкоземельные элементы* обозначаются также символом TR (от лат. terra rara).

**Сингония** – геометрическая характеристика формы и структуры кристаллов, которые объединены по наличию одного или нескольких характерных элементов симметрии. Различают семь *сингоний*: триклинную, моноклинную, ромбическую, тригональную, тетрагональную, гексагональную,

кубическую. Каждая *сингония* подразделяется на виды симметрии, или точечные группы симметрии, по совокупности элементов морфологической симметрии (всего 32 вида, или класса) и на пространственные группы симметрии по совокупности структурных элементов симметрии (всего 230 группы). Для каждого вида симметрии характерны определенные простые формы кристаллов, а для каждой пространственной группы – определенные правильные системы точек. Для каждой *сингонии* установлены правила выбора системы координат (морфологические и структурные установки кристаллов). *Сингонии* группируются в три категории по числу единичных направлений: низшая (триклинная, моноклинная, ромбическая), средняя (тригональная, тетрагональная, гексагональная) и высшая (кубическая). Синоним: кристаллографическая система.

**Сланцы** – горные породы с параллельным (слоистым) расположением сростаний низко- или среднетемпературных минералов, входящих в их состав; в них часто сохраняются реликтовые структуры.

**Слой температурного скачка** – слой воды, в котором градиент температуры резко отличается от градиентов выше- и нижележащих слоев. Возникает при наличии неперемешивающихся слоев воды с разной температурой.

**Спрединг** – предполагаемый процесс наращивания океанической коры в осевых зонах срединно-океанических хребтов в результате конвективного подъема мантийного вещества и симметричного перемещения новообразованных порций коры от оси хребтов. В результате происходит общее расширение (*спрединг*) океанической коры и, соответственно, дна океана. По мере отодвигания новообразованная кора постепенно охлаждается и погружается. Гипотеза *спрединга* представляет собой одно из основных положений концепции тектоники литосферных плит.

**Сульфатредукторы** – группа анаэробных прокариот (бактерий и архей), способных получать энергию в анаэробных условиях за счёт сульфатного дыхания – окисления водорода или других неорганических или органических веществ, используя в качестве конечного акцептора электронов сульфат.

**Тензор электромагнитного поля** – это антисимметричный дважды ковариантный тензор, являющийся обобщением напряжённости электрического и индукции магнитного поля для произвольных преобразований координат.

**Термоклин** – смотри «слой температурного скачка».

**Терригенные минералы** – минералы обломочных отложений, образовавшиеся в области сноса. Из всего разнообразия минералов, слагающих разрушающиеся исходные горные породы, в осадочных породах присутствует только 20–30 видов, что обусловлено дезинтеграцией неустойчивых минералов при выветривании и транспортировке в осадочный бассейн. По степени устойчивости *терригенные минералы* можно подразделить на четыре группы: весьма устойчивые (кварц, циркон, рутил, турмалин, корунд), устойчивые (ильменит, дистен, магнетит, альмандин), умеренно устойчивые (микроклин, кислые плагиоклазы, эпидот, цоизит, апатит) и неустойчивые (основные плагиоклазы, роговая обманка, авгит, эгирин, ромб. пироксены, оливин).

**Типпер** – Типпер Визе-Паркинсона, функция отклика среды, применяемая в магнитовариационном зондировании, преобразующая горизонтальное магнитное поле в вертикальное. Графически матрица типпера представлена индукционными стрелками, направленными от проводящих структур. Типпер отражает геоэлектрическую асимметрию среды («вбок» от точки наблюдения), а также характеризует ее слоистость, т.е. позволяет строить слоисто-неоднородные геоэлектрические разрезы.

**Трансгрессия** – процесс наступания моря на сушу, происходящий либо в результате опускания земной коры под влиянием нисходящих тектонических движений, либо вследствие поднятия уровня Мирового океана, в частности в межледниковые эпохи вследствие таяния ледников, или росте срединно-океанических хребтов.

**Турбидиты (турбидитовые потоки)** – отложения мутьевых потоков на дне морей и океанов, представленные кластическими осадками разной зернистости и степени окатанности.

**Туфо-алевролит** – вулканогенно-осадочные породы, к которым относятся горные породы, состоящие из смеси вулканогенного и осадочного материала.

**Хлорофилл-а** – особая форма хлорофилла, используемая для фотосинтеза, сопровождающегося выделением кислорода в качестве побочного продукта. Сильнее всего поглощает свет в фиолетово-голубой и оранжево-красной части спектра.

**Шлих** – концентрат тяжёлых минералов, которые остаются после промывки в воде природных рыхлых отложений или специально раздробленных для шлихования горных пород. В состав шлиха входят зёрна минералов с плотностью более 3000 кг/м<sup>3</sup>, устойчивых к физическому и химическому выветриванию.

**Эксгальция** – в общем случае – выделение газов, например, из магматического флюида. Обычно термин *эксгальция* употребляется для описания вулканических эксгальций и применяется в отношении как газовой фазы, так и минеральных продуктов ее деятельности.

**Эндогенная активность** – процессы, связанные с энергией, возникающей в недрах Земли. К *эндогенным процессам* относят тектоническое движение земной коры, магматизм, метаморфизм, сейсмическую активность.

**Эпигенез** – излишний синоним термина *гипергенез*, используемый в зарубежной литературе.

**Флюид** – жидкие и газообразные легкоподвижные компоненты магмы или циркулирующие в земных глубинах насыщенные газами растворы.

**Vinpearl** – сеть курортов и парков развлечений во Вьетнаме, принадлежащая компании Vingroup Фам Нят Вьонга. Ранее действовала как самостоятельное акционерное общество, в январе 2012 г. была объединена с АО Vincom.

---

---

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

---

АГП – аномальное газогеохимическое поле	ПХД – полихлорированные дифенилы
АКМ – аномальные концентрации метана	ПЦР – полимеразная цепная реакция
АМП – аномальное магнитное поле	РЗ – разломная зона
АЦП – аналого-цифровой преобразователь	РЗЭ – редкоземельные элементы
БСОХ – обедненные базальты срединно-океанических хребтов	РМ – региональный метаморфизм
БФ – бентосные фораминиферы	РОВ – рассеянное органическое вещество
ВД – вакуумная дегазация	РОВ – растворенное органическое вещество
ВКМ – Восточно-Китайское море	РТМ – регионально-термальный метаморфизм
ГПП – газогеохимическое поле	РФА – рентгенофлуоресцентный анализ
ГИС – геоинформационная система	СВБ – сульфатвосстанавливающие бактерии
ГСЗ – глубинное сейсмозондирование	СГФРС – сверхглубинные флюидноразломные системы
ДВ регион – Дальневосточный регион	скв. – скважина
ДТП – детектор по теплопроводности	СКЛМ – субконтинентальная литосферная мантия
ЕКО – емкость катионного обмена	СРВ – Социалистическая Республика Вьетнам
КМ – концентрация метана	СЭМ – сканирующий электронный микроскоп
КМО – коэффициент Кайзера – Мейера – Олкина	ТВД – термовакуумная дегазация
КТДМ – контактно-термальнодинамический метаморфизм	ТМ – тяжелые металлы
КТМ – контактно-термальный метаморфизм	ТРЗЭ – тяжелые редкоземельные элементы
ЛРЗЭ – легкие редкоземельные элементы	ТУВГ – «тяжелые» углеводородные газы (гомологи метана, C2-C5)
МВ – магнитовариационный	УВ – углеводороды
МВЗ – магнитовариационное зондирование	УВГ – углеводородные газы (метан, этан, пропан, бутан, изомеры и непредельные члены)
МП – моделируемый профиль	ФГП – фоновое газогеохимическое поле
МПЗ – магнитное поле Земли	ЮКМ – Южно-Китайское море
МТ – магнито-теллурический	∑ТУ – сумма тяжелых углеводородов
МТЗ – магнитотеллурическое зондирование	AMS – Ammoniummineralsalt (среда для накопительных культур)
НИС – научно-исследовательское судно	BC – Box Corer (бокс-корер)
НСП – непрерывное сейсмическое профилирование	CTD – conductivity, temperature and depth (проводимость, температура и глубина)
ОАК – оптически-активные компоненты	CWT – анализ траекторий взвешенных по концентрациям
ОРОВ – окрашенное растворенное органическое вещество	GC – Gravity Corer (гравитационный пробоотборник)
ПМ – примитивная мантия	HC – Hydro Corer (гидростатическая трубка)
ПАУ – полициклические ароматические углеводороды	PCA – Principal Component Analysis (метод главных компонент)
ПБДЭ – полибромированные дифениловые эфиры	PDB – Pee Dee Formation Belemnite (белемниты из формации Peedee)
ПДК – предельно допустимые концентрации	ppmparts – per million (частей на миллион)
ПИ – полезные ископаемые	
ПИД – пламенно-ионизационный детектор	
ПУС – парусно-учебное судно	
ПФ – планктонные фораминиферы	

---

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

---

- Акуличев В.А., Буланов В.А.* Акустические исследования мелкомасштабных неоднородностей в морской среде. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. 414 с.
- Акуличев В.А., Буланов В.А., Стороженко А.В.* Акустические исследования зоопланктона в Японском море и Восточной Арктике // ДАН. 2016. Т. 470. № 2. С. 219–222.
- Аникиев В.В., Дударев О.В., Колесов Г.М., Шумилин Е.Н.* Распределение и фракционирование элементов во взвеси эстуарной системы река Сайгон – Южно-Китайское море // Геохимия. 1993. № 5. С. 709–719.
- Аникиев В.В., Шумилин Е.Н., Дударев О.В.* и др. Пространственная изменчивость распределения литологических характеристик и химических элементов в донных осадках шельфа Южно-Китайского моря, примыкающего к дельтам рек Меконг-Сайгон // Геохимия. 2004. № 12. С. 1301–1318.
- Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л.* и др. Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: изд-во «Нефть и газ», 1997. 285 с.
- Астахова Н.В.* Аутигенные образования в позднекайнозойских отложениях окраинных морей Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2007. 244 с.
- Астахова Н.В., Астахов А.С.* Конкреции сульфидов из четвертичных осадков юго-западной части Южно-Китайского моря // Вулканология и сейсмология. 1990. № 4. С. 76–81.
- Бабошина В.А., Терещенков А.А., Куликов Н.В.* О морфоструктуре дна Охотского моря по результатам частотного анализа рельефа. // Изв. Всесоюз. Геогр. о-ва. 1980. № 3. С. 185–190.
- Белоусов В.В., Павленкова Н.И.* Типы земной коры // Геотектоника. 1985. № 1. С. 3–14.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И.* Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2010. 680 с.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Куликов В.А.* О нормализации магнитотеллурического поля флюидонасыщенными разломами // Физика Земли. 1991. № 3. С. 45–51.
- Ваньян Л.Л.* Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир, 1997. 219 с.
- Ваньян Л.Л., Егоров И.В., Шиловский А.П.* О магнитотеллурическом возбуждении вытянутых проводящих зон земной коры и астеносферы // Физика Земли. 1986. № 6. С. 70–76.
- Варенцов И.М., Соколова Е.Ю., Мартанус Е.Р., Налвайко К.В.* Система передаточных операторов электромагнитного поля для массива синхронных зондирований Беар // Физика Земли. 2003. № 2. С. 30–61.
- Вербицкий В.Л., Жущиховский С.Д., Мельниченко Ю.И., Теницкий И.И.* О морфотектонике западной части Южно-Китайского моря по результатам морфометрического анализа рельефа дна // Геоморфологические исследования активных океанических окраин. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 78–86.
- Власова Г.А.* История океанографических исследований в Южно-Китайском море // Вопросы истории естествознания и техники. 2020а. Т. 41. № 3. С. 484–503.
- Власова Г.А., Ле Динь Мау, Нгуен Тхи Тхай Зунг.* Гидрометеорологические характеристики // Российско-вьетнамские океанологические исследования в Южно-Китайском море / гл. ред. В.Б. Лобанов. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2020б. С. 53–71.
- Власова Г.А., Нгуен Ба Суан, Деменок М.Н.* Циркуляция вод Южно-Китайского моря в зоне Вьетнамского течения в условиях южного тропического циклона весной 1999 г.: результаты численного моделирования // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2016. Т. 9. № 4. С. 25–34.
- Вовк В.С., Гулев В.Л., Дзюбло А.Д.* и др. Нефтегазоносность фундамента шельфа северного и центрального Вьетнама // Геология нефти и газа. 2008. № 2. С. 45–51.
- Войтов Г.И., Добровольский И.П.* Химические и изотопноуглеродные нестабильности потоков природных газов в сейсмически активных регионах // Физика Земли. 1994. № 3. С. 20–31.

- Ворошилова А.А., Дианова Е.В.* Окисляющие нефть бактерии – показатели интенсивности биологического окисления нефти в природных условиях // *Микробиология*. 1952. Т. 21. № 4. С. 408–413.
- Гаврилов В.П., Леонова Е. А., Рыбальченко В.В.* Грязевой вулканизм и нефтегазоносность Шонгхонского прогиба (северный шельф Вьетнама) // *Труды Российского государственного университета нефти и газа им. И.М. Губкина*. 2011. № 4. С. 28–37.
- Глазовская М.А., Добровольская Н.Г.* Геохимические функции микроорганизмов. М.: изд-во МГУ, 1984. 152 с.
- Горшков А.П.* Исследования подводных вулканов в 10-м рейсе НИС «Вулканолог» // *Вулканология и сейсмология*. 1981. № 6. С. 39–45.
- Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А.* Гидромагнитные исследования подводных вулканических зон в окраинных морях Тихого океана (на примере Новогвинейского и Южно-Китайского морей) // *Тихоокеанская геология*. 1984. № 1. С. 13–20.
- Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А.* Магнитные аномалии подводной вулканической зоны на шельфе Южно-Китайского моря // *Проблемы исследований электромагнитных полей на акваториях*. М.: ИЗМИРАН, 1983. С. 267–274.
- Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А.* Новые сведения об особенностях проявления подводной вулканической деятельности на шельфе Южно-Китайского моря по данным гидромагнитной съемки // *Вулканология и сейсмология*. 1991. № 4. С. 80–85.
- Гриненко В.Л., Гриненко Л.Н.* Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 274 с.
- Деркачев А.Н., Николаева Н.А.* Минералогические индикаторы обстановок приконтинентального осадкообразования западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2010. 321 с.
- Долгинов Е.А., Башкин Ю.В., Белоусов Т.П.* и др. Рифтовые и эпирифтовые структуры северо-западного Вьетнама и их вероятные аналоги // *Известия вузов. Геология и разведка*. 2010. № 5. С. 3–8.
- Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
- Дубинин Е.П., Ушаков С.А.* Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 293 с.
- Дубинина Е.О., Бортников Н.С., Ставрова О.О., Коссова С.А.* Изотопное фракционирование серы при формировании сульфидов субмаринных гидротермальных систем на примере полей Логачев, Краснов и Рэйнбоу (САХ) // *Геология рудных месторождений*. 2020. № 5. С. 391–413.
- Дубовчук С.С., Пономарева А.Л., Бакунина М.С.* и др. Биогеохимическая роль анаэробного окисления метана донных отложений и перспективы исследований бактериального фильтра в Южном океане // *Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук*. 2020. № 5 (213). С. 32–42.
- Еськова А.И., Пономарева А.Л., Легкодимов А.А.* и др. Особенности распределения индикаторных групп микроорганизмов в донных отложениях Южно-Китайского моря // *Известия Иркутского Государственного Университета. Серия: Науки о земле*. 2020. Т. 33. С. 33–43.
- Железняк Л.К., Конешев В.Н.* Оценка погрешностей данных спутниковой альтиметрии по сравнению с гравиметрическими материалами // *Физика Земли*. 2000. № 3. С. 71–74.
- Завьялов П.О., Копелевич О.В., Кременецкий В.В.* и др. Совместная Российско-Тайваньская экспедиция на шельфе Южно-Китайского моря: Поиск проявлений подземного стока в океан // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 4. С. 654–658.
- Зарубина О.В., Кузнецова А.И., СклярOVA О.А.* и др. Контроль правильности определения микроэлементов в почвах и донных грунтах с использованием разных методов анализа // *Аналитика и контроль*. 2002. Т. 6. № 5. С. 579–583.
- Захарков С.П., Штрайхерт Е.А., Шамбарова Ю.В.* и др. Определение концентрации хлорофилла «а» в Японском море с использованием зондирующего и проточного флуориметров // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 3. С. 482–490.
- Иванова Е.В.* Позднечетвертичная палеоокеанология Индийского океана (по планктонным фораминиферам и птероподам). М.: ИО АН, 1988. 130 с.
- Илатовская П.В., Семёнов П.Б., Рыськова Е.О.* и др. Распределение газообразных углеводородов в донных отложениях и придонно-пограничном слое водной толщи континентального шельфа Южного Вьетнама // *Нефтегазоносная геология. Теория и практика*. 2012. Т. 7. № 4. С. 1–13.
- Исупова М.В., Михайлов В.Н.* Гидрологические процессы в устьевой области р. Хонгха (Красная) // *Водные ресурсы*. 2011. Т. 38. № 5. С. 524–537.
- Кадик А.А., Луканин О.А.* Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука, 1986. 85 с.
- Казакевич Д.И.* Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 267 с.
- Калгин В.Ю., Гончарова И.В., Кузиев Ф.В.* Аутигенная сульфидная минерализация в отложениях Юж-

- но-Китайского моря // Океанологические исследования. Материалы IX конф. молодых ученых, 29–30 апреля 2021 г., Владивосток, Россия. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2021. С. 60–63.
- Каллистова А.Ю., Меркель А.Ю., Тарновецкий И.Ю., Пименов Н.В.* Образование и окисление метана прокариотами // Микробиология. 2017. Т. 86. № 6. С. 661–683.
- Касаткин С.А., Голозубов В.В., Фунг Ван Фать, Ле Дык Ань.* Проявление кайнозойских сдвиговых дислокаций системы разломов Красной реки в палеозойских карбонатных толщах острова Катба (северный Вьетнам) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 3. С. 14–28.
- Киссин И.Г.* Флюидонасыщенность земной коры, электропроводность, сейсмичность // Физика Земли. 1994. № 4. С. 30–40.
- Колосков А.В., Федоров П.И., Рашидов В.А.* Новые данные о составе продуктов четвертичного вулканизма шельфовой зоны северо-западного обрамления Южно-Китайского моря и проблема астеносферного диапиризма // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 2. С. 3–28.
- Колпацникова Т.Н.* Программа моделирования магнитного, гравитационного полей и некоторых их производных / А.с. Российская Федерация № 200761354; заявл. 25.06.07; опубл. 21.08.07. Бюл. Программы для ЭВМ, базы данных № 3, 2007.
- Корнеева В.А.* Биоразнообразие сульфатредуцирующих бактерий в кислород-содержащих водах Черного и Балтийского морей. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М.: МГУ им. М. В. Ломоносова, 2015. 25 с.
- Кравцов А.И., Войтов Г.И., Фридман А.И.* и др. О содержании водорода в свободных струях в Хибинах // ДАН СССР. 1967. № 5. С. 1190–1192.
- Кравченко И.К., Кизилова А.К., Быкова С.А.* и др. Молекулярный анализ накопительных культур с высоким сродством к метану, выделенных из почв лесного биоценоза и агроценозов // Микробиология. 2010. Т. 79. № 1. С. 114–122.
- Кулинич Р.Г., Заболотников А.А., Марков Ю.Д.* и др. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии. М.: Наука, 1989. 256 с.
- Кулинич Р.Г., Обжиров А.И.* О структуре и современной активности зоны сочленения шельфа Сунда и котловины Южно-Китайского моря // Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 102–106.
- Легкодимов А.А., Мишукова О.В., Швалов Д.А.* и др. К дискуссии об эмиссии метана с акватории Татарского пролива, Японское море (по результатам 55-го рейса НИС Академик Опарин) // Вестник ДВО РАН. 2019. № 2. С. 81–87.
- Лейн А.Ю., Иванов М.В.* Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.
- Лейн А.Ю., Иванов М.В.* Изотопный состав серы и углерода как результат биогеохимических процессов в Черном море // Система Черного моря. М.: Научный мир, 2018. С. 560–604.
- Леонова Т.Д., Белоус О.В., Валитов М.Г.* Рельеф континентального склона Южно-Китайского моря // Геоморфология. 2019. № 4. С. 67–76.
- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Лобус Н.В., Комов В.Т., Нгуен Тхи Хай Тхань.* Содержание ртути в компонентах экосистем водоемов и водотоков провинции Кхань Хоа (Центральный Вьетнам) // Водные ресурсы. 2011. Т. 38. № 6. С. 733–739.
- Логвина Е.А.* Различные сценарии формирования аутигенных минералов в отложениях очагов разгрузки флюидов // СПб.: Вестник СПбГУ, 2008. Сер. 7. Вып. 4. С. 46–61.
- Льонг Л.Д., Обжиров А.И., Хоанг Н.* и др. Распределение газов в донных отложениях юго-западного суббассейна Южно-Китайского моря // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 2. С. 67–77. DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-2-67-77.
- Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы / Под ред. О.А. Богатикова, Е.Е. Лазько, Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. 508 с.
- Маслов А.В., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л.* и др. Систематика редкоземельных элементов и элементов платиновой группы в тонкозернистых терригенных породах средней и верхней юры Шаимского нефтегазового района (Западная Сибирь) // Литосфера. 2010. № 2. С. 3–24.
- Мелихов В.Р., Лыгин И.В., Булычев А.А.* и др. Применение спутниковых данных для изучения гравитационного поля в океанах и внутренних морях // Ломоносовская школа МГУ по геофизическим методам исследования земных недр: прошлое, настоящее, будущее. Сб. науч. тр. / Под ред. В.К. Хмелевского. М.: ГЕРС, 2004. С. 58–69.
- Методические рекомендации отбор проб почв, грунтов, донных отложений, илов, осадков сточных вод, шламов промышленных сточных вод, отходов производства и потребления. ПНД Ф 12.1.2: 2.2:2.3:3.2-03 М.: Стандартинформ, 2014. 15 с.
- Мишукова Г.И., Мишуков В.Ф., Обжиров А.И.* Особенности проявления метана в природных водах на территории Приморского края России // Вестник ДВО РАН. 2009. № 6. С. 43–49.

- Мишукова Г.И., Обжиров А.И., Мишуков В.Ф.* Метан в пресных и морских водах и его потоки на границе вода–атмосфера в Дальневосточном регионе. Владивосток: Дальнаука, 2007. 159 с.
- Мишукова Г.И., Пестрикова Н.Л., Верецагина О.Ф.* и др. Пространственная и временная изменчивость распределения метана и его потоков на границе вода–атмосфера на Прикурильских акваториях в районе Охотского моря и Тихого океана // Подводные исследования и робототехника. 2013. № 1(15). С.52–60.
- Мишукова Г.И., Яцук А.В., Шакиров Р.Б.* и др. Потоки метана на границе раздела море–атмосфера // Российско-вьетнамские океанологические исследования в Южно-Китайском море / гл. ред. В.Б. Лобанов. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2020. С. 323–333.
- Мороз В.В., Рудых Н.И.* Результаты исследования гидрологического режима Южно-Китайского моря в сегменте электронного Атласа // Актуальные проблемы современной науки. 2014. № 2 (76). С. 244–249.
- Мороз Ю.Ф.* Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 182 с.
- МУК 4.2.2314-08 4.2. Методы контроля. Биологические и микробиологические факторы. Методы санитарно-паразитологического анализа воды. М.: Стандартинформ, 2008.
- Наумов В.А.* Оптическое определение компонентов осадочных пород. М.: Недра, 1981. 203 с.
- Никифоров В.М., Варенцов И.М., Шкабарня Г.Н.* и др. Магнитотеллурические исследования Северного Вьетнама в длиннопериодном диапазоне ( $10 < T < 20000$  с) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 9. С. 1266–1288.
- Никифоров В.М., Долгих Г.И., Кулинич Р.Г.* и др. Новые данные о глубинном строении северной части зал. Бакбо Южно-Китайского моря (по результатам магнитотеллурических исследований) // ДАН. 2014. Т. 458. № 6. С. 696–700.
- Никифоров В.М., Пальшин Н.А., Старжинский С.С.* Трехмерный береговой эффект в Приморье // Физика Земли. 2004. № 8. С. 56–69.
- Никифоров В.М., Шкабарня Г.Н., Жуковин А.Ю.* и др. Системы вертикальных нарушений геоэлектрического разреза тектоносферы в нефтегазоносных областях Сахалина (Россия) и Тонкинском залива (Вьетнам) по данным МТЗ // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 6. С. 3–15.
- Никифоров В.М., Шкабарня Г.Н., Капдун В.Б.* и др. Электропроводящие элементы сверхглубинных флюидно-разломных систем как индикаторы сейсмически активных зон восточной окраины Евразийского континента (по данным магнитотеллурических зондирований) // ДАН. 2018. Т. 480. № 6. С. 730–738.
- Нормативно-методическое обеспечение охраны атмосферного воздуха. Т. 2. Пермь: ИНТЕРЭКО, 1995. 249 с.
- Обжиров А.И.* Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов. М.: Наука, 1993. 139 с.
- Обжиров А.И., Ильичев В.И., Кулинич Р.Г.* Аномалия природных газов в придонной воде Южно-Китайского моря // Докл. АН СССР. 1985. Т. 281. № 5. С. 1206–1209.
- Обжиров А.И., Пестрикова Н.Л., Мишукова Г.И.* и др. Распределение содержания и потоков метана на акваториях Японского, Охотского морей и Прикурильской части Тихого океана // Метеорология и гидрология. 2016. № 6. С. 71–81.
- Патент РФ 2006106380/28, 01.03.2006. Способ поисков в недрах земли скоплений газообразных водорода и гелия // Патент России № 2316028. 2006. Бюл. № 3 / Кудрин И.В., Орлянкин В.Н., Кудрин К.И.
- Перевозчиков Г.В.* Поле водорода на месторождении Газли по данным геохимических исследований в нефтегазоносном регионе Средней Азии // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 1. С.1–13.
- Пересыпкин В.И., Романкевич Е.А.* Биогеохимия лигнина. М.: ГЕОС, 2010. 340 с.
- Пименов Н.В., Русанов И.И., Поглазова М.Н.* и др. Бактериальные обрастания на кораллоподобных постройках в местах выхода метановых газовыделений в Черном море // Микробиология. 1997. Т. 66. № 3. С. 421–428.
- Поротов Г.С.* Математические методы при поисках и разведке полезных ископаемых. Учеб. пособие. Л.: Изд-во Ленингр. горн.ин-та, 1977. 106 с.
- Практическая гидробиология. Пресноводные экосистемы / под ред. В.Д. Фёдорова, В.И. Капкова. М.: изд-во ПИМ, 2006. 367 с.
- Прасолов Э.М.* Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990 г. 271 с.
- Прошкина З.Н., Валитов М.Г., Колпащикова Т.Н.* и др. Глубинное строение зоны перехода «п-ов Индокитай – Южно-Китайское море» по геофизическим данным // Океанология. 2021. Т. 61. № 6. С. 994–1005.
- Рашидов В.А.* Возможности гидромагнитной съемки при поиске подводных вулканов (на примере позднекайнозойского вулканизма Южно-Китайского моря) // Вулканология и сейсмология. 1997. № 1. С. 17–31.

- Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А.* и др. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.
- Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А.* и др. Глубинное строение континентальных окраин региона Южно-Китайского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 2. Вып. 18. С. 52–72.
- Российско-вьетнамские океанологические исследования в Южно-Китайском море / колл. авторов; гл. ред. В.Б. Лобанов. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2020. 334 с.
- Руководство по методам биологического анализа морской воды и донных отложений / под ред. А.В. Цыбань. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 191 с.
- Саидова Х.М.* Бентосные фораминиферы Тихого океана. М.: Институт океанологии имени П.П. Ширшова АН СССР, 1975. 881 с.
- Салюк П.А., Стёпочкин И.Е., Алексанин А.И., Голлик И.А.* Анализ воздействия тропических циклонов на поля концентрации хлорофилла-«а» в северо-западной части Тихого океана в 1979–1986 и 1996–2010 гг. с использованием данных пассивного спутникового зондирования цвета океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 2. С. 219–227.
- Серебряный А.Н., Химченко Е.Е.* Внутренние волны второй моды в Чёрном море // ДАН. 2019. Т. 488. № 5. С. 555–559.
- Смирнов Б.В.* Вероятностные методы прогнозирования в инженерной геологии. М.: Недра, 1983. 134 с.
- Соколов В.А.* Геохимия природных газов. М.: Недра, 1971. 336 с.
- Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
- Суховерхов С.В., Прокуда Н.А., Павлов А.Д., Сергиенко В.И.* Использование пиролитической газовой хроматомасс-спектрометрии и двумерной газовой хроматомасс-спектрометрии для анализа органических соединений в донных осадках // Вестник ДВО РАН. 2014. № 6. С. 151–159.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Федоров Б.Г.* Российский углеродный баланс. М.: Научный консультант, 2017. 82 с.
- Чан Т.Д., Буй К.К., Нгуен Х.Ф.* Строение кайнозойского фундамента Южно-Китайского моря и прилегающих районов по результатам моделирования и интерпретации гравиметрических данных // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 4. С. 3–13.
- Чан Т.Д., Кулинич Р.Г., Нгуен В.С.* Повышение точности гравитационных аномалий, полученных по данным спутниковой альтиметрии, для исследования геологической структуры континентального шельфа Южного и Центрального Вьетнама // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 4. С. 62–73.
- Шакиров Р.Б.* Газогеохимические поля морей Восточной Азии. М: ГЕОС, 2018. 341 с.
- Шакиров Р.Б.* Газогеохимические поля окраинных морей Дальневосточного региона: распределение, генезис, связь с геологическими структурами, газогидратами и сейсмоструктурной. Автореф. ... дис. доктора геол.-мин. наук: 25.00.28. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2016. 49 с.
- Шакиров Р.Б., До Хуи Кыонг, Обжиров А.И.* др. Геолого-геофизические и океанографические исследования в Южно-Китайском море в 88-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик М.А. Лаврентьев» // Океанология. 2021. № 1. С. 165–168.
- Шакиров Р.Б., Ли Н.С., Обжиров А.И.* и др. Первая комплексная российско-вьетнамская геолого-геофизическая и океанографическая экспедиция в Южно-Китайском море, НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс 88, 2019 г.) // Вестник ДВО РАН. 2020а. № 3. С. 138–152.
- Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Сырбу Н.С.* и др. Особенности распределения природных газов в донных осадках и воде северо-западной части Тонкин-ского залива (Южно-Китайское море, Вьетнам) // География и природные ресурсы. 2015. № 4. С. 178–188.
- Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Сырбу Н.С.* и др. Газогеохимические особенности осадков залива Тонкин (Южно-Китайское море) // Вестник ДВО РАН. 2017. № 4. С. 38–49.
- Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Яцук А.В.* и др. Икрит в зоне метановой аномалии на континентальном склоне Японского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2020б. № 2 (46). С. 72–84.
- Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С., Обжиров А.И.* Распределение гелия и водорода в отложениях и воде на склоне о. Сахалин // Литология и полезные ископаемые. 2016. № 1. С. 68–81.
- Шакиров Р.Б., Яцук А.В., Мишукова Г.И.* и др. О потоке метана в атмосферу в Южно-Китайском море // Доклады Академии наук. 2019. Т. 486. № 1. С. 103–107. DOI: 10.31857/S0869-56524861103-107.
- Шатров В.А.* Лантаноиды как индикаторы обстановок осадкообразования (на основе анализа опор-

- ных разрезов протерозоя и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. Автореф. ... дис. доктора геол.-минер. наук: 25.00.09. М.: ИМГРЭ, 2007. 44 с.
- Яницкий И.Н.* Гелиевая съемка. М.: Недра, 1979. 96 с.
- A geophysical Atlas of east and Southeast Asian Seas. Map Chart Ser. VC-25 / Ed. D. Hayes. Geol. Soc. Of Amer. Boulder, Colo, 1976. P. 53.
- Ahmad A.F., Nicholas E.P.Jr.* Low levels of toxic elements in Dead Sea black mud and mud-derived cosmetic products // *Environ Geochem Health*. 2009. Vol. 31. P. 487–492.
- Akulichev V.A., Bulanov V.A.* Measurements of bubbles in sea water by nonstationary sound scattering // *J. Acoust. Soc. Am*. 2011. Vol. 130. No. 5. P. 3438–49.
- Akulichev V.A., Shakirov R.B., Obzhirov A.I., Phung V.P., Trung N.N., Hung D.Q., Maltseva E.V., Syrbu N.S., Polonik N.S., Anh L.D.* Anomalies of Natural Gases in the Gulf of Tonkin (South China Sea) // *Doklady Earth Sciences. Russian Academy of Sciences*. 2015. Vol. 461. Part 1. Pp. 203–207.
- Andreeva I.B., Tarasov L.L.* Acoustic properties of marine animals forming deep scattering layers of the ocean // *Acoustical Physics*. 2003. Vol. 49. C. 263–268.
- Anh L.D., Trung N.N., Phach Ph.V.* et al. Characteristics of helium, methane and hydrogen distribution and their relationship with fault systems in the north of the Gulf of Tonkin // *Journal of Marine Science and Technology. Vietnam Academy of Sciences and Technology (VAST)*. No. 4. 2014. P. 78–88. DOI: 10.15625/1859-3097/14/4A/6034
- Bagnato E., Sproveri M., Barra M.* et al. The sea–air exchange of mercury (Hg) in the marine boundary layer of the Augusta basin (southern Italy): Concentrations and evasion flux // *Chemosphere*. 2013. Vol. 93. P. 2024–2032.
- Bahr K.* Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion // *J. Geophys.* 1988. Vol. 62. P. 119–127.
- Ban do cautruckientao Kainozoivung bien Viet Nam VaKe Can // Hoi Nghi khoa hoc vacongnghe bien toanquoclanthu v tieu ban dia chat vadia vat ly bien, Ngay 20–22 Thang 10 Nam 2011.
- Bange H.W., Bartell U.H., Rapsomanikis S., Andrae O.* Methane in the Baltic and the North Seas and reassessment of marine emissions of methane // *Global Biogeochem. Cycles*. 1994. Vol. 8. P. 465–480.
- Barckhausen U., Engels M., Franke D.* et al. Evolution of the South China Sea: revised ages for breakup and seafloor spreading // *Marine and Petroleum Geology*. 2014. Vol. 58. Part B. P. 599–611. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.02.022>.
- Bella F., Biagi P.F., Caputo M.* et al. Helium content in thermal waters in the Caucasus from 1985 to 1991 and correlations with the seismic activity // *Tectonophysics*. 1995. Vol. 246. P. 263–278.
- Berger W.H.* Deep-sea carbonate: pteropod distribution and the aragonite compensation depth // *Deep-Sea Res.* 1978. Vol. 25. P. 447–452.
- Bian X.-Y., Mbadinga S.M., Liu Y.-F.* et al. Insights into the anaerobic biodegradation pathway of n-alkanes in oil reservoirs by detection of signature metabolites // *Sci. Rep.* 2015. Vol. 5. P. 1–12. DOI: 10.1038/srep09801.
- Biscaye P.E., Kolla V., Turekian K.K.* Distribution of calcium carbonate in surface sediments of the Atlantic Ocean // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81. P. 2595–2603.
- Blakely R.J., Simpson R.W.* Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies // *Geophysics*. 1986. Vol. 51. No. 7. P. 1494–1498. DOI: 10.1190/1.1442197.
- Bochu Yao, Hayes D.E.* Comprehensive geophysical studies of the processes forming conjugate rifted margins: the example of the South China Sea // *Inter Margins Newsletter*. 2003. № 3. P. 7–8.
- Bonatti E.* Zeolites in Pacific Pelagic Sediments // *New York. Acad. Sci. Trans.* 1963. Vol. 25. P. 933–948.
- Borges A.V., Abril G., Bouillon S.* Carbon dynamics and CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> outgassing in the Mekong delta // *Biogeosciences*. 2018. Vol. 15. P. 1093–1114. DOI: 10.5194/bg-15-1093-2018.
- Boss E., Haëntjens N., Ackleson S.G.* et al. IOCCG Ocean Optics and Biogeochemistry Protocols for Satellite Ocean Colour Sensor Validation Inherent Optical Property Measurements and Protocols: Best Practices for the Collection and Processing of Ship-Based Underway Flow-Through Optical Data (v4.0). 2019. [Электронный ресурс]. URL: <https://epic.awi.de/id/eprint/50540> (дата обращения: 12.08.2021).
- Briais A., Patriat P., Tapponnier P.* Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1993. Vol. 98(B4). P. 6299–6328.
- Caldwell G.T., Bibby H.M., Brown C.* The magnetotelluric phase tensor // *Geophys. J. Int.* 2004. Vol. 158. P. 457–469.
- Carlson R.W., Lugmair G.W.* Sm-Nd age of Iherzolite 67667: implications for the processes involved in lunar crustal formation // *Earth Planet Sci. Lett.* 1981. Vol. 126. P. 457–472.
- Carretero I.M., Pozo M., Martin-Rubi J.A.* et al. Mobility of elements in interaction between artificial sweat

- and peloids used in Spanish spas // *Applied Clay Science*. 2010. Vol. 48. P. 506–515.
- Carretero M.I., Pozo M., Legido J.L.* et al. Assessment of three Spanish clays for their use in pelotherapy // *Applied Clay Science*. 2014. Vol. 99. P. 131–143.
- Cenci R.M., Martin J.-M.* Concentration and fate of trace metals in Mekong River Delta // *Sci. Total Environ.* 2004. Vol. 332. No. 1–3. P. 167–182. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2004.01.018.
- Chanton J., Zhao T., Rosenheim B.E.* et al. Using natural abundance radiocarbon to trace the flux of petrocarbon to the seafloor following the Deepwater Horizon oil spill // *Environmental Science and Technology*. 2015. Vol. 49. No. 2. P. 847–854.
- Cheng I., Xu X., Zhang L.* Overview of receptor-based source apportionment studies for speciated atmospheric mercury // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2015. Vol. 15. P. 7877–7895.
- Chevey P., Carton P.* Les courants de la mer de Chine meridionale et leurs rapports avec le climat de l'Indochine // *Note Inst. Ocean. Indochine*. 1935. Vol. 26. P. 13.
- Choi S.H., Mukasa S.B., Zhou X.-H.* et al. Mantle dynamics beneath East Asia constrained by Sr, Nd, Pb và Hf isotopic systematics of ultramafic xenoliths and their host basalts from Hannuoba, North China // *Chemical Geology*. 2008. Vol. 248. P. 40–61.
- Clift P., Lee G.H., Duc N.A.* et al. Seismic reflection evidence for a Dangerous Grounds miniplate: no extrusion origin for the South China Sea // *Tectonics*. 2008. Vol. 27. No. 3. TC3008. <http://dx.doi.org/10.1029/2007TC002216>.
- Cline J.D.* Spectrophotometric determination of hydrogen sulfide in natural waters // *Limnol. Oceanogr.* 1969. Vol. 14. P. 444–458.
- Commission for the Geological Map of the World, 1975. *Geological World Atlas*, scale 1:10000000, U.N. Educ. Sci. and Cult. Org., Paris.
- Cui Z., Hou Y., Xia Z.,* et al. Geochemical characteristics and palaeoenvironmental reconstruction of the sediments from the Gulf of Tonkin, South China Sea // *Geological Society, London, Special Publications*. 2016. Vol. 429. No. 1. P. 73–85. <https://doi.org/10.1144/SP429.12>.
- Davis J.C.* *Statistics and Data Analysis in Geology*. Wiley: New York, 1973. P. 656.
- De Paolo D.J.* Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // *Nature*. 1981. Vol. 291. P. 193–197.
- Debenay J.-P.* A Guide to 1,000 Foraminifera from Southwestern Pacific: New Caledonia // *IRD Éditions Institut de recherche pour le développement*, Marseille. *Publications Scientifiques du Muséum national d'Histoire naturelle*. Paris, 2012.
- Deng J.-F., Su S.-G., Niu Y.-L.* et al. A possible model for the lithospheric thinning of North China Craton: Evidence from the Yanshanian (Jura-Cretaceous) magmatism and tectonism // *Lithos*. 2007. Vol. 6. No. 1–2. P. 22–35. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.009>.
- Ding W., Li J., Clift P.D.* IODP Expedition 349 Scientists. Spreading dynamics and sedimentary process of the Southwest Sub-basin, South China Sea: Constraints from multi-channel seismic data and IODP Expedition 349 // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. Vol. 115. P. 97–113.
- Dinh V.T., Harder S., Huang B.S.* et al. An overview of northern Vietnam deep crustal structures from integrated geophysical observations // *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*. 2018. Vol. 29. No. 4. P. 371–386.
- Dittert N., Baumann K.-H., Bickert T., Henrich R., Huber R.* Carbonate dissolution in the deep-sea: methods, quantification and paleoceanographic application // *Use of Proxies in Paleoclimatology: Examples from the South Atlantic*. Springer, 1999. P. 255–284.
- Doan T.V., Dinh T.V., Nguyen Y.T.* Deep structure feature of the Red River fault zone and its geodynamic implication from magnetotelluric data // *Tạp chí Địa chất (Vietnam Journal of Geology)*. 2001. A 267. P. 21–28. (in Vietnamese with English Abstract)
- Dou Y., Li J., Zhao J., Hu B., Yang S.* Distribution, enrichment and source of heavy metals in surface sediments of the eastern Beibu Bay, South China Sea // *Mar Pollut Bull.* 2013. Vol. 67. No. 1–2. P. 137–45. DOI: 10.1016/j.marpolbul.2012.11.022.
- Fan W., Zhang H.F., Baker J.* et al. On and off the North China craton: where is the Archaean keel? // *Journal of Petrology*. 2000. Vol. 41. No. 7. P. 933–950.
- Flower M.F.J., Russo R.M., Tamaki K., Hoang N.* Mantle contamination and the Izu-Bonin-Mariana (IBM) 'high-tide mark': evidence for mantle extrusion caused by Tethyan closure // *Tectonophysics*. 2001. Vol. 333. P. 9–34.
- Forsberg R., Tscherning C.C.* *Geodetic Gravity Field Modelling Programs*. Copenhagen: University of Copenhagen, 2008. 68 p.
- Friedlingstein P., O'Sullivan M., Jones M.W.* et al. Global Carbon Budget 2020 // *Earth System Science Data*. 2020. Vol. 12. No. 4. P. 3269–3340. DOI: 10.5194/essd-12-3269-2020.
- Fyhn M.B.W., Boldreel L.O., Nielsen L.H.* Geological development of the Central and South Vietnamese margin: implications for the establishment of the South China Sea, Indochinese escape tectonics and Ceno-

- zoic volcanism // *Tectonophysics*. 2009. No. 478. P. 184–214.
- Gatinski Y.G., Hutchinson C.S., Minh N.N., Tri V.T.* Tectonic evolution of Southeast Asia // *Tectonics of Asia. 27th International Geological Congress, Colloquium 5*, 1984. P. 153–167.
- Geological and georesources map of Vietnam and adjacent areas. Scale 1:000000. Publishing House Resources-Environment. 2010.
- Geological Survey of Japan (AIST), Coordinating Committee for Coastal and Offshore Geoscience Programmes in East and Southeast Asia (CCOP): Magnetic Anomaly Map of East Asia 1:4,000,000, 2nd edn. CD-ROM Version, p-3. Geological Survey of Japan (AIST), Tokyo; 2002.
- Geology and oil and gas resources of Vietnam. PetroVietnam, 2005. 526 p.
- Ghrefat H., Yusuf N.* Assessing Mn, Fe, Cu, Zn, and Cd pollution in bottom sediments of Wadi Al-Arab Dam, Jordan // *Chemosphere*. 2006. Vol. 65. No. 11. P. 2114–21. DOI: 10.1016/j.chemosphere.2006.06.043.
- Gittel A., Donhauser J., Roy H.* et al. Ubiquitous Presence and Novel Diversity of Anaerobic Alkane Degraders in Cold Marine Sediments // *Frontiers in Microbiology*. 2015. Vol. 6. P. 1–14. DOI: 10.3389/fmicb.2015.01414.
- Glavas N., Mourrelle M.L., Gomez C.P.* et al. The mineralogical, geochemical, and thermophysical characterization of healing saline mud for use in pelotherapy // *Applied Clay Science*. 2017. Vol. 135. P. 119–128.
- Gooday A.J., Levin L.A., Linke P., Heeger T.* The role of benthic foraminifera in deep sea food webs and carbon cycling // *Deep-sea food chains and the global carbon cycle* / eds. G.T. Rowe, V. Pariente. Boston: Kluwer Academic Press, 1997. P. 63–91.
- Graw M.F., D'Angelo G., Borchers M.* et al. Energy Gradients Structure Microbial Communities Across Sediment Horizons in Deep Marine Sediments of the South China Sea // *Frontier Microbiology*. 2018. Vol. 9. P. 729–12. DOI: 10.3389/fmicb.2018.00729.
- Groom R.W., Bailey R.C.* Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three dimensional galvanic distortion // *J. geophys. Res.* 1989. Vol. 94. P. 1913–1925.
- Ha N.M., Dung N.T., Thy B.P.* et al. Rating Distribution and Trends Pollution of Heavy Metals in Sediment Central Coast Areas of north Vietnam from Nghe An to Quang Tri // *VNU Journal of Science: Natural Sciences and Technology*. 2016. Vol. 32. No. 4. P. 184–191 (Vietnamese).
- Hakanson L.* An ecological risk index for aquatic pollution control. a sedimentological approach // *Water Res.* 1980. Vol. 14. No. 8. P. 975–1001. DOI: 10.1016/0043-1354(80)90143-8.
- Hales B.A., Edwards C., Ritchie D.A.* et al. Isolation and identification of methanogen-specific DNA from blanket bog peat by PCR amplification and sequence analysis // *Appl. Environ. Microbiol.* 1996. Vol. 62. P. 668–675. DOI: 10.1128/aem.62.2.668-675.1996.
- Hall R., Spakman W.* Subducted slabs beneath the eastern Indonesia-Tonga region: Insights from tomography // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 201. No. 2. P. 321–336. DOI: 10.1016/S0012-821X(02)00705-7.
- Hanh P.T.M., Nghi D.T., Lan T.D.* et al. The status and distribution of PCBs along the coast of Vietnam // *Environmental Geochemistry and Health*. 2019. Vol. 41. P. 381–390. <https://doi.org/10.1007/s10653-018-0168-y>.
- Harper D.A.T.* Numerical Palaeobiology. Computer-Based Modelling and Analysis of Fossils and their Distributions. New York, 1999. 468 p.
- Hayes D.E., Taylor B.* Tectonics a geophysical atlas of east and south east Asian seas / ed. D.E. Hayes. Geol. Soc. Amer., 1978. MC-25.
- Hart S.R.* A large-scale isotopic anomaly in the Southern Hemisphere // *Nature*. 1984. Vol. 309. P. 753–757.
- Heinonen J.S., Luttinen A.V., Riley T.R., Michalik R.M.* Mixed pyroxenite-peridotite sources for mafic and ultramafic dikes from the Antarctic segment of the Karoo continental flood basalt province // *Lithos*. 2013. Vol. 177. P. 366–380.
- Hemleben C., Spindler M., Anderson O.R.* Modern Planktonic Foraminifera. New York: Springer-Verlag, 1989. 363 p.
- Hinz K., Schlüter H.U.* Geology of the Dangerous Grounds, South China Sea and the continental margin of South-west Palawan: Result of Sonner cruises So-23 and So-27 // *Energy*. 1985. Vol. 10. No. 3/4. P. 297–315.
- Hirose K., Kushiro I.* Partial melting of dry peridotites at high pressures: determination of composition of melts segregated from peridotite using aggregate of diamond // *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. Vol. 114. P. 477–489.
- Ho K.S., Chen J.-C., Juang W.-S.* Geochronology and geochemistry of late Cenozoic basalts from the Leiqiong area, southern China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2000. Vol. 18. P. 307–324.
- Hoang N.* Geodynamic context and mantle source of the East Vietnam Sea spreading-related volcanic rocks in Vietnam and neighboring areas // *Journal of Geology*.

2020. Series A. Vol. 371-372. P. 21–38 (in Vietnamese with English abstract).
- Hoang N.* Lithospheric mantle beneath Pleiku: evidence from mantle xenolith // *Journal of Geology Series*. 2005. A 287. P. 8–10 (in Vietnamese with English abstract).
- Hoang N., Flower M.* Petrogenesis of Cenozoic Basalts from Vietnam: Implication for Origins of a ‘Diffuse Igneous Province’ // *Journal of Petrology*. 1998. Vol. 39. No. 3. P. 369–395. DOI: 10.1093/etroj/39.3.369
- Hoang N., Flower M.F.J., Carlson R.W.* Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts, interaction of hydrous EMI-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. Vol. 60. P. 4329–4351.
- Hoang N., Hauzenberger C., Fukuyama M., Konzett J.* Cenozoic volcanism in the Bolaven, Southern Laos // 25<sup>th</sup> GEOSEA 2018, Hanoi, 16-17 October 2018. P. 97–98.
- Hoang N., Shinjo R., La T.P.* et al. Pleistocene basaltic volcanism in the Krông Nô area and vicinity, Dac Nong Province (Vietnam) // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2019a. Vol. 181. P. 103903.
- Hoang N., Tran T.H., Le D.A.* Geochemistry and petrology of spinel-lherzolite xenoliths in Cenozoic alkaline basalt in Vietnam: implications for lithospheric mantle source domain // *Geology and Metallogeny of Vietnam*, Int Symposium, Hanoi, 2019b. P. 77–94.
- Hoang N., Uto K.* Upper mantle isotopic components beneath the Ryukyu arc system, Evidence for ‘back-arc’ entrapment of Pacific MORB mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2006. Vol. 249. P. 229–240.
- Holbourn A., Henderson A.S., MacLeod N.* Atlas of benthic foraminifera. Natural History Museum, 2013. Published by Blackwell Publishing Ltd. 656 p.
- Holloway N.H.* North Palawan Block, Philippines--Its relation to the Asian mainland and role in evolution of South China Sea // *AAPG Bull.* 1982. Vol. 66. P. 1355–1383.
- Holm P.M.* Sr, Nd and Pb isotopic composition of in situ lower crust at the Southwest Indian Ridge, results from ODP Leg 176 // *Chemical Geology*. 2002. Vol. 184. P. 195–216.
- Hong-Anh H.T., Choi S.H., Yu Y-j.* et al. Geochemical constraints on the spatial distribution of recycled oceanic crust in the mantle source of late Cenozoic basalts. Vietnam // *Lithos*. 2018. Vol. 296–299. P. 382–395.
- Huang H., He E., Qiu X.* et al. Insights about the structure and development of Zhongsha Bank in the South China Sea from integrated geophysical modelling // *International Geology Review*. 2019. P. 1–11.
- Huang B., Jian B., Cheng X., Wang, P.* Foraminiferal responses to upwelling variations in the South China Sea over the last 220 000 years // *Marine Micropaleontology*. 2002. Vol. 47. P. 1–15.
- Hughes G.W.* Modern batial agglutinating foraminifera from the Vella Gulf and Blanche Channel, New Georgia, Solomon Island, Southwest Pacific // *Journal of Foraminiferal Research*. 1988. Vol. 18. No. 4. P. 304–310.
- Hung D.Q., Shakirov R., Iugai I.* et al. A study on the relationship between gas-geochemical field and tectonic fault activities in the river mouth of Gulf of Tonkin // *Vietnam Journal of Marine Science and Technology*. 2019. Vol. 19. No. 2. P. 191–198. DOI: <https://doi.org/10.15625/1859-3097/19/2/14036>.
- Hutchison C.S.* Marginal basin evolution: the southern South China Sea // *Marine and Petroleum Geology*. 2004. Vol. 21. No. 9. P. 1129–1148.
- Hutchison C.S.* Geological Evolution of South-East Asia (Second Edition). 2007. 433 pp.
- Ignat’ev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskii S.Yu.* A method for determining argon isotopes in a continuous helium flow for K/Ar geochronology // *Journal of Analytical Chemistry*. 2010. Vol. 65. P. 1347–1355.
- Ingersoll R.V., Busby C.J.* Tectonics of sedimentary basins // *Tectonics of Sedimentary Basins / Eds. C.J. Busby, R.V. Ingersoll*. Blackwell Science, Oxford, 1995. P. 1–51.
- INTERMAGNET. URL: <https://www.intermagnet.org/index-eng.php> (дата обращения: 13.12.2019).
- Ionov D., Prikhodko V.S., Bodinier J-L.* et al. Lithospheric mantle beneath the southeast Siberian craton: petrology of peridotite xenoliths in basalts from the Tokinsky Stanovik // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. Vol. 149. P. 647–665.
- Jagodziński R., Sternal B., Statterger K., Szczuciński W.* Sediment distribution and provenance on the continental shelf off the Mekong River, SE Vietnam: Insights from heavy mineral analysis // *J. Asian Earth Sci.* 2020. Vol. 196. P. 104357. DOI: 10.1016/j.jseaes.2020.104357.
- Javaux E.J., Scott D.B.* Illustration of modern benthic foraminifera from Bermuda and remarks on distribution in other subtropical/tropical areas // *Palaeontologia Electronica*. 2003. Vol. 6. No. 4. 29 p.
- Jiang T., Gao H-F., He J., Tian D.* Post-spreading volcanism in the central South China Sea: insights from zircon U-Pb dating on volcanoclastic breccia and seismic features // *Marine Geophysics Research*. 2019. Vol. 40. P. 185–198.

- Jin-Min Wu*. History of oil and gas exploration in the central and northern part of the South China Sea // *Energy*. 1985. Vol. 10. No. 3/4. P. 413–419.
- Jochum L.M., Chen X., Lever M.A.* et al. Depth Distribution and Assembly of Sulfate-Reducing Microbial Communities in Marine Sediments of Aarhus Bay // *Applied and environmental microbiology*. 2017. Vol. 83. No. 23. P. 01547–17. DOI:10.1128/AEM.01547-17.
- Jolivet L., Faccenna C., Becker T.* et al. Mantle flow and deforming continents: From India-Asia convergence to Pacific subduction // *Tectonics*. 2018. Vol. 37. P. 2887–2914.
- Jones K.C., Johnston A.E.* Cadmium in cereal grain and herbage from long-term experimental plots at Rothamsted, UK // *Environ. Pollut.* 1989. Vol. 57. No. 3. P. 199–216. DOI: 10.1016/0269-7491(89)90012-2.
- Kaiser D., Schulz-Bull D.E., Waniek J.J.* Profiles and inventories of organic pollutants in sediments from the central Beibu Gulf and its coastal mangroves // *Chemosphere*. 2016. Vol. 153. P. 39–47. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2016.03.041>.
- Khiari I., Mefteh S., Sanchez-Espejo R.* et al. Study of traditional Tunisian medina clays used in therapeutic and cosmetic mud-packs // *Applied Clay Science*. 2014. Vol. 101. P. 141–148.
- Kirkpatrick J.B., Walsh E.A., D'Hondt S.* Microbial selection and survival in seafloor sediment // *Frontiers In Microbiology*. 2019. Vol. 10. No. 10. P. 1. DOI: 10.3389/fmicb.2019.00956.
- Kogiso T., Hirose K., Takahashi E.* Melting experiments on homogenous mixtures of peridotite and basalt: application to the genesis of ocean island basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 162. P. 45–61.
- Koloskov R.V., Flerov G.B., Han N.X.* Petrological features of Late Cenozoic volcanism in Vietnam // *Proceedings of 1st International Conference on Geology of Indochina 3, Ho Chi Minh, 5–7 December, 1986*. P. 1115–1117.
- Konyaev K.V., Sabinin K.D., Serebryany A.N.* Large-amplitude internal waves at the Mascarene Ridge in the Indian Ocean // *Deep Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers*. 1995. Vol. 42. No. 11/12. P. 2075–2081.
- Konzett J., Hauzenberger C., Krenn K.* et al. Neogene metasomatism in the subcontinental lithosphere beneath SE Asia – Evidence from modal and cryptic phosphorus enrichment in peridotites and pyroxenites from Southern Laos // *Journal of Petrology*. 2020. P. 1–35. DOI: 10.1093/petrology/egaa013.
- Korepanov V., Klymovych Y., Kuznetsov O.* et al. New INTERMAGNET fluxgate magnetometer // *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.* 2007. C-99(398). P. 291–298.
- Kucera M.* Chapter six planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments // *Dev. Mar. Geol.* 2007. Vol. 1. P. 213–262.
- Kushiro I.* Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressure: An experimental study using aggregates of diamond // In: A. Basu and S.R. Hart (Eds), *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*. *Geophys. Monogr.* 95, American Geophysical Union, 1996. P. 109–122.
- Lambelet M., Rehkämper M., van de Flierdt T.* et al. Isotopic analysis of Cd in the mixing zone of Siberian rivers with the Arctic Ocean – New constraints on marine Cd cycling and the isotope composition of riverine Cd // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. No. 361. P. 64–73.
- Lambert R., Grant C., Sauvé S.* Cadmium and zinc in soil solution extracts following the application of phosphate fertilizers // *Sci. Total Environ.* 2007. Vol. 378. P. 293–305. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2007.02.008.
- Larsen H.C.* et al. Expedition 367/368 summary // In *Proc. IODP* (eds Z. Sun et al.) 2018. Vol. 367/368. Chapter 1 (IOPD, 2018).
- Latin D., White N.* Generating melt during lithospheric extension: Pure shear vs. simple shear // *Geology*. 1990. Vol. 18. P. 327–331.
- Lavery A.C., Wiebe P.H., Stanton T.K.* et al. Determining dominant scatterers of sound in mixed zooplankton populations // *J. Acoust. Soc. Am.* 2007. Vol. 122. No. 6. P. 3304–26.
- Le D.A., Hoang N.P., Malinovskii V.P.* et al. Geochemical features of olivines from Northeastern Phu Quy volcanic island and their relation to melt variations in the magma source // *Journal of Geology*. 2019. Series B. No. 49-50. P. 1–18.
- Le D.A., Hoang N.P., Shakirov R.B., Tran T.H.* Geochemistry and petrography of late Miocene – Pleistocene basalts in the Phu Quy island area, East Vietnam Sea, Implication for mantle source feature and melt generation // *Vietnam Journal of Earth Sciences*. 2017. Vol. 39. No. 3. P. 270–288.
- Le D.A., Trung N.N., Phach P.V.* et al. Characteristics of Helium, Methane and Hydrogen distribution and their relationship with fault systems in the North of the Gulf of Tonkin // *Journal of Marine Science and Technology*. 2014. Vol. 14. No. 4a. P. 78–89.
- Lee T.-Y., Lo C.-H., Chung S.L.* et al. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Dating Result of Neogene Basalts in Vietnam and its Tectonic Implication // In M. Flower et al. (eds.). *Mantle Dy-*

- namics and Plate Interactions in East Asia. AGU Geodynamic Series, 1998. Vol. 27. P. 317–330.
- Lei Y., Li T.* Atlas of Benthic Foraminifera from China Seas. The Bohai Sea and the Yellow Sea. Springer Geology. Jointly published with Science Press Ltd., Beijing, China. 2016. 399 p.
- Leloup P., Arnaud H.N., Lacassin R.* et al. New constraints on the structure, thermochronology and timing of the Ailao Shan-Red River shear zone SE Asia // *Journal of Geophysical Research*. 2001. Vol. 106. P. 6683–6732.
- Li C., Kang S., Zhang Q.* Elemental composition of Tibetan Plateau top soils and its effect on evaluating atmospheric pollution transport // *Environ. Pollut.* 2009. Vol. 157. No. 8-9. P. 2261–2265. DOI: 10.1016/j.envpol.2009.03.035.
- Li C.-F., Li J., Ding W.* et al. Seismic stratigraphy of the central South China Sea basin and implications for neotectonics // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2015. Vol. 120. P. 1377–1399, DOI: 10.1002/2014JB011686.
- Li L., Clift P.D., Nguyen H.T.* The sedimentary, magmatic and tectonic evolution of the southwestern South China Sea revealed by seismic stratigraphic analysis // *Marine Geophysical Research*. 2013. Vol. 34. P. 341–365.
- Li P., Wang Y., Huang W.* et al. Sixty-year sedimentary record of DDTs, HCHs, CHLs and endosulfan from emerging development gulfs: a case study in the Beibu Gulf, South China Sea // *Bulletin of environmental contamination and toxicology*. 2014. Vol. 92. P. 23–29. <https://doi.org/10.1007/s00128-013-1130-4>.
- Li Zhen-wu.* A discussion on the crustal nature of the central and northern parts of South China Seas // *Acta Geophys. Sinica*. 1984. Vol. 27. No. 27. P. 153–166.
- Liang Y., Delescluse M., Qiu, Y.* et al. Décollements, detachments, and rafts in the extended crust of Dangerous Ground, South China Sea: The role of inherited contacts // *Tectonics*. 2019. Vol. 38. No. 6. P. 1863–1883. DOI: 10.1029/2018TC005418.
- Lipps H., Culver S.J.* The trophic role of marine microorganisms through time // *Paleontological Society Papers*. 2002. Vol. 8. P. 69–92.
- Liu G., Yu Y., Hou J.* et al. An ecological risk assessment of heavy metal pollution of the agricultural ecosystem near a lead-acid battery factory // *Ecol. Indic.* 2014. Vol. 47. P. 210–218. DOI: 10.1016/j.ecolind.2014.04.040.
- Liu Hailing, Yan Pin, Zhang Boyou* et al. Role of the Wana fault system in the western Nansha Islands (southern South China Sea) // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2004. Vol. 23. No. 2. P. 221–233.
- Liu J., Chen M., Chen Z., Yan W.* Clay mineral distribution surface sediments of the northeastern South China Sea and surrounding fluvial drainage basins: Source and transport // *Marine Geology*. 2010. Vol. 277. P. 48–60.
- Liu X., Wang M.* Filling the gaps of missing data in the merged VIIRS SNPP/NOAA-20 ocean color product using the DINEOF method // *Remote Sens*. 2019. Vol. 11. No. 2. P. 178.
- Liu Z., Zhao Y., Colin C.* et al. Source-to-sink transport processes of fluvial sediments in the South China Sea // *Earth-Science Rev.* 2016. Vol. 153. P. 238–273 DOI: 10.1016/j.earscirev.2015.08.005.
- Loeblich A.R., Tappan H.* Foraminiferal genera and their classification. Vol. 1, 2. Los Angeles: Van Nostrand Comp, 1988. 970 p.
- Ludwig W.I.* The Manila Trench and West Luzon trough, III, Sesmi-refraction measurement // *Deep Sea Research*. 1970. Vol. 17. No. 3. P. 533–544.
- Ludwig W.I., Kumar N., Houtz R.E.* Profiler-Sono-buoy measurement in the South China Sea Basin // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. No. B7. P. 3505–3518.
- Luong L.D., Hoang N., Shinjo R.* et al. Chemical, mineralogical, and physicochemical features of surface saline muds from Southwestern sub-basin of the East Vietnam Sea: Implication for new peloids // *Vietnam Journal of Earth Sciences*. 2021. Vol. 43. No. 4. P. 1–13. <https://doi.org/10.15625/2615-9783/16561>.
- Luong L.D., Shakirov R.B., Hoang N.* et al. Features in REE and methane anomalies distribution in the East China Sea water column: a comparison with the South China Sea // *Water Resources*. 2019. Vol. 46. No. 5. P. 807–816.
- Mahoney J.J., Graham D.W., Christie D.M.* et al. Between a hotspot and a cold spot: Isotopic variation in the Southeast Indian Ridge asthenosphere, 86E – 118E // *Journal of Petrology*. 2002. Vol. 43. No. 7. P. 1155–1176.
- Marmur J.* A procedure for the isolation of deoxyribonucleic acid from microorganisms // *J. Mol. Biol.* 1961. Vol. 3. P. 208–218.
- Marquez R.T.C., Tejada M.L., Suzuki K.* et al. The seawater osmium isotope record of South China Sea: implications on its history and evolution // *Marine Geology*. 2017. Vol. 394. P. 98–115.
- McGlynn S.E.* Energy metabolism during anaerobic methane oxidation in ANME archaea // *Microbes Environ.* 2017. Vol. 32. P. 5–13.
- McKenzie D., Bickle M.J.* The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *Journal of Petrology*. 1988. Vol. 29. P. 625–679.

- Melis R., Violanti D.* Foraminiferal biodiversity and Holocene evolution of the Phetchaburi coastal area (Thailand Gulf) // *Marine Micropaleontology*. 2006. Vol. 61. No. 1–3. P. 94–115.
- Menzies M.A., Fan W., Zhang M.* Paleozoic and Cenozoic lithoproses and the loss of >120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China // *Magmatic processes and Plate tectonics* / Eds. H.M. Prichard và nnk. Geol. Soc., Spec. Publ., 1993. P. 71–81.
- Minh L.H., Toan D.V., Son V.T.* et al. Preliminary results of processing the sounding magnetotelluric data of HoaBinh-Thai Nguyen and Thanh Hoa-Ha Tay profiles // *Tạp chí Các Khoa Học Về Trái Đất* (Vietnam Journal of Earth Science). 2011. No. 33(1). P. 18–28.
- Mischoukov V., Mishukova G.* White caps and bubble mechanisms of gas exchange between ocean and atmosphere // *Proceedings of the 2nd International Symposium “CO<sub>2</sub> in the Oceans”* / ed. Y. Nojiri. Publ: Environ. Agency of Japan, 1999. P. 517–520.
- Mishukova G.I., Shakirov R.B.* Spatial variations of methane distribution in marine environment and its fluxes at the water-atmosphere interface in the western Sea of Okhotsk // *Water Resources*. 2017. Vol. 44. No. 4. P. 662–672.
- Morse J.W., Arvidson R.S.* The Dissolution Kinetics of Major Sedimentary Carbonate Minerals // *Earth-Science Reviews*. 2002. Vol. 58. No. 1–2. P. 51–84.
- Müller G.* Index of geoaccumulation in sediments of the Rhine River // *Geol. J.* 1969. Vol. 2. P. 108–118.
- Müller G.* Schwermetalle in den Sedimenten des Rheins: Veränderungenseit 1971 // *Umsch. Wissensch. Techn.* 1979. Vol. 79. P. 778–783.
- National Geophysical Data Center (NGDC). URL: <https://www.ngdc.noaa.gov> (дата обращения: 13.12.2019).
- Neal C.R., Mahoney J.J., Chazey III W.J.* Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kergulen Plateau and Broken Ridge LIP: Results from ODP Leg 183 // *J. Petrol.* 2002. Vol. 43. No. 7. P. 1177–1205.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. Vol. 299. P. 715–717.
- Nguyen T.C., Cao D.G., Tran T.T.* General evaluation of the geothermal potential in Vietnam and the prospect of development in the near future // *Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 2005*.
- Nguyen H.T., Trinh X.C., Nguyen T.T.L.* et al. Modeling of petroleum generation in *Nguyen H.T., Trinh X.C., Nguyen T.T.L.* et al. Modeling of petroleum generation in PhuKhanh Basin by Sigma 2-D software // by Sigma 2-D software // *Petrovietnam Journal: Science-technology conference on the occasion of the 35-th anniversary of the Vietnam Petroleum Institute «The intellect of Petrovietnam: Integration and Sustainable development»*, Hanoi, 22–23 May, 2013. P. 3–13.
- Nguyen T.C., Kil Y-W.* The evolution of the lithospheric mantle beneath Ia Bang, Pleiku plateau, Central Vietnam // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2019. Vol. 174. P. 232–244.
- Nguyen T.T.H., Zhang W., Li Z.* et al. Assessment of heavy metal pollution in Red River surface sediments, Vietnam // *Mar. Pollut. Bull.* 2016. Vol. 113. No. 1-2. P. 513–519. DOI: 10.1016/j.marpolbul.2016.08.030.
- Obzhurov A., Shakirov R., Salyuk A.* et al. Relations between methane venting, geological structure and seimo-tectonics in the Okhotsk Sea // *Geo-Marine Letters*. 2004. Vol. 24. P. 135–139.
- Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2012, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 59, Korea Polar Research Institute / ed. Y.K. Jin, H. Shoji, A. Obzhurov, B. Baranov. Incheon, 2013. 163 p.
- Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project II, 2013, R/V Akademik M. A. Lavrentyev Cruise 62, New Energy Resources Research Center, Kitami Institute of Technology / ed. H. Shoji, Y.K. Jin, B. Baranov, N.A. Nikolaeva, A. Obzhurov. Kitami, 2014. 111 p.
- Petroleum Geology and Resources in Viet Na* / Ed. Nguyen Hiep. PetroVietnam, 2005. 550 p.
- Phach P.V., Tri T.V., Trung N.N., Anh L.D.* The geological structure of the southwestern en of the East Sea // *Proceeding of The 15<sup>th</sup> regional congress on Geology, Mineral and Energy resources of Southeast Asia (GEOSEA XV)*. 2018. P. 238–241.
- Phach P.V.* Tectonic structure of the Red River fault zone // *Vietnam Journal of Geology*. 2001. Series B. No. 17–18. P. 1–11.
- Phi T.T., Shakirov R., Le D.A.* et al. Features of the Cenozoic deformation phases on Co To – Thanh Lan islands (Quang Ninh province, Tonkin gulf, Vietnam) // *Тихоокеанская геология*. 2018. Т. 37. № 2. С. 87–101. DOI: 10.30911/0207-4028-2018-37-2-87-101.
- Phuong N.H.* Probabilistic assessment of earthquake hazard in Vietnam based on seismotectonic regionalization // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 198. No. 1. P. 81–93.
- Pin Yan, Yanlin Wang, Hailing Liu.* Post-spreading transpressive faults in the South China Sea Basin // *Tectonophysics*. 2008. Vol. 450. No. 1-4. P. 70–78.
- Pinxian Wang, Qianyu Li.* The South China Sea: Paleogeography and Sedimentology. Vol. 13. Monograph. Springer, 2009. 506 p.

- Piper D.Z., Heath G.R. Hydrogenous sediment // In The Eastern Pacific Ocean and Hawaii, The Geology of North America / eds. E.L. Winterer, D.M. Hussong, R.W. Decker. Geological Society of America, Boulder, CO, 1989. P. 337–345.
- Pollak H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. New global heat flow compilation. Department of Geological Sciences, University of Michigan, U.S.A., 1991.
- Priha O., Nyyssönen M., Bomberg M. et al. Application of denaturing high-performance liquid chromatography for monitoring sulfate-reducing bacteria in oil fields // Applied and Environmental Microbiology. 2013. Vol. 79. No. 17. P. 5186–5196. DOI: 10.1128/AEM.01015-13.
- Qian S-P., Zhou H-Y., Zhang L., Cheng R. Mantle heterogeneity beneath the South China Sea: chemical and isotopic evidence for contamination of ambient asthenospheric mantle // Lithos. 2020. Vol. 354–355. P. 10535.
- Quintela A., Terroso D., Silva E.F.D., Rocha F. Certification and quality criteria of peloids used for therapeutic purposes // Clay minerals. 2012. Vol. 47. P. 441–451.
- Qureshi A., Macleod M., Sunderland E., Hungerbühler K. Exchange of elemental mercury between the oceans and the atmosphere // Environmental Chemistry and Toxicology of Mercury. 2012. Chapter 12. P. 389–421.
- Quy T.D., Tue N.T., Nhuan M.T. Spatial distribution of trace elements in surface sediments of Tien Yen Bay, northeast Vietnam // Vietnam Journal of Earth Sciences. 2012. Vol. 34. No. 1. P. 10–17. <https://doi.org/10.15625/0866-7187/34/1/1047> (Vietnamese).
- Rangin C., Huchon P., Le Pichon X. et al. Cenozoic deformation of central and south, Southeast Asia Structure and Tectonics // Tectonophysics. 1995a. Vol. 251. P. 180–196. (special issue).
- Rangin C., Klein M., Rogues D. et al. The Red River Fault system in the Tonkin gulf, Vietnam // Tectonophysics. 1995b. Vol. 243. P. 209–222.
- Rees C.E., Jenkins W.J., Monster J. The sulphur isotopic composition of ocean water sulphate // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42. P. 377–381.
- Reimann C., Filzmoser P., Garrett R.G. Background and Threshold: Critical Comparison of Methods of Determination // Science of the Total Environment. 2005. Vol. 346. No. 1–13. P. 1–16. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2004.11.023.
- Robinson J.A., Wood B.J. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 164. P. 277–284.
- Rowley D.B., Markwick P.J. Haq et al. Eustatic Sea Level Curve: Implications for Sequestered Water Volumes // The Journal of Geology. 1992. Vol. 100. No. 6. P. 703–715. <http://www.jstor.org/stable/30065041>.
- Ru K., Pigott J.D. Episodic rifting and subsidence in the South China Sea // AAPG Bulletin. 1986. Vol. 70. No. 9. P. 1136–1155. <http://aapgbull.geoscienceworld.org/content/70/9/1136.short>.
- Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F. et al. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. Vol. 346. No. 6205. P. 65–67. DOI: 10.1126/science.1258213.
- Sang P.N., Bat D.V., Hiep N.H. et al. Characteristics of sediment provenance in the southwestern East Sea // Journal of Mining and Earth Sciences. 2020. Vol. 61. No. 5. P. 11–19.
- Sattarova V.V., Aksentov K.I. Geochemistry of mercury in surface sediments of the Kuril Basin of the Sea of Okhotsk, Kuril-Kamchatka Trench and adjacent abyssal plain and northwest part of the Bering Sea // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2018. Vol. 154. P. 24–31. DOI: 10.1016/j.dsr2.2017.09.002.
- Sattarova V., Aksentov K., Alatorsev A. et al. Distribution and contamination assessment of trace metals in surface sediments of the South China Sea, Vietnam // Marine Pollution Bulletin. 2021. Vol. 173. Part A. P. 113045. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2021.1130>.
- Savva D., Méresse F., Pubellier M. et al. Seismic evidence of hyper-stretched crust and mantle exhumation offshore Vietnam // Tectonophysics. 2013. Vol. 608. P. 72–83. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.010>.
- Schimanski A., Stattegger K. Deglacial and Holocene evolution of the Vietnam shelf: stratigraphy, sediments and sea-level change // Marine Geology. 2005. Vol. 214. P. 365–387.
- Schlitzer R. Ocean Data View. [Электронный ресурс]. URL: <https://odv.awi.de> (дата обращения: 05.09.2020).
- Schlüter H.U., Hinz K., Block M. Tectono-stratigraphic terranes and detachment faulting of the South China Sea and Sulu Sea // Marine Geology. 1996. Vol. 130. No. 1–2. P. 39–78. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00137-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00137-9).
- Seevers H.A., Darling K.F., Wade C.M. Ecological partitioning and diversity in tropical planktonic foraminifera // BMC Evolutionary Biology. 2012. Vol. 12. No. 54. 15 p. <https://doi.org/10.1186/1471-2148-12-54>.

- Shakirov R.B., Hung D.Q., Anh L.D.* et al. Features of the gasgeochemical abnormal fields distribution in the Red River rift (Tonkin Gulf, South China Sea) // *Doklady Earth Sciences*. 2019. Vol. 484. No. 2. P. 181–184. <https://doi.org/10.1134/S1028334X19020065>.
- Shakirov R.B., Lan N.H., Yatsuk A.V.* et al. Methane flux into the atmosphere in the Bien Dong (East Sea of Vietnam) // *Journal of Marine Science and Technology*. 2018. Vol. 18. No. 3. P. 250–255.
- Shakirov R.B., Nguyen Nhu Trung, Zuong Quoc Hung* et al. The Anomalies of Natural Gases in the Sediments and Seawater in the Gulf of Tonkin (BacBo, South-China Sea), Vietnam // 12th International conference on Gas in Marine Sediments. Taiwan, September 1–6, 2014. P. 11–16. DOI: 10.13140/2.1.2537.4402.
- Shakirov R.B., Phach P.V., Nikiforov V.M.* et al. Lan. Joint Vietnam Russia laboratory for marine geoscience and technology (IMGG VAST – POI FEB RAS): scientific activity. // Proceedings of the International conference on Bien Dong 2012 «90 years of marine science in Vietnamese and adjacent waters», Vietnam academy of science and technology Institute of oceanography, Nha Trang, September 12–14, 2012. P. 191–205.
- Shakirov R.B., Valitov M.G., Obzhirov A.I.* et al. Methane anomalies, its flux on the sea–atmosphere interface and their relations to the geological structure of the South-Tatar sedimentary basin (Tatar Strait, the Sea of Japan) // *Marine Geophysical Research*. 2019. Vol. 40. No. 4. P. 581–600. DOI: 10.1007/s11001-019-09389-3.
- Shepard F.P.* Nomenclature based on sand-silt-clay ratios // *Jour. Sed. Petrology*. 1954. Vol. 24. P. 151–158.
- Shi H., Li C.-F.* Mesozoic and early Cenozoic tectonic convergence-to-rifting transition prior to opening of the South China Sea // *International Geology Review*. 2012. Vol. 54. No. 15. P. 1801–1828.
- Sholkovitz E.R.* The aquatic chemistry of rare earth elements in rivers and estuaries // *Aquatic Geochemistry*. 1995. Vol. 1. P. 1–34.
- Sholupov S., Pogarev S., Ryzhov V.* et al. Zeeman atomic absorption spectrometer RA-915 + for direct determination of mercury in air and complex matrix samples // *Fuel Processing Technology*. 2004. Vol. 85. No. 6–7. P. 473–485.
- Silvia G., Rossano P., Luca G.B.* et al. PCBs in Central Vietnam coastal lagoons: Levels and trends in dynamic environments // *Marine Pollution Bulletin*. 2011. Vol. 62. P. 1013–1024. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2011.02.035>.
- Sprovieri F., Pirrone N., Bencardino M.* et al. Atmospheric mercury concentrations observed at groundbased monitoring sites globally distributed in the framework of the GMOS network // *Atmos. Chem. Phys*. 2016. Vol. 16. P. 11915–11935.
- Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D.* et al. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2015. Vol. 96. No. 12. P. 2059–2077.
- Sugisaki R.* Major-element chemistry of argillaceous sediments at Deep Sea Drilling Project Sites 442, 443, and 444, 1980.
- Sun P., Niu Y-L., Guo P-G.* et al. Multiple mantle metasomatism beneath the Leizhou Peninsula, South China: Evidence from elemental and Sr-Nd-Pb-Hf isotope geochemistry of the late Cenozoic volcanic rocks // *International Geology Review* 2018. Vol. 61. No. 14. P. 1768–1785. <https://doi.org/10.1080/00206814.2018.1548307>.
- Sun S.-s., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes, in *Magmatism in the Ocean Basins* // Geological Society, London, Special Publications. 1989. Vol. 42. P. 313–345.
- Syrbu N.S., Shakirov R.B., Le Duc Anh* et al. Formation of abnormal gasgeochemical fields of methane, helium and hydrogen in Northern Vietnam, its coastal and adjacent water areas // *Lithology and Mineral Resources*. 2020. Vol. 55. No. 6. P. 512–527.
- Szarek R., Kuhnt W., Kawamura H., Nishi H.* Distribution of recent benthic foraminifera along continental slope of the Sunda Shelf (South China Sea) // *Marine Micropaleontology*. 2009. Vol. 71. No. 1-2. P. 41–59.
- Szczuciński W., Jagodziński R., Hanebuth T.J.J.* et al. Modern sedimentation and sediment dispersal pattern on the continental shelf off the Mekong River delta, South China Sea // *Glob. Planet. Change*. 2013. Vol. 110. P. 195–213. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2013.08.019.
- Tamaki K., Honza E.* Global Tectonics and formation of marginal basins: Role of the Western Pacific // *Episodes*. 1991. Vol. 14. No. 3. P. 224–230
- Tang D.L., Kawamura H., Lee M.-A., Dien T.V.* Seasonal and spatial distribution of chlorophyll-a concentrations and water conditions in the Gulf of Tonkin, South China Sea // *Remote Sensing of Environment*. 2003. Vol. 85. № 4. C. 475–483.
- Tang H., Ke Z., Yan M.* et al. Concentrations, distribution, and ecological risk assessment of heavy metals in Daya Bay, China // *Water*. 2018. Vol. 10. No. 6. P. 780. DOI: 10.3390/w10060780.
- Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R.* On the mechanics of the collision between India and Asia // *Collision Tectonics* / Eds. M.P. Coward, A.C. Ries. Geologi-

- cal Society of London, Special Publication 19, 1986. P. 115–157.
- Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain Y. et al.* Propagating extrusion tectonics in Asia, new insights from simple experiments with plasticine // *Geology*. 1982. Vol. 10. No. 12. P. 611–616.
- Tatsumoto M., Basu A.R., Huang W.-k. et al.* Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*. 1992. Vol. 113. P. 107–128.
- Taylor B., Hayes D.D.* Origin and History of the South China Sea Basin // *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Part 2* / Ed. D.E. Hayes. Geophysical Monograph. No. 27. American Geophysical Union, Washington, 1983. P. 23–56.
- Taylor B., Hayes D.D.* The tectonic evolution of the South China Basin // *The tectonic and geological Evolution Southeast Asian Seas and Islands. Part 1* / Ed. D.E. Hayes. Geophysical Monograph. No. 23. American Geophysical Union, Washington, 1980. P. 89–104.
- Taylor SR, McLennan SM.* The geochemical evolution of the continental crust // *Rev Geophys*. 1995. Vol. 33. P. 241–265.
- Tejada M.L.G., Castillo P., Huang X.L., Senda R.* Geochemistry of the South China Sea basalts. IODP Expedition 349. 3100 Goldschmidt Conference Abstracts Paris, 2017.
- The South China Sea. Paleooceanography and Sedimentology / Eds. Wang, Pinxian, Li, Qianyu. Springer Nature. Series: Developments in Paleoenvironmental Research Series. 2009. Vol. 13. 506 p.
- Thebault E., Finlay C.C., Beggan C.D. et al.* International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation // *Earth, Planets and Space*. 2015. Vol. 67. Article: 79.
- Timmers P.H., Welte C.U., Koehorst J.J. et al.* Reverse methanogenesis and respiration in methanotrophic archaea // *Archaea*. 2017. Vol. 2017. Article ID 1654237.
- Tin N.T., Dung T.T. et al.* Tectonic characteristics of Cenozoic basins in the East Vietnam Sea based on new studied results // *International conference on Science and technology, 35 years of Vietnam Petroleum*. 2010. P. 57–73.
- Tourova T., Sokolova, D., Semenova E. et al.* Diversity of the alkB Genes of n-Alkane Biodegradation in Thermophilic Hydrocarbon-Oxidizing Bacteria of the Genera *Geobacillus*, *Parageobacillus*, and *Aeribacillus* // *Microbiology*. 2018. Vol. 87. No. 3. P. 301–307.
- Tran T.H., Hoang N.* Petrology, geochemistry, and Sr, Nd isotopes of mantle xenoliths in Nghia Dan alkaline basalt (West Nghe An): implications for lithospheric mantle characteristics beneath the region // *Vietnam Journal of Earth Sciences*. 2018. Vol. 40. No. 3. P. 207–227.
- Tribble J.S., Arvidson R.S., Lane M., Mackenzie F.T.* Crystal chemistry, and thermodynamic and kinetic properties of calcite, dolomite, apatite, and biogenic silica: applications to petrologic problems // *Sedim. Geol.* 1995. Vol. 95. P. 11–37.
- Tscherning C.C., Rapp R.H.* Closed Covariance Expressions for Gravity Anomalies, Geoid Undulations, and Deflections of the Vertical Implied by Anomaly Degree Variance Models. Reports of the Department of Geodetic Science. No. 208. Columbus: Ohio State Univ, 1974. 89 p.
- Tseng H.-C., Chen C.-T.A., Borges A. et al.* Methane in the South China Sea and the Western Philippine Sea // *Continental Shelf Research*. 2017. Vol. 135. P. 23–34. DOI: 10.1016/j.csr.2017.01.005.
- Tsunogai U., Kosaka A., Nakayama N. et al.* Origin and fate of deep sea seeping methane bubbles at Kuroshima Knoll, Ryukyu forearc region, Japan // *Geochemical Journal*. 2010. Vol. 44. P. 461–476.
- Tsurushima N., Watanabe S., Tsunogai S.* Methane in the East China sea water. // *J. of Oceanography (Japan)*. 1996. Vol. 52. No. 2. P. 221–233.
- Tu K., Flower M.F.J., Carlson R.W. et al.* Sr, Nd, and Pb isotopic compositions of Hainan basalts (south China), implications for a subcontinental lithosphere Dupal source // *Geology*. 1991. Vol. 19. P. 567–569.
- Tu K., Flower M.F.J., Carlson R.W. et al.* Magmatism in the South China Basin, 1 Isotopic and trace-element evidence for an endogenous Dupal mantle component // *Chemical Geology*. 1992. Vol. 97. P. 47–63.
- Turner S., Hawkesworth C.* The nature of the sub-continental mantle: constraints from the major composition of continental flood basalts // *Chemical Geology*. 1995. Vol. 120. P. 295–314.
- Utada H., Baba K.* Estimating the electrical conductivity of the melt phase of a partially molten asthenosphere from seafloor magnetotelluric sounding data // *Phys. Earth Planet. Int.* 2014. Vol. 227. P. 41–47.
- Van Camp M., Vauterin P.* TSoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides // *Computers & Geosciences*. 2005. Vol. 31. No. 5. P. 631–640.
- Van Marle L.J.* Bathymetric distribution of benthic foraminifera on the Australian-Irian Jaya continental margin, eastern Indonesia // *Marine Micropaleontology*. 1988. Vol. 13. No. 2. P. 97–152.

- Varentsov I.M. Arrays of simultaneous electromagnetic soundings: design, data processing, analysis, and inversion // Chapter 10 in book: Electromagnetic sounding of the Earth's interior: theory, modeling, practice / ed. V.V. Spichak Elsevier, Amsterdam, 2015. P. 271–299.
- Vereshchagina O.F., Korovitskaya E.V., Mishukova G. Methane in water columns and sediments of the north western Sea of Japan // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2013. Vol. 86-87. P. 25–33.
- Vu Van Tich, Tran Trong Thang. Active Faults and Geothermal Potential in Vietnam: a Case Study in Uva Area, Dien Bien Phu Basin, Along Dien Bien-Lai Chau Fault // Proceedings World Geothermal Congress. Melbourne, Australia, 2015.
- Walther J.V., Helgeson H.C. Calculation of the thermodynamic properties of aqueous silica and the solubility of quartz and its polymorphs at high pressures and temperatures // Am. J. Sci. 1977. Vol. 184. P. 1315–1351.
- Wang P. Response of Western Pacific marginal seas to glacial cycles: Paleoceanographic and sedimentological features // Mar. Geol. 1999. Vol. 156. No. 1-4. P. 5–39. DOI: 10.1016/S0025-3227(98)00172-8.
- Wang P., Li Q., Li C-F. Geology of the China Seas. Volume 6, Elsevier, 2014. 702 p.
- Wang X.-C., Li X.-H., Li J. et al. Temperature, pressure, and composition of the mantle source region of Late Cenozoic basalts in Hainan Island, SE Asia, a consequence of a young thermal mantle plume close to subduction zones? // Journal of Petrology. 2012. Vol. 53. P. 177–233. DOI: 10.1093/petrology/egr061.
- Warren J.M. Global variations in abyssal peridotite compositions // Lithos. 2016. Vol. 248–251. P. 193–219.
- Wentworth C.K. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments // The Journal of Geology. 1922. Vol. 30. P. 377–392.
- White W.M., Hofmann A.W. Puchelt H. Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalt // Journal of Geophysical Research. 1987. Vol. 92. No. B6. P. 4881–4893.
- Whittenbury R., Davies S.L., Davey J.F. Exospores and Cysts Formed by Methane-utilizing Bacteria // Microbiology. 1970. Vol. 61. No. 2. P. 219–226. DOI: 10.1099/00221287-61-2-219.
- Wiesenburg D.A., Guinasso N.L. Equilibrium solubility of methane, carbon monoxide, and hydrogen in water and seawater // Journal of Chemical & Engineering Data. 1979. Vol. 24. No. 4. P. 356–360.
- Winderl C, Schaefer S, Lueders T. Detection of anaerobic toluene and hydrocarbon degraders in contaminated aquifers using benzylsuccinate synthase (bssA) genes as a functional marker // Environ Microbiol. 2007. Vol. 4. No. 4. P. 1035–1046. DOI: 10.1111/j.1462-2920.2006.01230.x.
- Wolin E.A., Wolin M.J., Wolfe R.S. Formation of methane by bacterial extracts // J. Biol. Chem. 1963. Vol. 238. P. 2882–2886.
- Xia P., Meng X., Yin P., Cao Z., Wang X. Eighty-year sedimentary record of heavy metal inputs in the intertidal sediments from the Nanliu River estuary, Beibu Gulf of South China Sea // Environ. Pollut. 2011. Vol. 159. No. 1. P. 92–99. DOI: 10.1016/j.envpol.2010.09.014.
- Xu F., Tian X., Yin F., Zhao Y., Yin X. Heavy metals in the surface sediments of the northern portion of the South China Sea shelf: distribution, contamination, and sources // Environ. Sci. Pollut. Res. 2016. Vol. 23. № 9. P. 8940–8950. DOI: 10.1007/s11356-016-6151-1.
- Xu G., Liu J., Pei S. et al. Sediment properties and trace metal pollution assessment in surface sediments of the Laizhou Bay, China // Environ. Sci. Pollut. Res. 2015. Vol. 22. No. 15. P. 11634–11647. DOI: 10.1007/s11356-015-4393-y.
- Xu Y., Wang Y., Li J. et al. Distributions, possible sources and biological risk of DDTs, HCHs and chlordanes in sediments of Beibu Gulf and its tributary rivers, China // Marine Pollution Bulletin. 2013. Vol. 76. P. 52–60. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2013.09.032>.
- Yamamoto S., Alcauskas J.B., Crozier T.E. Solubility of methane in distilled water and seawater // Journal of Chemical&Engineering Data. 1976. Vol. 21. No. 1. P. 78–80.
- Yan Q.-S., Shi X., Metcalfe I. et al. Hainan mantle plume produced late Cenozoic basaltic rocks in Thailand, Southeast Asia. Scientific Report. 2018. DOI: 10.1038/s41598-018-20712-7.
- Yan Q.-S., Shi X-F, Wang K-S. et al. Major element, trace element, and Sr, Nd, and Pb isotope studies of Cenozoic basalts from the South China Sea // Sci China Ser D-Earth Sci. 2008. Vol. 51. No. 4. P. 550–566.
- Yang F., Huang X-L., Xu Y-G., He P-L. Plume-ridge interaction in the South China Sea: thermometric evidence from Hole U1431E of IODP Expedition 349 // Lithos. 2019. Vol. 324–325. P. 466–478.
- Yang Y.J., Fang Y.C., Chang M.-H. et al. Observations of second baroclinic mode internal solitary waves on the continental slope of the northern South China Sea // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. C10003–15. DOI:10.1029/2009JC005318.
- Yang Zhou, Pengfei Di, Niu Li, Fang Chen, Xin Su, Jin-peng Zhang. Unique authigenic mineral assemblage

- es and planktonic foraminifera reveal dynamic cold seepage in the southern South China sea // *Minerals*. 2020. Vol. 10(3). № 275.
- Yao Bochy, He Liansheng*. The anomalous upper mantle under the northern continental margin of South China Sea // *Mar. Geol. and Quart. Geol.* 1985. Vol. 5. P. 65–72.
- Yao Bochy, Wang Guangyn*. Crustal of the South China Sea Basin // *Sci. Sinica. Ser. B.* 1983. Vol. 26. No. 6. P. 648–661.
- Ye Wang-Wang, Zhang Guiling, Zheng Wenjing, Wu Ying*. Methane distributions and sea-to-air fluxes in the Pearl River Estuary and the northern South China sea // *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2019. Vol. 167. P. 34–45. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2019.06.016>.
- Yi Y., Yang Z., Zhang S.* Ecological risk assessment of heavy metals in sediment and human health risk assessment of heavy metals in fishes in the middle and lower reaches of the Yangtze River basin // *Environ. Pollut.* 2011. Vol. 159. No. 10. P. 2575–85. DOI: 10.1016/j.envpol.2011.06.011.
- Yu J., Yan P., Wang Y., Zhang J.* et al. Seismic evidence for tectonically dominated seafloor spreading in the Southwest Sub-basin of the South China Sea // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2018. Vol. 19. No. 9. P. 3459–3477. DOI: 10.1029/2018GC007819.
- Yu X., Yan Y., Wang W.X.* The distribution and speciation of trace metals in surface sediments from the Pearl River Estuary and the Daya Bay, Southern China // *Mar. Pollut. Bull.* 2010. Vol. 60. No. 8. P. 1364–1371. DOI: 10.1016/j.marpolbul.2010.05.012.
- Zhang G.L., Luo Q., Zhao J.* et al. Geochemical nature of sub-ridge mantle and opening dynamics of the South China Sea // *Earth Planet Sci Lett.* 2018. Vol. 489. P. 145–155.
- Zhang J., Chen J., Huang Y.* Moho Structure of the Southwest Sub-Basin, South China Sea, from a Multichannel Seismic Reflection Profile NH973-1 // *Journal of Ocean University of China*. 2019. Vol. 18. No. 5. P. 1105–1114. DOI: 10.1007/s11802-019-3983-6.
- Zhang J., Li Y., Wang Y.* et al. Spatial distribution and ecological risk of polychlorinated biphenyls in sediments from Qinzhou Bay, Beibu Gulf of South China // *Marine Pollution Bulletin* 2014. Vol. 80. P. 338–343. DOI: 10.1016/j.marpolbul.2013.12.028.
- Zhang Y., Yong-Xiang Li., Zhao B Li Z.* Palynological records of Holocene monsoon change from the Gulf of Tonkin (Beibuwan), northwestern South China Sea // *Quaternary Research*. 2010. Vol. 74. No. 1. P. 8–14.
- Zhao D., Toyokuni G., Kurata K.* Deep mantle structure and origin of Cenozoic intraplate volcanoes in Indochina, Hainan and South China Sea // *Geophysical Journal International*. 2021. Vol. 225. P. 572–588.
- Zhou H., Yin X., Yang Q.* et al. Distribution, source and flux of methane in the western Pearl River Estuary and northern South China Sea // *Mar. Chem.* 2009. Vol. 117. P. 21–31.
- Zhou H.Y., Peng X.T., Pan J.M.* Distribution, source and enrichment of some chemical elements in sediments of the Pearl River Estuary, China // *Cont. Shelf Res.* 2004. Vol. 24. No. 16. P. 1857–1875. DOI: 10.1016/j.csr.2004.06.012.
- Zhou P., Mukasa S.B.* Nd-Sr-Pb isotopic, and major- and trace element geochemistry of Cenozoic lavas from the Khorat Plateau, Thailand: sources and petrogenesis // *Chemical Geology*. 1997. Vol. 137. P. 175–193.
- Zhuang W., Zhou F.* Distribution, source and pollution assessment of heavy metals in the surface sediments of the Yangtze River Estuary and its adjacent East China Sea // *Mar. Pollut. Bull.* 2021. Vol. 164. P. 112002. DOI: 10.1016/j.marpolbul.2021.112002.
- Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1986. Vol. 14. P. 493–571.

---

---

## **ПРИЛОЖЕНИЯ**

---

---

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1

### Каталог станций геологического опробования LV88

№	Станция	Дата	Время	Пробо- отборник	Координаты		Глубина, м	Длина керна, см
					широта, N	долгота, E		
1	LV88-01GC	09.11.2019	9:33	Трубка	08°25.78	109°10.33	411	290
2	LV88-02GC		11:44	Трубка	08°24.87	109°2.85	163	68
3	LV88-02/1GC		15:11	Трубка	08°33.013	109°9.158	499	294
4	LV88-03GC		18:04	Трубка	08°37.597	109°6.859	263	236
5	LV88-03BC		19:10	Бокс-корер			260	
6	LV88-04GC		21:00	Трубка	08°40.07	109°12.224	707	322
7	LV88-05GC	10.11.2019	8:28	Трубка	08°51.453	109°6.990	243	148
8	LV88-06GC		10:29	Трубка	08°51.925	109°14.716	852	365
9	LV88-07GC		14:05	Трубка	09°1.913	109°7.889	196	154
10	LV88-08GC		15:50	Трубка	09°3.619	109°12.283	682	328
11	LV88-09*GC		19:12	Трубка	09°6.9	109°2.794	137	Пустая
12	LV88-09GC		20:23	Трубка	09°07.576	109°5.439	159	85
13	LV88-10GC	11.11.2019	9:30	Трубка	09°14.114	109°17.400	1011	342
14	LV88-11GC		14:36	Трубка	09°25.877	109°12.769	267	313
15	LV88-12GC		18:30	Трубка	09°37.365	109°15.315	263	88
16	LV88-12BC		19:31	Бокс-корер	09°35.140	109°15.609	275	
17	LV88-13DR	12.11.2019	11:57 13:35	Драга	09°43.148 09°44.654	109°20.699 109°19.424	790 450	2/3 осадка
18	LV88-14GC		16:42	Трубка	09°41.826	109°15.801	256	278
19	LV88-15GC		20:00	Трубка	10°1.988	109°19.281	236	260
20	LV88-16GC	13.11.2019	13:18	Трубка	11°42.017	110°8.890	2220	276
21	LV88-17GC		20:17	Трубка	11°50.888	110°14.534	2300	76
22	LV88-18GC	14.11.2019	9:23	Трубка	12°53.560	110°17.682	2359	380
23	LV88-19GC		13:08	Трубка	12°37.849	110°18.724	2364	Пустая
24	LV88-19/1GC		14:46	Трубка	12°37.843	110°18.730	2364	Пустая
25	LV88-20GC		17:27	Трубка	12°21.552	110°17.798	3400	Пустая
26	LV88-20/1GC		18:27	Трубка	12°21.7	110°17.6	2400	191
27	LV88-21GC		16:39	Трубка	11°51.023	109°35.684	139	35
28	LV88-22GC	15.11.2019	19:30	Трубка	11°52.104	109°48.941	1238	139
29	LV88-23GC		20:31	Трубка	11°51.913	109°47.356	726	194
30	LV88-24GC	16.11.2019	9:26 10:14	Трубка	12°54.951	109°59.858	1905	
31	LV88-25GC		14:03	Трубка	12°38.018	110°2.540	1905	135
32	LV88-26GC		16:12	Трубка	12°38.384	109°52.786	1555	Пустая
33	LV88-27GC		17:39	Трубка	12°38.437	109°49.457	1008	118
34	LV88-28GC		18:24	Трубка	12°38.4	109°48.4	705-709	221
35	LV88-29GC		20:10	Трубка	12°35.83	109°47.7	336	273
36	LV88-30GC		21:07	Трубка	12°38.525	109°45.053	195	210

ПРИЛОЖЕНИЯ

Продолжение приложения 1

№	Станция	Дата	Время	Пробо- отборник	Координаты		Глубина, м	Длина керна, см
					широта, N	долгота, E		
37	LV88-31GC	17.11.2019	8:22	Трубка	12°8.35	109°55.59	1646	100
38	LV88-32GC		11:01	Трубка	12°8.778	109°53.371	1455	153
39	LV88-33GC		13:43	Трубка	12°8.88	109°52.106	1291	76
40	LV88-34GC		14:33	Трубка	12°8.931	109°51.111	1177-1180	64
41	LV88-35GC		15:20	Трубка	12°9.141	109°50.197	1005	75
42	LV88-36GC		16:02	Трубка	12°9.315	109°49.421	759	159
43	LV88-37GC		18:03	Трубка	12°9.521	109°48.577	689	126
44	LV88-38GC		18:41	Трубка	12°9.840	109°46.916	260	220
45	LV88-39GC		19:02	Трубка	12°9.9	109°46.7	241	260
46	LV88-40GC	18.11.2019	10:08	Трубка	12°54.095	109°48.871	1039	244
47	LV88-41GC		12:32	Трубка	12°50.414	109°48.281	798	320
48	LV88-42GC		13:08	Трубка	12°50.58	109°47.64	650	284
49	LV88-43GC		13:49	Трубка	12°50.593	109°47.642	660	298
50	LV88-44GC		17:45	Трубка	12°54	109°34.615	122	Пустая
51	LV88-45GC		18:12	Трубка	12°54.238	109°34.738	122	Пустая
52	LV88-45BC		18:25	Бокс-корер	12°54.246	109°34.724	122	Песчаник
53	LV88-46GC	19.11.2019	8:55	Трубка	13°45.942	110°19.776	2283	385
54	LV88-47GC		11:46	Трубка	13°44.608	110°13.996	2139	371
55	LV88-48GC		15:03	Трубка	13°46.234	109°51.901	874	330
56	LV88-49GC		20:14	Трубка	13°43.767	109°33.616	170	306
57	LV88-50GC	21.11.2019	15:44	Трубка	15°24.785	109°50.158	520	334
58	LV88-51GC		19:34	Трубка	15°41.375	109°41.765	515	263
59	LV88-52GC	22.11.2019	8:37	Трубка	15°59.43	109°12.48	117	Пустая
60	LV88-53GC		11:33	Трубка	16°14.08	109°9.305	109	Пустая
61	LV88-53BC		12:14	Бокс-корер	16°13.894	109°8.673	109	Полный
62	LV88-54BC		20:55	Бокс-корер	17°1.153	108°25.095	91	Полный
63	LV88-55BC	23.11.2019	8:27	Бокс-корер	18°11.826	107°26.813	72	Полный
64	LV88-55GC		9:02	Трубка	18°12.009	107°26.540	72	328
65	LV88-56GC		13:40	Трубка	18°36.357	107°5.942	62	277
66	LV88-56/1GC		14:30	Трубка	18°36.537	107°5.453	62	233

## ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Табл. Приложение 2.1

**Результаты исследований содержания оксидов в осадка (в процентах от общего объема)**

Точка отбора	STT	Проба	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MnO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total
КС09/19-02	1	КС09/19-02	47.39	5.61	15.45	9.52	2.59	2.76	1.7	0.112	0.65	0.057	85.839
КС09/19-05	2	КС09/19-05	46.72	5.4	15.16	9.8	2.56	2.74	1.65	0.099	0.64	0.057	84.826
КС09/19-07В	3	КС09/19-07В	48.18	5.44	14.95	10.08	2.55	2.77	1.65	0.102	0.66	0.056	86.438
КС09/19-08	4	КС09/19-08	46.87	5.33	14.79	10.31	2.57	2.71	1.65	0.101	0.64	0.055	85.026
КС09/19-09В	5	КС09/19-09В	46.64	5.21	14.79	10.37	2.54	2.69	1.59	0.098	0.63	0.055	84.613
КС09/19-11	6	КС09/19-11	46.89	5.26	14.55	10.7	2.54	2.68	1.6	0.097	0.63	0.055	85.002
КС09/19-15	7	КС09/19-15	46.74	5.25	14.58	10.83	2.56	2.67	1.56	0.097	0.64	0.055	84.982
КС09/19-18	8	КС09/19-18	46.67	5.25	14.7	10.81	2.55	2.68	1.61	0.11	0.64	0.054	85.074
КС09/19-22	9	КС09/19-22	46.61	5.25	14.55	10.81	2.56	2.67	1.65	0.109	0.64	0.054	84.903
КС09/19-01	10	КС09/19-01-01	46.93	5.25	14.6	10.72	2.5	2.66	1.7	0.112	0.64	0.054	85.166
	10	КС09/19-01-03	46.56	5.23	14.66	11.03	2.52	2.66	1.65	0.117	0.64	0.054	85.121
	10	КС09/19-01-05	47.07	5.2	14.61	11.55	2.56	2.67	1.59	0.115	0.65	0.054	86.069
	10	КС09/19-01-07	45.53	5.09	14.4	11.63	2.49	2.6	1.82	0.113	0.63	0.054	84.357
	10	КС09/19-01-09	46.06	5.21	14.12	11.44	2.48	2.6	1.84	0.103	0.63	0.054	84.537
	10	КС09/19-01-11	46.34	5.19	14.24	11.42	2.48	2.6	1.78	0.117	0.64	0.053	84.86
	10	КС09/19-01-13	46.01	5.21	14.36	11.45	2.52	2.62	1.74	0.114	0.64	0.052	84.716
	10	КС09/19-01-15	46.88	5.25	14.42	11.53	2.55	2.64	1.65	0.099	0.65	0.052	85.721
	10	КС09/19-01-17	45.94	5.17	14.29	11.4	2.49	2.6	1.67	0.102	0.64	0.051	84.353
	10	КС09/19-01-19	46.19	5.17	14.25	11.51	2.48	2.59	1.66	0.112	0.64	0.051	84.653
	10	КС09/19-01-21	46.2	5.18	14.25	11.66	2.48	2.6	1.58	0.104	0.65	0.051	84.755
10	КС09/19-01-23	46.04	5.17	14.14	11.86	2.51	2.59	1.65	0.107	0.64	0.051	84.758	
КС09/19-06	11	КС09/19-06-01	46.51	5.13	14.36	11.32	2.48	2.62	1.59	0.097	0.65	0.05	84.807
	11	КС09/19-06-03	46.65	5.34	14.25	11.16	2.51	2.63	1.61	0.107	0.65	0.049	84.956
	11	КС09/19-06-05	46.5	5.23	14.16	11.51	2.51	2.6	1.67	0.103	0.65	0.049	84.982
	11	КС09/19-06-07	47.93	5.36	14.21	11.27	2.49	2.66	1.74	0.125	0.68	0.05	86.515
	11	КС09/19-06-09	46.63	5.19	14.06	11.85	2.45	2.6	1.6	0.115	0.66	0.051	85.206
	11	КС09/19-06-11	47.81	5.46	14.41	10.59	2.49	2.68	1.71	0.122	0.67	0.051	85.993
	11	КС09/19-06-13	47.9	5.42	14.4	11.13	2.49	2.68	1.58	0.12	0.67	0.051	86.441
	11	КС09/19-06-15	49.27	5.6	14.7	10.16	2.53	2.73	1.57	0.121	0.69	0.05	87.421
	11	КС09/19-06-17	49.56	5.78	15.24	8.84	2.57	2.82	1.65	0.131	0.69	0.051	87.332
	11	КС09/19-06-19	50.63	5.95	15.46	8.15	2.57	2.87	1.73	0.137	0.71	0.051	88.258
	11	КС09/19-06-21	50.01	5.75	15.06	9	2.51	2.79	1.68	0.118	0.69	0.051	87.659
	11	КС09/19-06-23	50.88	6.04	15.8	7.72	2.58	2.91	1.75	0.112	0.71	0.051	88.553
11	КС09/19-06-25	51.37	6.09	15.9	7.54	2.6	2.94	1.64	0.107	0.71	0.05	88.947	
11	КС09/19-06-26	51.24	6.1	15.86	7.49	2.57	2.94	1.65	0.106	0.71	0.05	88.716	
КС09/19-10	12	КС09/19-10-01	52.31	6.23	16.09	7.15	2.63	2.99	1.77	0.106	0.73	0.05	90.056
	12	КС09/19-10-03	51.6	6.18	16.27	6.79	2.61	3	1.63	0.106	0.72	0.05	88.956
	12	КС09/19-10-05	51.65	6.21	16.2	6.97	2.63	3.01	1.75	0.109	0.72	0.05	89.299

ПРИЛОЖЕНИЯ

Продолжение табл. приложения 2.1

Точка отбора	СТТ	Проба	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MnO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total
КС09/19-10	12	КС09/19-10-07	52.01	6.2	16.15	6.89	2.59	3.01	1.78	0.1	0.72	0.05	89.5
	12	КС09/19-10-09	50.55	6.21	15.97	7.03	2.56	2.97	1.85	0.101	0.71	0.05	88.001
	12	КС09/19-10-11	51.93	6.26	16.25	6.81	2.61	3.03	1.65	0.101	0.72	0.05	89.411
	12	КС09/19-10-13	51.88	6.19	16.25	6.7	2.58	3.02	1.63	0.131	0.71	0.05	89.141
	12	КС09/19-10-15	52.62	6.3	16.33	6.76	2.62	3.04	1.7	0.115	0.73	0.051	90.266
	12	КС09/19-10-17	52.19	6.29	16.41	6.4	2.63	3.03	1.68	0.142	0.72	0.05	89.542
	12	КС09/19-10-19	52.01	6.27	16.35	6.23	2.59	3.03	1.73	0.102	0.71	0.05	89.072
	12	КС09/19-10-21	52.02	6.29	16.3	6.28	2.61	3.03	1.76	0.109	0.71	0.05	89.159
	12	КС09/19-10-23	52.92	6.34	16.45	6.19	2.57	3.06	1.58	0.113	0.73	0.049	90.002
	12	КС09/19-10-25	53.12	6.26	16.5	6.23	2.6	3.06	1.64	0.129	0.73	0.049	90.318
	12	КС09/19-10-27	52.65	6.3	16.47	5.83	2.56	3.05	1.65	0.156	0.72	0.05	89.436
	12	КС09/19-10-29	53.71	6.3	16.56	5.69	2.54	3.08	1.62	0.156	0.74	0.05	90.446
12	КС09/19-10-31	55.71	6.57	16.95	5.3	2.59	3.18	1.49	0.148	0.77	0.05	92.758	
КС09/19-12	13	КС09/19-12-01	54.39	6.48	17	4.79	2.52	3.16	1.82	0.136	0.74	0.049	91.085
	13	КС09/19-12-03	55.01	6.51	17.14	4.72	2.54	3.19	1.55	0.12	0.75	0.049	91.579
	13	КС09/19-12-05	55.37	6.52	17.2	4.48	2.53	3.2	1.56	0.16	0.76	0.05	91.83
	13	КС09/19-12-07	55.84	6.53	17.27	4.44	2.52	3.22	1.58	0.148	0.76	0.05	92.358
	13	КС09/19-12-09	55.77	6.59	17.09	4.67	2.5	3.21	1.45	0.123	0.76	0.05	92.213
	13	КС09/19-12-11	56.25	6.67	17.19	4.56	2.59	3.23	1.53	0.124	0.77	0.05	92.964
	13	КС09/19-12-13	55.85	6.58	17.25	4.26	2.52	3.21	1.58	0.093	0.76	0.049	92.152
	13	КС09/19-12-15	55.8	6.54	17.17	4.42	2.5	3.18	1.54	0.107	0.75	0.048	92.055
	13	КС09/19-12-17	55.85	6.55	17.33	4.22	2.5	3.21	1.53	0.095	0.76	0.048	92.093
	13	КС09/19-12-19	55.75	6.54	17.26	4.68	2.49	3.18	1.43	0.123	0.77	0.049	92.272
	13	КС09/19-12-21	55.78	6.6	17.29	4.55	2.49	3.21	1.36	0.106	0.77	0.05	92.206
	13	КС09/19-12-23	55.61	6.58	17.07	4.72	2.48	3.16	1.45	0.113	0.76	0.051	91.994
	13	КС09/19-12-25	55.99	6.51	17.16	4.87	2.5	3.2	1.48	0.117	0.77	0.05	92.647
13	КС09/19-12-27	54.82	6.56	17.02	4.93	2.48	3.14	1.59	0.105	0.75	0.05	91.445	
13	КС09/19-12-29	54.41	6.41	16.85	5.12	2.44	3.11	1.62	0.1	0.74	0.049	90.849	
КС09/19	14	КС09/19-13-01	54.15	6.38	16.7	5.46	2.45	3.08	1.69	0.094	0.73	0.05	90.784
	14	КС09/19-13-03	53.65	6.35	16.59	5.95	2.43	3.06	1.54	0.114	0.74	0.05	90.474
	14	КС09/19-13-05	53.02	6.19	16.48	6.17	2.39	3.04	1.48	0.109	0.72	0.051	89.65
	14	КС09/19-13-07	53.71	6.25	16.53	6.31	2.41	3.06	1.62	0.102	0.74	0.05	90.782
	14	КС09/19-13-09	53.68	6.29	16.73	5.84	2.38	3.08	1.58	0.119	0.73	0.051	90.48
КС09/19	15	КС09/19-16-01	53.73	6.34	16.8	5.8	2.36	3.08	1.51	0.131	0.74	0.052	90.543
	15	КС09/19-16-03	55.11	6.42	16.87	5.73	2.35	3.12	1.49	0.111	0.76	0.052	92.013
	15	КС09/19-16-05	53.89	6.38	16.81	5.6	2.34	3.09	1.68	0.131	0.74	0.053	90.714
	15	КС09/19-16-07	54.17	6.33	17.07	5.4	2.33	3.11	1.64	0.126	0.74	0.055	90.971
	15	КС09/19-16-09	53.58	6.36	16.95	5.85	2.34	3.08	1.54	0.138	0.73	0.053	90.621
	15	КС09/19-16-11	53.35	6.29	16.81	6.18	2.34	3.05	1.53	0.117	0.73	0.052	90.449
	15	КС09/19-16-13	52.9	6.29	16.88	6.23	2.33	3.03	1.54	0.113	0.72	0.051	90.084
	15	КС09/19-16-14	53	6.25	16.83	6.35	2.33	3.03	1.58	0.131	0.72	0.051	90.272
15	КС09/19-16-15	53	6.25	16.83	6.35	2.33	3.03	1.58	0.131	0.72	0.051	90.272	

**Результаты анализа химического (элементного)**

№	Ag	As	B	Ba	Be	Bi	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Ge
КС09/19-02	<2	45.1	6.11	316.5	<5	<10	<2	69.4	17.6	92.2	64.2	<10	<20
КС09/19-05	<2	40.8	6.51	297.6	<5	<10	<2	70.9	17.2	90.8	54	<0	<20
КС09/19-07В	<2	40.9	4.79	219.9	<5	<10	<2	62.2	14.1	69.9	41.3	<10	<20
КС09/19-08	<2	46.4	4.26	4085	<5	<10	<2	62.1	12.6	60.6	31.8	<10	<20
КС09/19-09В	<2	43.5	3.14	133.8	<5	<10	<2	52.4	10	46.5	23.6	<10	<20
КС09/19-11	<2	31	2.34	2817	<5	<10	<2	40.5	7.93	33.3	20.6	<10	<20
КС09/19-15	<2	34.3	2.53	88.63	<5	<10	<2	41.9	8.82	37.6	26.2	<10	<20
КС09/19-18	<2	31.7	12.7	246.2	<5	<10	<2	35.9	8.68	86.8	<5	<10	<20
КС09/19-22	<2	31.5	2.44	1103	<5	<10	<2	47.4	8.59	36.5	24.9	<10	<20
КС09/19-01-01	<2	31.1	2.88	123.9	<5	<10	<2	50.7	9.42	45.5	22.9	<10	<20
КС09/19-01-03	<2	34.6	2.52	131.7	<5	<10	<2	48.4	9.28	42.4	26.3	<10	<20
КС09/19-01-05	<2	33.8	2.39	117.9	<5	<10	<2	43.4	8.55	40.5	23.7	<10	<20
КС09/19-01-07	<2	30.5	2.25	112.8	<5	<10	<2	39.6	7.51	32.4	25.3	<10	<20
КС09/19-01-09	<2	28.8	2.06	82.94	<5	<10	<2	39.4	6.86	30.9	25.3	<10	<20
КС09/19-01-11	<2	27.8	1.72	77.46	<5	<10	<2	48.4	7.14	38	22	<10	<20
КС09/19-01-13	<2	28.6	1.78	79.85	<5	<10	<2	40.8	6.69	30.3	23.7	<10	<20
КС09/19-01-15	<2	27.7	1.86	83.39	<5	<10	<2	35.9	7	30.2	21.4	<10	<20
КС09/19-01-17	<2	28.5	2.19	89.22	<5	<10	<2	42.2	7.4	37.1	29.5	<10	<20
КС09/19-01-19	<2	31.8	2.61	133	<5	<10	<2	48.5	8.57	39.5	30.7	<10	<20
КС09/19-01-21	<2	29.2	2.52	103.4	<5	<10	<2	46.2	8.85	65.7	32.2	<10	<20
КС09/19-01-23	<2	32.4	2.78	118.4	<5	<10	<2	50.9	9.75	44.1	31.2	<10	<20
КС09/19-06-01	<2	29.4	2.61	108.4	<5	<10	<2	48.6	9.21	41.3	32.3	<10	<20
КС09/19-06-03	<2	28.7	2.11	101.1	<5	<10	<2	41.5	8.13	34.6	37.2	<10	<20
КС09/19-06-05	<2	31.1	2.55	112.3	<5	<10	<2	47.2	8.85	39.6	33	<10	<20
КС09/19-06-07	<2	32	2.47	108.3	<5	<10	<2	43.5	8.82	40.1	28.7	<10	<20
КС09/19-06-09	<2	34.2	3.06	121.1	<5	<10	<2	47.9	9.32	41.4	29.7	<10	<20
КС09/19-06-11	<2	32.2	2.75	126.5	<5	<10	<2	49.1	10.1	46.3	30.2	<10	<20
КС09/19-06-13	<2	36.4	3.06	127.3	<5	<10	<2	49.4	9.67	44.3	21.6	<10	<20
КС09/19-06-15	<2	31.8	3.9	11034	<5	<10	<2	54	11.9	57.1	26.3	<10	<20
КС09/19-06-17	<2	44.5	3.87	158.5	<5	<10	<2	59.7	12.9	57.6	38.6	<10	<20
КС09/19-06-19	<2	33.4	12.2	247.6	<5	<10	<2	37.2	8.84	85.3	<5	<10	<20
КС09/19-06-21	<2	30.6	1.9	115.9	<5	<10	<2	37	7.44	34.5	28.1	<10	<20
КС09/19-06-23	<2	29.2	2.75	113.9	<5	<10	<2	45.6	8.82	38.4	33.3	<10	<20
КС09/19-06-25	<2	40.5	4.29	169.8	<5	<10	<2	61.3	13.2	62.2	43	<10	<20
КС09/19-06-26	<2	73.1	35	359	<5	<10	12	85.7	14.9	103	40.7	<10	<20
КС09/19-10-01	<2	44.6	5.41	262	<5	<10	<2	62.1	16.1	81	44.4	<10	<20
КС09/19-10-03	<2	48	6.71	326.3	<5	<10	<2	68.9	17.7	92.4	61	<10	<20
КС09/19-10-05	<2	49.6	6.8	305.1	<5	<10	<2	70.4	18.6	96.3	82.8	<10	<20
КС09/19-10-07	<2	52.7	6.37	281.9	<5	<10	<2	67.3	18.5	94	79.5	<10	<20

состава донных отложений (ppm)

La	Li	Mo	Nb	Ni	Pb	Sb	Sc	Sn	Sr	Ta	V	W	Y	Zn
36.4	80.3	<5	22.9	50.6	76.4	<10	14.9	<10	82.8	<10	129	<20	19.2	186
36.5	85	<5	27.8	47.2	64	<10	14.9	<10	95.2	<10	128	<20	19.4	185
32.9	66.6	<5	16.1	36.4	44.2	<10	10.8	<10	136	<10	103	<20	15.4	122
35.4	56.5	<5	24.3	31.2	66.6	<10	9.01	<10	178	<10	96	<20	14	110
27.9	41.1	<5	12.2	23.9	25.6	<10	6.71	<10	218	<10	75.2	<20	11.8	114
24.1	28.3	<5	14	16.8	50.6	<10	<5	<10	232	<10	48.7	<20	8.39	73.6
21.8	32.8	<5	11.6	19.3	20.1	<10	<5	<10	206	<10	53.6	<20	8.98	66.9
25.7	20.9	<5	16.1	18.5	<5	<10	<5	<10	224	<10	32.2	<20	13.2	47.3
26	31.7	<5	17.2	19.9	22.1	<10	<5	<10	224	<10	51	<20	10.8	90.3
26.4	37.9	<5	8.69	20.9	22.4	<10	<5	<10	242	<10	61	<20	11.1	100
24.9	38.4	<5	8.75	21.6	21.9	<10	<5	<10	202	<10	60.9	<20	10.5	95.1
23	35.8	<5	<5	20.5	20.4	<10	<5	<10	216	<10	57.4	<20	10	88.4
20.4	29.2	<5	13.6	17.5	18.2	<10	<5	<10	212	<10	46.6	<20	8.28	66.2
20.6	25.9	<5	12.3	17.6	16.5	<10	<5	<10	267	<10	39.8	<20	9.09	92
25.4	21.1	<5	12.9	17	14.9	<10	<5	<10	259	<10	36.4	<20	8.69	70.8
21.3	22.4	<5	13.5	15.7	15.6	<10	<5	<10	275	<10	36.2	<20	8.7	90.3
18.7	25	<5	11.4	17.3	15.8	<10	<5	<10	207	<10	40.2	<20	8	72.5
20.9	28.1	<5	13.6	20.3	17	<10	<5	<10	290	<10	42.9	<20	9.99	88.7
24.1	34.8	<5	8.63	21.6	20.2	<10	<5	<10	205	<10	53.8	<20	9.96	104
23.3	33	<5	31.8	21.6	19.1	<10	<5	<10	243	<10	53	<20	10.1	136
25.3	36.3	<5	10.5	24.1	21.5	<10	<5	<10	223	<10	61.8	<20	10.9	114
23.4	33.4	<5	32.1	22	21	<10	<5	<10	288	<10	51.7	<20	10.3	88.2
22.1	30.9	<5	6.82	22.5	20.5	<10	<5	<10	254	<10	46.1	<20	8.84	103
<20	36	<5	3.85	23.4	20.3	<10	<5	<10	246	<10	54.2	<20	10.4	103
23	34.6	<5	10.2	24.3	21.2	<10	<5	<10	225	<10	55.5	<20	9.72	114
24.9	36.5	<5	5.92	21.9	21.7	<10	<5	<10	227	<10	60.8	<20	10.9	104
25.2	40	<5	18.7	25	24	<10	<5	<10	237	<10	63.9	<20	11.4	111
27.2	37.3	<5	9.91	22.6	24.2	<10	<5	<10	203	<10	65.3	<20	11.1	170
31	51.6	<5	3.32	29.9	96.4	<10	<5	<10	223	<10	75.8	<20	14	242
30.9	51.5	<5	16.6	33.9	31.2	<10	<5	<10	169	<10	87.5	<20	13.3	99.8
24.7	21.9	<5	15	19.1	<5	<10	<5	<10	222	<10	34.1	<20	12.8	45.9
20.5	29.8	<5	12.8	19.1	18.1	<10	<5	<10	211	<10	47.9	<20	8.94	64.3
<20	34.7	<5	3.65	22.5	20.1	<10	<5	<10	248	<10	53.6	<20	10.2	104
31.2	61.6	<5	14.7	33	39.1	<10	9.48	<10	146	<10	91.5	60.6	15.2	133
55	45	<5	21.2	59.4	43.8	<10	10.5	<10	137	<10	108	<20	26.7	127
32.5	78.4	<5	21.7	43.5	51.2	<10	12.9	<10	109	<10	119	<20	17.2	172
36.6	81.8	<5	6.78	50.4	70.8	<10	14.6	<10	85.9	<10	133	<20	19.5	204
37.1	80.7	<5	6.71	53.2	78.3	<10	15.3	<10	83	<10	140	<20	20.3	182
34.7	76.4	<5	2.48	53.5	82.5	<10	14.6	<10	74.1	<10	137	<20	20	221

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ  
И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА** (по результатам 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» и береговых экспедиций 2010–2020)

№	Ag	As	B	Ba	Be	Bi	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Ge
КС09/19-10-09	<2	51.7	6.19	296.3	<5	<10	<2	73	18.2	94.7	68.3	<10	<20
КС09/19-10-11	<2	60.9	5.82	14522	<5	<10	<2	68.2	18.2	91.5	75	<10	<20
КС09/19-10-13	<2	53.7	4.99	230.7	<5	<10	<2	57.6	16.5	77.8	73.2	<10	<20
КС09/19-10-15	<2	50.7	4.83	244.7	<5	<10	<2	63.4	16.7	82.2	69.3	<10	<20
КС09/19-10-17	<2	59.7	6.19	6580	<5	<10	<2	90.1	18.5	90.6	78.1	<10	<20
КС09/19-10-19	<2	56.2	5.05	294.2	<5	<10	<2	71.6	18	89.5	71.5	<10	<20
КС09/19-10-21	<2	52.5	5.86	346.8	<5	<10	<2	77.1	18	90.5	77.5	<10	<20
КС09/19-10-23	<2	55.1	6.37	352.4	<5	<10	<2	77.1	19.1	97.1	92.3	<10	<20
КС09/19-10-25	<2	49.1	4.84	1524	<5	<10	<2	69.1	16.6	81.5	71.2	<10	<20
КС09/19-10-27	<2	54.3	6.48	331.3	<5	<10	<2	74	18.4	90.7	73.6	<10	<20
КС09/19-10-29	<2	52.1	5.7	242.3	<5	<10	<2	63.7	17.9	85.3	139	<10	<20
КС09/19-10-31	<2	53.8	6.1	278.3	<5	<10	<2	68.6	18.2	90.9	72.9	<10	<20
КС09/19-12-01	<2	52	6.01	284.1	<5	<10	<2	67.4	18.3	94.1	74.3	<10	<20
КС09/19-12-03	<2	48.8	5.65	298.4	<5	<10	<2	69.2	18.4	94.1	61.4	<10	<20
КС09/19-12-05	<2	45.8	5.97	303.3	<5	<10	<2	67.5	17.8	92.2	53.9	<10	<20
КС09/19-12-07	<2	56.2	5.65	17187	<5	<10	<2	77	17.2	85.3	57	<10	<20
КС09/19-12-09	<2	49.1	5.21	462.5	<5	<10	<2	87.8	16.2	81.8	57.6	<10	<20
КС09/19-12-11	<2	54.5	5.21	13082	<5	<10	<2	72.2	15.5	77.1	38.3	<10	<20
КС09/19-12-13	<2	52	4.26	223.3	<5	<10	<2	61.2	14.5	72.4	37.2	<10	<20
КС09/19-12-15	<2	52.3	3.89	278.1	<5	<10	<2	69.6	12.8	64.3	36.4	<10	<20
КС09/19-12-17	<2	55.3	3.11	669.4	<5	<10	<2	60.1	11.3	54	39.1	<10	<20
КС09/19-12-19	<2	51.7	2.72	388.2	<5	<10	<2	53.1	10.3	46.9	23.3	<10	<20
КС09/19-12-21	<2	46.5	2.91	289.6	<5	<10	<2	59	10.3	51.4	33.8	<10	<20
КС09/19-12-23	<2	43.9	2.42	152.5	<5	<10	<2	47.9	8.89	42.2	22.9	<10	<20
КС09/19-12-25	<2	76.7	34.7	361.3	<5	<10	12.5	86.4	14.4	106	38.1	<10	<20
КС09/19-12-27	<2	57.7	5.48	238.8	<5	<10	<2	55.9	16.8	78.8	75.4	<10	<20
КС09/19-12-29	<2	56	6.14	327.2	<5	<10	<2	70.7	18.5	91.2	73.6	<10	<20
КС09/19-13-01	<2	29	2.74	120.1	<5	<10	<2	49.8	9.07	41.9	28.3	<10	<20
КС09/19-13-03	<2	29.8	2.51	114.1	<5	<10	<2	40.4	8.65	38.8	20.6	<10	<20
КС09/19-13-05	<2	31	2.5	147.7	<5	<10	<2	53.6	8.78	40.7	18.2	<10	<20
КС09/19-13-07	<2	27.6	2.74	11372	<5	<10	<2	51.4	8.98	39.4	22.8	<10	<20
КС09/19-13-09	<2	28.2	2.25	150.6	<5	<10	<2	54.8	8.89	37.9	16.1	<10	<20
КС09/19-16-01	<2	27.4	2.61	98.68	<5	<10	<2	44.6	8.78	39.3	16	<10	<20
КС09/19-16-03	<2	30.4	2.57	729.6	<5	<10	<2	115	9.4	44.5	19.8	<10	<20
КС09/19-16-05	<2	27.4	2.89	14060	<5	<10	<2	52.2	8.52	41.9	16.8	<10	<20
КС09/19-16-07	<2	27.3	2.81	126	<5	<10	<2	50.9	8.6	41.2	21.1	<10	<20
КС09/19-16-09	<2	25.5	1.44	99.07	<5	<10	<2	40.9	7	30.8	13.8	<10	<20
КС09/19-16-11	<2	27.8	1.63	113.1	<5	<10	<2	38.8	7.1	33.2	13	<10	<20
КС09/19-16-13	<2	27.2	1.8	76.19	<5	<10	<2	33.9	6.87	30	14.5	<10	<20
КС09/19-16-14	<2	25.8	1.55	70.26	<5	<10	<2	38.5	6.17	26.9	11.6	<10	<20
КС09/19-16-15	<2	28.2	2.1	98.68	<5	<10	<2	41	7.27	36.2	19.6	<10	<20

ПРИЛОЖЕНИЯ

Продолжение табл. приложения 2.2

La	Li	Mo	Nb	Ni	Pb	Sb	Sc	Sn	Sr	Ta	V	W	Y	Zn
37.9	70.9	<5	15.9	51	76.6	<10	14.8	<10	76.2	<10	138	<20	20.3	176
37.2	63.3	<5	31.2	50.4	356	<10	13.9	<10	71.5	<10	136	<20	20.5	184
30.6	50.9	<5	2.3	45.4	57.8	<10	11.7	<10	58.8	<10	116	<20	17.4	171
33.4	53.1	<5	9.7	46	59.4	<10	12.4	<10	62.2	<10	119	<20	18.2	151
51.3	58.6	<5	23.2	52.1	110	<10	14.1	<10	75.4	<10	133	<20	21.8	216
38.5	59.3	<5	7.37	50.2	69.2	<10	13.8	<10	71.8	<10	131	<20	21	187
42.3	60.7	<5	21.3	48.9	71.2	<10	14	<10	73.1	<10	130	<20	20.1	267
41.4	63.6	<5	11.6	52.2	79.9	<10	15.2	<10	80.6	<10	140	<20	23.1	265
38.4	52	<5	20.1	48.1	62.7	<10	12.3	<10	92.6	<10	119	<20	18.2	245
39.6	65.4	<5	2.01	51.7	80.9	<10	13.8	<10	73.8	<10	134	<20	19.6	342
34	62.1	<5	6.53	48.8	75.7	<10	13.1	<10	66.6	<10	125	<20	18.3	319
35.6	69	<5	6.89	50.4	77.8	<10	14.2	<10	72.6	<10	134	<20	19.2	376
35.9	70.2	<5	12.3	52.2	81.6	<10	14.7	<10	73.2	<10	137	<20	19.5	360
36.7	79.2	<5	8.7	51.8	71.5	<10	14.9	<10	84.7	<10	137	<20	19.2	346
36.3	79.4	<5	17.5	50.2	61.3	<10	14.5	<10	92.2	<10	134	<20	18.8	353
43.3	76.2	<5	16.1	48.6	373	<10	13	<10	98	<10	131	<20	18.8	352
47.2	74	<5	8.9	44	64.9	<10	12.8	<10	111	<10	124	<20	18.2	362
45.6	71.5	<5	46.5	40.2	472	<10	12	<10	129	<10	121	<20	17.3	315
32.7	67.4	<5	6.15	37.4	44.4	<10	11.2	<10	124	<10	113	<20	15.6	275
38.4	59.6	<5	18	33.5	40.6	<10	9.89	<10	165	<10	106	<20	14.7	293
31.4	48.1	<5	23.2	28.4	33.5	<10	7.73	<10	170	<10	93.7	<20	12.6	265
28.2	41	<5	13.4	23.8	30.3	<10	6.76	<10	196	<10	85.5	<20	11.6	234
32.9	43.1	<5	6.92	26	31.2	<10	7	<10	184	<10	84.4	<20	12.3	308
25.6	35	<5	0.29	21.2	23.4	<10	5.73	<10	188	<10	71.2	<20	10.6	248
55.4	46.3	<5	23	58.2	44.8	<10	10.8	<10	141	<10	120	<20	26.9	128
32.6	51.6	<5	2.18	46.5	62	<10	11.7	<10	55.9	<10	118	<20	18.7	184
38	64.7	<5	1.94	51.2	81.4	<10	14	<10	72.9	<10	135	<20	19.6	337
25.4	36.5	<5	20.8	18.9	21.8	<10	5.51	<10	206	<10	55.7	<20	11.8	169
21.2	35	<5	5.58	16.1	20.4	<10	5.31	<10	224	<10	52.7	<20	9.82	157
28.1	35.6	<5	10.3	15.5	23.8	<10	5.47	<10	205	<10	55.1	<20	10.4	150
34.9	34.5	<5	33.8	16.1	564	<10	5.18	<10	246	<10	49.2	<20	10.4	157
27.6	33	<5	44.3	13.8	21.2	<10	<5	<10	239	<10	48	<20	10.1	128
23	32.5	<5	15.8	13.4	19.3	<10	5.01	<10	282	<10	49.5	<20	9.7	139
65.5	35.8	<5	5.28	15.3	44	<10	5.5	<10	258	<10	56	<20	12.9	169
31.8	35.4	<5	15.9	14.4	77.3	<10	5.48	<10	241	<10	49.2	<20	11.4	119
26.5	36.9	<5	4.94	17.8	21.1	<10	5.72	<10	260	<10	51.4	<20	11.3	196
21.4	24.2	<5	0.69	8.15	15.2	<10	3.8	<10	212	<10	38.6	<20	8.5	115
20.2	25.2	<5	0.82	8.78	15.6	<10	<5	<10	247	<10	41.4	<20	9.34	108
17.9	23.7	<5	5.1	10.2	14.3	<10	<5	<10	230	<10	38.9	<20	8.3	81.7
19.8	21.9	<5	1.3	6.6	13.9	<10	<5	<10	260	<10	35	<20	7.85	58.4
21.3	28.1	<5	3.58	14.6	16.6	<10	<5	<10	234	<10	45.5	<20	9.56	122

# ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Табл. Приложение 3.1

Общее содержание, относительное содержание (%), значения индекса фрагментарности и индексов разнообразия ПФ в колонке LV88-16 GC

Виды / Интервалы (см)	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130
<i>Orbulina universa</i>	1.87	0.70	0.49	0.47	1.89	1.24	0.71	1.07	1.77	0.34	1.92	0.89	0.53	1.17
<i>Globigerinoides conglobatus</i>	0.80	2.11	0.49	0.47	0.15	0.25	0.24	0.54	0.44	0.03	0.48	0.22	0.53	0.20
<i>Globigerinoides ruber (white)</i>	20.33	25.70	4.13	19.40	21.95	30.32	22.57	23.62	23.44	25.62	18.53	27.51	18.29	29.72
<i>Globoturbotalita tenella</i>	0.80	0.18	0.79	4.21	0.58	0.25	1.90	0.54	0.88	0.56	0.96	0.45	1.06	0.59
<i>Globigerinoides trioba</i>	12.84	8.10	6.58	14.72	11.48	13.92	13.54	11.81	17.69	19.56	16.84	15.65	16.17	8.02
<i>Globigerinoides sacculifer</i>	6.69	4.58	4.62	4.91	5.67	4.72	6.18	5.37	4.42	6.74	6.74	8.27	5.57	1.76
<i>Sphaeroidinella delticensis</i>	1.07	1.41	0.29	0.70	0.29	0.00	0.24	0.00	0.88	0.34	1.20	1.34	0.00	0.39
<i>Globigerinella adamsi</i>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.15	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Globigerinella siphonifera</i>	3.48	4.93	4.72	1.05	2.33	4.22	6.41	5.37	4.86	4.05	3.85	4.03	2.65	5.48
<i>Globigerina calida</i>	0.54	1.06	2.06	0.93	0.29	1.49	2.14	0.54	1.33	1.01	3.85	1.57	0.27	0.39
<i>Globigerina bulloides</i>	3.48	3.87	13.27	1.87	3.20	1.99	2.14	1.61	3.10	2.02	1.92	0.45	2.92	1.56
<i>Globigerina falconensis</i>	0.54	1.41	1.18	1.64	3.05	1.49	0.71	1.07	2.21	1.69	1.20	1.34	0.80	2.74
<i>Globigerina digitata</i>	0.07	0.04	0.20	0.01	0.58	0.75	0.95	0.54	0.88	0.34	0.06	0.03	0.13	0.20
<i>Globoturbotalita rubescence</i>	1.61	3.17	1.47	1.17	2.33	1.24	3.56	1.07	2.21	2.02	2.65	1.57	1.06	1.76
<i>Neogloboquadrina quinqueloba</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Neogloboquadrina pachyderma sin</i>	0.00	0.35	0.00	0.47	0.29	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.22	0.80	0.59
<i>Neogloboquadrina incompta</i>	0.00	1.41	2.65	2.80	3.49	3.98	2.85	1.61	0.88	1.12	4.81	1.34	13.79	12.91
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>	9.63	3.17	11.99	11.22	14.10	7.21	9.26	12.35	9.73	8.09	7.94	5.14	10.08	11.73
<i>Globquadrina conglomerata</i>	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20
<i>Globorotaloides hexagonus</i>	0.54	0.02	0.39	1.17	0.87	0.03	0.24	0.54	0.44	0.56	0.72	0.11	0.00	0.00
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	5.35	4.58	1.47	4.44	5.96	3.98	4.99	4.83	3.98	6.74	3.85	6.48	6.36	6.26
<i>Globorotalia inflata</i>	0.27	0.00	0.10	1.40	1.60	0.99	1.19	1.61	1.77	0.56	1.92	1.34	1.86	0.59
<i>Globorotalia truncatulinoides dex</i>	0.27	0.35	0.69	1.17	1.16	0.50	0.48	0.00	0.88	2.25	1.92	1.79	1.86	0.59
<i>Globorotalia crassaformis</i>	0.54	0.70	0.59	2.34	1.45	3.23	2.85	2.15	0.88	2.25	1.20	5.81	2.39	0.78
<i>Globorotalia hirsuta</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00
<i>Globorotalia scitula</i>	0.00	1.76	1.38	2.80	1.60	1.99	0.95	2.15	1.33	1.12	1.68	0.67	2.65	1.17

Продолжение табл. приложения 3.1

Виды / Интервалы (см)	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130
<i>Globorotalia menardii</i>	9.63	2.46	5.70	5.14	2.47	3.48	5.70	6.44	2.43	6.18	8.18	6.71	1.59	0.98
<i>Globorotalia tumida</i>	0.27	0.35	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Globorotalia menardii gibberula</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Candeina nitida</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.54	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00
<i>Globigerinita glutinata</i>	19.00	27.46	34.00	15.19	12.79	11.93	9.26	13.42	12.38	6.07	7.22	6.71	8.48	10.17
<i>Globorotalia theyery</i>	0.00	0.00	0.39	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Tenuitella iota</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Berggrenia pumilio</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Globigerinita uvula</i>	0.00	0.00	0.00	0.23	0.15	0.00	0.00	0.00	0.22	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00
Кол-во раковин/г сухого осадка	78.29	280.06	721.01	529.24	255.88	404.65	188.95	135.39	299.24	594.55	255.57	156.26	271.52	570.75
Индекс фратментарности	57.05	40.67	60.84	18.48	26.02	36.34	46.92	48.20	38.46	69.27	47.80	44.25	48.53	16.53
Количество видов	23	24	26	26	26	24	24	22	27	24	24	25	22	24
Индекс Шэннона	2.37	2.30	2.30	2.57	2.56	2.40	2.57	2.46	2.53	2.42	2.67	2.45	2.51	2.34
Индекс Фишера	3.39	2.99	2.78	2.83	3.19	2.85	3.13	2.89	3.21	2.58	2.84	3.25	2.61	2.54
Индекс выравненности	0.47	0.42	0.38	0.50	0.50	0.46	0.54	0.53	0.46	0.47	0.60	0.46	0.56	0.43

Продолжение табл. приложения 3.1

Виды / Интервалы (см)	140	150	160	170	180	190	200	210	220	230	240	250	260
<i>Orbulina universa</i>	1.48	0.26	5.10	0.89	0.72	2.29	0.99	1.32	0.98	2.03	3.01	1.46	1.74
<i>Globigerinoides conglobatus</i>	0.06	0.53	1.70	0.03	0.48	0.02	0.66	0.33	0.06	0.03	1.00	0.49	0.69
<i>Globigerinoides ruber (white)</i>	18.20	36.53	29.77	18.91	27.64	31.41	25.41	24.75	22.62	24.38	21.08	23.81	19.44
<i>Globobulborotalita tenella</i>	1.48	1.05	1.70	2.45	0.96	0.33	0.99	0.99	1.97	1.22	2.01	0.97	1.04
<i>Globigerinoides triloba</i>	13.04	5.52	8.50	17.35	7.93	15.05	15.84	20.13	10.33	5.69	10.54	8.26	8.68
<i>Globigerinoides sacculifer</i>	4.92	2.37	5.95	5.12	6.97	6.87	5.28	10.56	3.44	4.47	6.53	4.37	3.13
<i>Sphaeroidinella delticensis</i>	0.00	0.26	1.70	0.00	1.68	0.65	0.99	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00
<i>Globigerinella adamsi</i>	0.00	0.07	1.70	0.03	0.06	0.98	0.02	0.02	0.49	0.01	0.06	0.03	0.04
<i>Globigerinella siphonifera</i>	5.17	6.31	3.40	3.78	2.64	5.89	6.93	5.28	5.41	5.28	4.02	4.37	3.47
<i>Globigerina calida</i>	0.74	0.53	2.55	1.11	2.16	1.64	0.99	0.99	0.25	1.22	0.50	0.49	0.69
<i>Globigerina bulloides</i>	2.95	3.68	4.25	3.11	5.29	2.62	4.62	3.30	1.48	3.66	6.02	4.86	6.94

Продолжение табл. приложения 3.1

Виды / Интервалы (см)	140	150	160	170	180	190	200	210	220	230	240	250	260
<i>Globigerina falconensis</i>	1.48	0.53	0.85	0.00	1.44	0.33	1.65	1.65	0.12	1.22	2.51	1.46	4.17
<i>Globigerina digitata</i>	0.74	0.79	0.21	0.03	0.72	0.04	0.02	0.00	0.25	1.63	0.03	0.06	0.02
<i>Globobulborotalia rubescence</i>	2.95	1.05	1.70	0.67	1.92	1.64	1.32	0.99	0.98	2.44	3.51	3.89	3.47
<i>Neoglobobulborotalia quinqueloba</i>	0.02	0.26	0.85	0.11	0.06	0.00	0.00	0.16	0.49	0.05	0.02	0.03	0.09
<i>Neoglobobulborotalia pachyderma sin</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.99	0.00	0.00	0.00	0.50	0.49	0.35
<i>Neoglobobulborotalia incompta</i>	8.36	13.14	4.25	4.89	0.96	0.33	0.99	0.66	6.39	6.09	2.51	4.86	2.43
<i>Neoglobobulborotalia dutertrei</i>	11.32	13.40	8.50	12.01	7.93	2.62	9.90	7.59	14.26	16.66	5.52	10.21	9.72
<i>Globobulborotalia conglomerata</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Globobulborotalia hexagonus</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.98	0.17	0.00	0.00	0.81	0.50	0.49	0.35
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	3.69	2.10	5.10	12.46	10.33	6.22	6.60	4.29	5.41	6.50	4.02	4.37	3.47
<i>Globobulborotalia inflata</i>	0.74	1.31	0.85	0.67	2.16	0.33	1.32	1.32	2.95	1.22	0.50	0.49	0.69
<i>Globobulborotalia truncatulinoides dex</i>	0.98	0.79	1.70	1.78	2.64	2.29	3.63	1.32	0.12	0.41	2.01	0.97	1.74
<i>Globobulborotalia crassaformis</i>	2.21	0.79	5.10	2.89	0.72	0.33	0.66	0.33	3.93	0.41	4.52	1.46	2.08
<i>Globobulborotalia hirsuta</i>	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Globobulborotalia scitula</i>	0.98	0.26	0.85	1.56	0.48	0.33	0.99	1.98	4.92	1.22	3.01	1.46	2.43
<i>Globobulborotalia menardii</i>	4.43	0.79	2.55	4.00	7.45	5.24	3.96	4.62	4.92	3.66	6.53	4.86	6.94
<i>Globobulborotalia tumida</i>	0.00	0.00	0.00	0.03	0.24	0.04	0.02	0.04	0.49	0.20	0.25	0.24	0.17
<i>Globobulborotalia menardii gibberula</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.49	0.41	0.25	0.49	0.17
<i>Candeina nitida</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Globobulborotalia glutinata</i>	13.53	7.36	0.85	5.12	6.25	11.45	4.29	6.93	6.39	8.53	8.53	14.58	15.28
<i>Globobulborotalia theyery</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Tenuitella iota</i>	0.25	0.26	0.00	0.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	0.09
<i>Berggrenia pumilio</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.09
<i>Globobulborotalia uvula</i>	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.33	0.00	0.00	0.00	0.12	0.09
Кол-во раковин/г сухого осадка	387.00	436.36	120.69	292.48	242.99	381.81	192.96	163.13	109.73	126.24	113.96	140.89	71.53
Индекс фрагментарности	16.23	24.94	74.14	29.77	25.69	38.60	88.18	68.82	52.24	54.30	58.40	40.53	84.83
Количество видов	24	25	24	25	26	25	27	24	25	26	29	30	30
Индекс Шэннона	2.58	2.19	2.61	2.50	2.54	2.32	2.52	2.39	2.56	2.54	2.74	2.57	2.65
Индекс Фишера	2.61	2.75	3.08	2.94	3.11	2.83	3.40	2.97	3.30	3.35	3.92	4.06	4.30
Индекс выравненности	0.55	0.36	0.57	0.49	0.49	0.41	0.46	0.46	0.52	0.49	0.54	0.44	0.47

Табл. Приложение 3.2

Относительное содержание БФ (%) в колонке LV88-55 GC

Виды / Интервалы (см)	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110-120	120-125	130-135	140-145	150-155
<i>Adelosina pulchella</i> (d'Orbigny)															3.8	
<i>Adercotryma glomeratum</i> (Brady)		3.8	3.0	2.1	18.2	1.9		1.4						1.4	1.9	
<i>Agglutinella agglutinans</i> (d'Orbigny)	2.9			1.4		4.8	10.4	2.8	9.2	7.5	7.8	9.8	12.1	5.7	9.4	14.5
<i>Ammonia</i> sp.											0.6					
<i>Ammonia takanabensis</i> (Ishizaki)																
<i>Amphicoryna meringella</i> Loeblich & Tappan				18.4									0.7			0.6
<i>Amphicoryna scalaris</i> (Batsch)			1.0				0.6						0.4			
<i>Asterotalia gaimardii</i> (d'Orbigny)	24.3	24.1	23.8	12.1	6.1	16.3	10.4	9.9	9.2	20.1	18.4	18.6	21.4	12.2	7.5	19.4
<i>Bigennerina nodosaria</i> d'Orbigny	2.9	1.8	5.0	6.4			19.0	8.5	5.2	8.4	9.5	8.8	4.6	3.2	18.8	17.0
<i>Biloculinella inflata</i> Wright									2.3							
<i>Bolivina dilatata</i> Reuss		0.6														
<i>Bolivina robusta</i> Brady				1.4		1.0										
<i>Bolivina</i> sp.	0.1	1.8														
<i>Bolivina spinescens</i> Cushman			1.0													
<i>Brizalina spathulata</i> (Williamson)	1.0	1.1								0.3						
<i>Buccella</i> sp.																
<i>Cancris auriculus</i> (Fichtel & Moll)	1.0		3.0	0.7			0.9	2.1		0.8	1.1		0.7	0.8		1.8
<i>Cassidulina spinescens</i> (Cushman)				0.4												
<i>Cassidulina laevigata</i> d'Orbigny		0.2														
<i>Clavulina humilis</i> Brady																
<i>Cornuspira lacunosa</i> (Brady)	0.1															
<i>Cycloforina contorta</i> (d'Orbigny)												1.7			0.7	
<i>Cylindrocavulina bradyi</i> (Cushman)	8.7	1.8	4.0	1.8	36.4	8.7	8.6				0.6	7.8	4.3	5.7	1.9	
<i>Dentalina guttifera</i> d'Orbigny																
<i>Dentalina</i> sp.																
<i>Edentostomina cultrata</i> (Brady)							0.2		2.3				0.7			
<i>Elphidium advenum</i> Haynes	3.9	6.8	3.0	2.8	6.1											
<i>Elphidium limpidum</i> Ho, Hu et Wang		1.7		0.7	3.0	2.9				1.7	1.1			0.8	0.9	1.5

Продолжение табл. приложения 3.2

Виды / Интервалы (см)	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110-120	120-125	130-135	140-145	150-155
<i>Fursenkoina pauciloculata</i> (Brady)			1.0	0.7									0.4			
<i>Fursenkoina schreibersiana</i> (Ožžek)														0.2		
<i>Glandulina ovula</i> d'Orbigny		1.1		2.8		3.8			2.3	0.8		1.0	0.7		1.9	1.5
<i>Grigelis semirugosus</i> (d'Orbigny)																
<i>Heterolepa dutemplei</i> (d'Orbigny)	16.5	7.3	12.9	11.3	12.1	9.6	1.7	15.6	12.1	8.4	11.7	7.8	10.7	13.8	9.4	12.1
<i>Karrerella bradyi</i> (Cushman)	0.2															
<i>Lachlanella compressiostoma</i> (Zheng)		0.2							2.3							
<i>Laeidentalina filiformis</i> (d'Orbigny)		0.1						1.4								
<i>Lagena elongata</i> (Ehrenberg)																
<i>Lagena striata</i> (d'Orbigny)						1.0										
<i>Lagena substriata</i> Williamson		0.2									0.6					
<i>Lenticulina gibba</i> (d'Orbigny)		0.1	2.0											0.4		
<i>Lenticulina orbicularis</i> (d'Orbigny)				3.0										0.2		
<i>Melonis affinis</i> (Reuss)		0.1														
<i>Neoponoides bradyi</i> Le Calvez	0.4	0.1														
<i>Nonion beltrigense</i> Barbat & Johnson				0.7												
<i>Nonion japonicum</i> Asano																
<i>Nonion subburgidum</i> (Cushman)		0.6												0.6		
<i>Nonionella basiloba</i> Cushman & McCulloch						0.5										
<i>Nonionella labradorica</i> (Dawson)		0.1														
<i>Nonionella turgida</i> (Williamson)		1.0														
<i>Poreponoides lateralis</i> (Terquem)																
<i>Proemassilina arenaria</i> (Brady)																
<i>Pseudoclavulina serventyi</i> (Chapman and Parr)								2.1								
<i>Pseudoflinitina laculata</i> Loeblich and Tappan	0.4															
<i>Pseudogaudryina pacifica</i> Cushman & McCulloch	0.1	2.0														
<i>Pseudogaudryina triangulata</i> Lei & Li		2.0				0.5										
<i>Pseudolachlanella siltella</i> Langer															0.9	

Продолжение табл. приложения 3.2

Виды / Интервалы (см)	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110-120	120-125	130-135	140-145	150-155
<i>Pseudorotalia indopacifica</i> (Thalman)		0.6	2.0	2.8		2.9	6.0	1.4	6.9	2.5	2.8	3.9	1.4	1.6	5.6	0.8
<i>Pseudorotalia</i> sp.			2.0	4.3	6.1											
<i>Pyramidulina luzonensis</i> (Cushman)							0.4					1.0				
<i>Pyrgo sarsi</i> (Schlumberger)																
<i>Pyrgoella tenuiaperta</i> (Huang)									0.6	0.3	0.6				0.2	
<i>Quinqueloculina bicarinata</i> d'Orbigny	1.0							1.4	4.0	0.8		2.0	0.7	0.8	1.2	
<i>Quinqueloculina collumnosa</i> Cushman	1.0							2.1		0.3	0.6		0.7	0.8		
<i>Quinqueloculina costata</i> d'Orbigny																
<i>Quinqueloculina fichteliana</i> (d'Orbigny)	1.9		2.0	0.4			2.2									
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i> d'Orbigny			3.0	2.1		4.8	6.9	8.5	6.9	4.2	2.8	2.0	3.6	8.9	11.3	2.4
<i>Quinqueloculina philippinensis</i> Cushman			2.0				0.9				1.7	1.0		0.8	0.9	
<i>Quinqueloculina polygona</i> d'Orbigny							0.9									
<i>Quinqueloculina sagamiensis</i> Asano							0.4	1.4	1.7	1.4	0.6			0.6		
<i>Quinqueloculina seminulum</i> (Linnaeus)	11.7	8.0	8.9	4.3		6.7		4.3	2.3	0.8		1.0				
<i>Quinqueloculina</i> sp.		0.3		0.4							1.7	2.0	0.7	0.8		
<i>Quinqueloculina subcuneata</i> Cushman																
<i>Quinqueloculina subcurta</i> Zheng							0.9	1.4		0.8				0.8		
<i>Quinqueloculina subparkeri</i> McCulloch							0.6									
<i>Rosalina floridana</i> (Cushman)		0.1														
<i>Sahulia kerimbaensis</i> (Said)		0.3		2.1			0.6			0.8	2.8	0.7	1.4	0.4	1.2	1.2
<i>Sigmamiliolinella australis</i> (Parr)																
<i>Sigmoilopsis asperula</i> (Karrer)		3.0		1.4		1.0										
<i>Sinuloculina lunata</i> Zheng											0.6					
<i>Siphogaudryina stephensoni</i> (Cushman)	0.5	16.4	8.9	5.7	6.1	21.2	11.2	28.4	11.6	15.1	17.9	10.8	17.1	27.6	3.8	9.7
<i>Siphonaperta crassatina</i> (Brady)		1.7	1.0								0.6					
<i>Spiroloculina communis</i> Cushman & Todd		0.9		0.7		1.9	0.9	2.8	2.3	0.8	0.6	4.9	1.4	0.8		
<i>Spiroloculina depressa</i> d'Orbigny	3.4				1.0								0.7	0.8	3.8	2.4
<i>Spiroloculina fragilis</i> Uchio																
<i>Spiroloculina scrobiculata</i> Cushman											0.6		2.1			
<i>Spiroloculina hadai</i> Thalman				0.7												0.8

Продолжение табл. приложения 3.2

Виды / Интервалы (см)	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110-120	120-125	130-135	140-145	150-155
<i>Spiroloculina rotunda</i> d'Orbigny		0.3														
<i>Spiroplectinella pseudocarinata</i> (Cushman)	0.1						0.2									
<i>Spiroplectinella wrightii</i> (Silvestri)							0.4									
<i>Spirotextularia floridana</i> (Cushman)	0.2	0.2	1.0							0.6	1.1	0.5	1.4	0.4		
<i>Textularia</i> sp.	0.1	3.7	4.0	7.8	3.0	9.6	13.0	2.8	16.2	19.3	12.8	12.7	10.7	8.1	13.1	
<i>Textularia stricta</i> Cushman	11.7		1.0													9.7
<i>Triloculina tricarinata</i> d'Orbigny	3.9	5.8	1.0	2.8			2.6	1.4		4.2	1.1	1.0	1.4	1.6	1.9	4.5
<i>Triloculina marioni</i> Schlumberger	1.9								2.3							
Видовое разнообразие	26	36	25	29	10	19	24	19	18	22	25	21	24	27	21	16
Вес сухого осадка	56.3	82.7	58.8	84.6	61.1	73.8	70.1	67.6	81.5	58.4	67.3	77.1	52.0	110.6	86.8	100.3
Кол-во экз./50 г сух.осадка	731.3	1060.5	85.9	166.7	27.0	140.9	330.5	104.3	106.1	306.7	133.0	264.7	270.3	223.0	245.5	328.9
% содержание секреч. БФ	78.1	73.5	103.2	108.7	130.9	115.4	131.1	134.5	147.6	149.2	162.0	68.4	63.7	60.2	76.3	71.7
% содержание аггл. БФ	28.0	32.8	31.7	28.7	63.6	47.6	63.0	46.1	42.0	52.0	53.0	51.0	52.0	52.5	50.0	52.0

Продолжение табл. приложения 3.2

Виды / Интервалы (см)	160-165	170-175	180-185	190-195	200-205	210-215	220-225	230-235	240-245	250-255	260-265	270-280	280-285	290-295	300-305	310-315	320-325
<i>Adelosina pulchella</i> (d'Orbigny)	0.5													0.3			
<i>Adercotryma glomeratum</i> (Brady)	1.1	1.3			1.4	2.6							1.4	2.1			
<i>Agglutinella agglutinans</i> (d'Orbigny)	7.4	5.0	2.5	3.6	16.8	7.9	6.3	7.1	7.8	5.6	9.1	5.5	8.5	6.3	8.3	6.0	8.6
<i>Ammonia</i> sp.																	
<i>Ammonia takanabensis</i> (Ishizaki)	0.1																
<i>Amphicoeloma meringella</i> Loeblich & Tappan			0.3													1.5	
<i>Amphicoeloma scalaris</i> (Batsch)																	
<i>Asterorotalia gaimardii</i> (d'Orbigny)	11.7	20.1	22.7	7.3	11.2	7.9		28.6	19.4	5.6	9.1	8.2	7.1	8.4	8.3	7.5	12.1
<i>Bigennerina nodosaria</i> d'Orbigny	18.1	4.0	12.6	40.0	22.4	26.3	12.5	14.3	27.2	16.0	18.2	19.2	14.1	7.4	9.7	19.5	1.7
<i>Biloculina inflata</i> Wright																	
<i>Bolivina dilatata</i> Reuss																	
<i>Bolivina robusta</i> Brady		1.3		1.8													

Продолжение табл. приложения 3.2

Виды / Интервалы (см)	160-165	170-175	180-185	190-195	200-205	210-215	220-225	230-235	240-245	250-255	260-265	270-280	280-285	290-295	300-305	310-315	320-320
<i>Bolivina</i> sp.																	
<i>Bolivina spinescens</i> Cushman																	
<i>Brizalina spathulata</i> (Williamson)																	
<i>Buccella</i> sp.																	
<i>Cancris auriculus</i> (Fichtel & Moll)	2.1	0.8		3.6		5.3	6.3		0.5	2.8			1.4	2.1	0.7	1.5	1.7
<i>Cassidulina spinescens</i> (Cushman)																	
<i>Cassidulina laevigata</i> d'Orbigny																	
<i>Clavulina humilis</i> Brady																	
<i>Cornuspira lacunosa</i> (Brady)																	
<i>Cycloforina contorta</i> (d'Orbigny)											2.3						
<i>Cylindroclavulina bradyi</i> (Cushman)	2.1	3.4			1.4	2.6	6.3			13.9				1.1	0.7	4.5	
<i>Dentalina guttifera</i> d'Orbigny																	
<i>Dentalina</i> sp.		0.2												0.1	0.0		
<i>Edentostomina cultrata</i> (Brady)																	
<i>Elphidium advenum</i> Haynes	1.3	3.4	2.5	7.3		2.6	6.3	7.1		2.8	2.3	2.4	1.4	2.1		1.5	3.4
<i>Elphidium limpidum</i> Ho, Hu et Wang																	
<i>Fursenkoina pauciloculata</i> (Brady)																	
<i>Fursenkoina schreibersiana</i> (Ožžek)															0.4		
<i>Glandulina ovula</i> d'Orbigny	0.4	0.8			0.7												
<i>Grigelis semirugosus</i> (d'Orbigny)	0.1																
<i>Heterolepa dutemplei</i> (d'Orbigny)	9.6	10.7	7.6		9.8	2.6	6.3	14.3	11.7	5.6	11.4	12.4	15.5	33.7	20.0	15.0	19.0
<i>Karrerella bradyi</i> (Cushman)																	
<i>Lachlanella compressiostoma</i> (Zheng)																	
<i>Laevicentulina filiformis</i> (d'Orbigny)																	
<i>Lagena elongata</i> (Ehrenberg)	0.1																
<i>Lagena striata</i> (d'Orbigny)		0.3															
<i>Lagena substriata</i> Williamson																	
<i>Lenticulina gibba</i> (d'Orbigny)	0.3									0.7							
<i>Lenticulina orbicularis</i> (d'Orbigny)							6.3		0.2								
<i>Melonis affinis</i> (Reuss)																	

Продолжение табл. приложения 3.2

Виды / Интервалы (см)	160-165	170-175	180-185	190-195	200-205	210-215	220-225	230-235	240-245	250-255	260-265	270-280	280-285	290-295	300-305	310-315	320-325
<i>Neoperonides bradyi</i> Le Calvez																	
<i>Nonion belrigense</i> Barbat & Johnson																	
<i>Nonion japonicum</i> Asano		0.8		3.6													
<i>Nonion suburgidum</i> (Cushman)																	
<i>Nonionella basiloba</i> Cushman & McCulloch																	
<i>Nonionella labradorica</i> (Dawson)																	
<i>Nonionella turgida</i> (Williamson)																	
<i>Poroponides lateralis</i> (Terquem)																	
<i>Proemassilina arenaria</i> (Brady)		4.8															
<i>Pseudoclavulina serventyi</i> (Chapman and Parr)																	
<i>Pseudoflinitina laculata</i> Loeblich and Tappan	0.3																
<i>Pseudogaudryina pacifica</i> Cushman & McCulloch		1.3															
<i>Pseudogaudryina triangulata</i> Lei & Li																	
<i>Pseudolachlanella silifella</i> Langer																	
<i>Pseudorotalia indopacifica</i> (Thalman)	2.1	1.3	2.5		1.4		6.3		3.9	2.8	6.8	4.1	1.4	0.9	0.9	3.0	1.7
<i>Pseudorotalia</i> sp.																	
<i>Pyramiculina luzonensis</i> (Cushman)																	
<i>Pyrgo sarsi</i> (Schlumberger)		0.6															1.7
<i>Pyrgoella tenuiaperta</i> (Huang)																	
<i>Quinqueloculina bicarinata</i> d'Orbigny	0.5	0.8			0.9				1.0							1.5	
<i>Quinqueloculina collumnosa</i> Cushman											2.3			0.4			
<i>Quinqueloculina costata</i> d'Orbigny																	
<i>Quinqueloculina fichteliana</i> (d'Orbigny)																	
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i> d'Orbigny	4.3	4.0	2.5		1.4	2.6	6.3		3.9	2.8	4.5	1.4	1.4	4.2	2.1	4.5	8.6
<i>Quinqueloculina philippinensis</i> Cushman	1.3	1.0	0.9		1.4				1.7	2.4		1.4	1.4	1.1	0.4	1.5	
<i>Quinqueloculina polygona</i> d'Orbigny																	
<i>Quinqueloculina sagamiensis</i> Asano					2.8						9.1	1.4	1.4	2.1	0.5	1.1	
<i>Quinqueloculina seminulum</i> (Linnaeus)	2.1	10.7				2.6	6.3	7.1		2.8		1.4	1.4	1.1	0.7	1.5	5.2

Продолжение табл. приложения 3.2

Виды / Интервалы (см)	160-165	170-175	180-185	190-195	200-205	210-215	220-225	230-235	240-245	250-255	260-265	270-280	280-285	290-295	300-305	310-315	320-325
<i>Quinqueloculina</i> sp.	1.1		2.5	3.6						0.3			5.7	0.1			6.9
<i>Quinqueloculina subcuneata</i> Cushman	1.1				0.2				2.4						0.7		
<i>Quinqueloculina subcurta</i> Zheng														0.4	0.7		
<i>Quinqueloculina subparkeri</i> McCulloch																	
<i>Rosalina floridana</i> (Cushman)		0.1															
<i>Sahulina kerimbaensis</i> (Said)											2.3						
<i>Sigmamiliolinella australis</i> (Parr)	0.1																
<i>Sigmoilopsis asperula</i> (Karrer)			0.3														
<i>Sinuloculina lunata</i> Zheng																	
<i>Siphogaudryna stephensoni</i> (Cushman)	16.0	9.4	20.2	14.5	12.6	23.7	12.5	7.1	11.7	22.2	15.9	26.1	21.2	19.0	25.6	15.0	19.0
<i>Siphonaperta crassatina</i> (Brady)																	
<i>Spiroloculina communis</i> Cushman & Todd	0.7	0.8							1.2				1.1	1.1			1.7
<i>Spiroloculina depressa</i> d'Orbigny	1.1	1.3	2.5	3.6		5.3	6.3		3.9			2.7	2.8	1.1	2.1	3.0	5.2
<i>Spiroloculina fragilis</i> Uchio		0.1															
<i>Spiroloculina scrobiculata</i> Cushman	0.7	0.7															
<i>Spiroloculina hadai</i> Thalmann																	
<i>Spiroloculina rotunda</i> d'Orbigny																	
<i>Spiroplectinella pseudocarinata</i> (Cushman)																	
<i>Spiroplectinella wrightii</i> (Silvestri)		0.4															
<i>Spirotextularia floridana</i> (Cushman)															0.4		
<i>Textularia</i> sp.	11.7	9.2	17.7	7.3	14.0	5.3	12.5	14.3		11.1	6.8	11.0	11.3	4.2	15.2	12.0	3.4
<i>Textularia stricta</i> Cushman		0.1			0.1									0.1	0.1		
<i>Triloculina tricarinata</i> d'Orbigny	2.1	0.9	2.5	3.6	1.4	2.6			2.9	2.8		4.1	1.4	1.1	2.1		
<i>Triloculina marioni</i> Schlumberger																	
Видовое разнообразие	28	32	15	12	17	14	13	8	16	16	13	13	18	23	23	17	15
Вес сухого осадка	106.1	93.0	61.4	38.7	82.7	52.7	69.5	79.3	80.2	54.1	40.7	76.7	64.5	72.6	73.2	93.7	47.6
Кол-во экз./50 г сух.осадка	354.3	640.6	258.1	71.2	690.3	144.3	46.0	8.8	257.0	266.3	108.2	189.8	219.3	523.0	1581	142.5	60.9
% содержание секрета БФ	67.7	77.0	56.8	70.9	71.9	63.2	68.8	78.6	79.6	63.9	75.0	56.0	62.2	73.5	54.5	70.0	70.7
% содержание аггл. БФ	56.8	34.2	53.0	65.0	68.8	68.4	50.0	43.0	47.0	69.0	52.0	62.0	56.5	40.2	60.0	57.0	32.7

## ПРИЛОЖЕНИЕ 4

### Концентрации газов в осадочных бассейнах западной части Южно-Китайского моря

Станция	CH <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , нМ/кг	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> , нМ/кг	N <sub>2</sub> , нМ/кг	CO <sub>2</sub> , нМ/кг	H <sub>2</sub> , ppm	He, ppm	Горизонт, см
<i>Осадочный бассейн Красной реки</i>									
LV88-55GC	255	35.6	35.6	16	971626	25879			10
LV88-55GC	357.6	36.4	23.7	13.4	1024255	20073			30
LV88-55GC	449.6	22.7	18.9	5.6	981870	37391	0.5	11.8	50
LV88-55GC	498.3	28.5	25.7	14.6	1157237	47034			75
LV88-55GC	593.4	33.6	41.9	19.8	1086219	63697	0.8	12.2	100
LV88-55GC	533	27.1	24	25.4	1198582	60574			125
LV88-55GC	610.5	29.5	28.1	12.3	1107531	80411	0.7	11.4	150
LV88-55GC	560.8	23.3	20.2	7.8	1226003	80686			175
LV88-55GC	550.4	10.6	8.9	1.9	1005214	115510		3	200
LV88-55GC	559.6	28.4	20.2	9	1151817	89514			225
LV88-55GC	542.1	31.1	0	14.9	1170971	103436	1.1	11.7	250
LV88-55GC	456	19.2	20.2	6.7	1725502	137606			275
LV88-55GC	391.6	17.4	18.1	10.5	1309501	113560	3.9	13.8	300
LV88-55GC	333.8	26.7	21.5	7.8	1164917	114826			320
LV88-56GC	178	37.9	42	20.9	1098072	17218			10
LV88-56GC	263.6	17.2	14.8	4.1	1084709	28176			30
LV88-56GC	302.7	8.6	7.6	1.1	1093941	27524	0.7	10.7	50
LV88-56GC	338.4	5.5	5.5	4.5	949900.9	37409			75
LV88-56GC	331.5	11	10	4.9	2405262	26152		10.6	100
LV88-56GC	287.3	9.6	7.6	1.9	1074756	42865			125
LV88-56GC	304.1	10.6	10	3	1075442	34148	0.7	9.9	150
LV88-56GC	295.5	25.4	20.2	8.2	1581246	27078			175
LV88-56GC	327.8	38.1	41.5	18.3	1042778	30385	0.5	11	200
LV88-56GC	326.4	51.8	53.5	24.6	2655452	25741			224
LV88-56GC	219.6	11.7	14.1	1.9	1106659	43807.4			225
LV88-56GC	295.1	45.6	46.7	23.1	1235681	32157.6			240
LV88-56GC	265.3	47.4	45	17.5	849426.1	32642.2	1.1	11.4	250
<i>Осадочный бассейн Фухань</i>									
LV88-16GC	155.5	43.9	38.8	23.5	4166935	17227.8			10
LV88-16GC	130.5	36.7	29.5	13.8	4225407	19520.7			20
LV88-16GC	206	50.8	51.5	33.2	9865302	78674.5			30
LV88-16GC	190.2	46	40.8	13.4	3418232	22846.3	142.5	15.4	50
LV88-16GC	249.9	61.8	67.3	41.7	2800239	39001.6			75
LV88-16GC	257.6	55.8	58.2	30.5	9707300	13319.6	200.6	11.4	100
LV88-16GC	302.7	61	69.9	43.2	2313981	50551			125
LV88-16GC	252.8	52.7	52	27.2	6023072	31198	146.2	12.3	150
LV88-16GC	255.2	51.7	52	23.5	2971522	58058			175

ПРИЛОЖЕНИЯ

Продолжение приложения 4

Станция	CH <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , нМ/кг	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> , нМ/кг	N <sub>2</sub> , нМ/кг	CO <sub>2</sub> , нМ/кг	H <sub>2</sub> , ppm	He, ppm	Горизонт, см
LV88-16GC	288.7	61.4	67.3	29.4	4261993	44135	576.9	13.9	200
LV88-16GC	250.2	52.5	58	26.5	2377738	71282			225
LV88-16GC	227.9	45.3	50.1	18.3	2624085	75435	54.2	12.4	250
LV88-16GC	250.2	45	47	18.3	7247293	4341			275
LV88-17GC	129.8	25.4	23.7	10.1	3206892	35110			10
LV88-17GC	165.1	43.9	35.3	18.3	3654832	26268			20
LV88-17GC	188.1	33.6	31.6	14.6	6163954	13401			30
LV88-17GC	249.6	42.9	51.5	36.9	5295928	120054			50
LV88-18GC	217.3	40.2	38.1	13.8	6149310	19679	7.8	1	70
LV88-18GC	190.2	49.8	48	27.2	1312180	214121			10
LV88-18GC	323.7	103.3	115.3	55.6	1364963	342168			25
LV88-18GC	290.7	88.5	78.6	37.5	1857280	154027	930.3	15.5	50
LV88-18GC	407.8	116.3	119.4	51.1	1131006	272842			75
LV88-18GC	351.5	80	81	42.3	1050097	211639	93.8	14.8	100
LV88-18GC	278.4	60.4	55.3	33.5	1068026	318178			125
LV88-18GC	278	62.5	53.9	27.9	1071564	196446	107.1	16.5	150
LV88-18GC	301.4	60.1	58.7	23.5	1200572	363926			175
LV88-18GC	291.1	59.4	55.6	22.7	1207779	383660	236.9	16.3	200
LV88-18GC	302.7	55.6	55.9	27.6	1045172	225995			225
LV88-18GC	269.8	46	48	24.2	1793033	117270	179.4	12.9	250
LV88-18GC	356.3	73.1	74.1	35.7	1442183	210037			275
LV88-18GC	282.2	54.2	50.4	19	1717221	192877	90.1	13.7	300
LV88-18GC	315.8	49.8	53.2	19.8	1125860	80646			325
LV88-18GC	320.9	47.7	50.1	22.7	1154884	121815	188.7	16	350
LV88-18GC	280.8	38.8	37.1	21.3	1540738	118211			375
LV88-20/1GC	520	115.7	131.8	71.1	1556970	61661			5
LV88-20/1GC	310	76.2	85.5	23.4	1112590	53399			20
LV88-20/1GC	278	62.1	61.1	30.5	1276900	28414			30
LV88-20/1GC	160.7	47.7	41.9	18.6	1384048	39480	603.9	14.2	50
LV88-20/1GC	312.7	61.8	64.5	37.6	2016840	49443			75
LV88-20/1GC	299.3	61.1	66.9	31.3	1464304	58192	358.5	16.2	100
LV88-20/1GC	350.1	67.3	71.7	37.6	1083680	54956			125
LV88-20/1GC	372.4	71.7	71.4	29.4	1233689	63082	926.2	18.5	150
LV88-20/1GC	250.2	55.9	38.1	14.2	3771446	37131	771.9	15.5	175
LV88-21GC	195	32.7	34.1	20.2	1630613	13747			15
LV88-21GC	291.4	61.3	53	29.4	1127548	11880	19.2	9.3	30
LV88-21GC	463	45.3	46	14.9	1379790	34594			10
LV88-22GC	617.5	55.9	60.1	24.2	1195664	33427			20
LV88-22GC	712.9	43.9	51.1	19.4	1607226	28485			30
LV88-22GC	1191.3	56.6	67.3	29	1340356	25225	3.8	14.9	50
LV88-22GC	1231.4	17.5	16.1	5.2	887473.3	36756			75

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ  
И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА** (по результатам 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» и береговых экспедиций 2010–2020)

Продолжение приложения 4

Станция	CH <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , нМ/кг	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> , нМ/кг	N <sub>2</sub> , нМ/кг	CO <sub>2</sub> , нМ/кг	H <sub>2</sub> , ppm	He, ppm	Горизонт, см
LV88-22GC	1200.9	25.1	21.6	8.2	1350892	33839	2.6	8.8	100
LV88-22GC	1349.2	15.1	13	3	1053890	40154	1.8	10.4	130
LV88-23GC	345.6	41.5	39.1	19.4	1069231	46228.6			10
LV88-23GC	378.6	29.9	31.6	11.2	1011367	47910.3			20
LV88-23GC	545	51.5	50.4	22.7	999389.9	41458.2			30
LV88-23GC	716.3	52.9	64.2	54	1305934	38403.8	5.7	11.7	50
LV88-23GC	818.6	54.2	60.4	257	1146862	32775.3			75
LV88-23GC	795.2	55.6	59	26.4	1222125	40909.1	4.9	12.9	100
LV88-23GC	627.4	38.8	41.9	17.5	1151255	59235.8			125
LV88-23GC	490.5	19.9	22	5.6	1628024	46297.3	5	9.4	150
LV88-23GC	631.2	52.5	49.8	24.2	1478630	51857.1			175
LV88-25GC	574.2	35	38.4	11.9	1268559	66618.3	2.9	9.9	190
LV88-25GC	42.6	0	0	0	1441720	53886.7			10
LV88-25GC	395.1	85.1	78.6	43.4	1023309	43254.2			20
LV88-25GC	324.4	26.8	18.5	9.3	988776.2	43244.5			30
LV88-25GC	437	24	18.9	10.8	1332083	48028	5.2	11.9	50
LV88-25GC	463	23	17.2	8.2	1117599	35954.4			75
LV88-25GC	449.3	24.4	18.2	9	1403232	37401.3	3.2	11.7	100
LV88-25GC	366.3	26.8	24.7	4.9	1757341	28588.3	1.8	11.7	125
LV88-27GC	345.7	78.6	62.5	40.1	1097064	33839.2			10
LV88-27GC	352.9	48.4	45.6	16.4	1174249	23714.9			20
LV88-27GC	554.9	75.6	70.8	31.6	1055906	22575.3			30
LV88-27GC	548	56.1	62.6	26.8	1117954	23704	2.7	11.3	50
LV88-27GC	625	66.8	52.2	23.8	1616761	17863.6			75
LV88-28GC	725.9	66.5	63.1	24.2	2033386	22772.7	4.3	14.1	100
LV88-28GC	435.4	97.8	73.6	54.5	973397.7	36068.2			10
LV88-28GC	330.1	47	48.8	13.8	1090500	48409.1			20
LV88-28GC	356.8	41.8	35.7	13.4	1283676	38972.4			30
LV88-28GC	527.5	93.4	56.9	32.3	1358455	32011.4	8.5	11.7	50
LV88-28GC	473.1	91	78	27.1	1148601	37420.2			75
LV88-28GC	267.9	54.4	40.7	17.1	1269276	34534.7	4	10.6	100
LV88-28GC	102.7	34.7	20.2	4.9	1339395	32226.2			125
LV88-28GC	314.1	102.6	72.1	35.9	1380682	40600.2	2.4	13.5	150
LV88-28GC	155.5	40.8	35.3	8.2	1588350	55769.5			175
LV88-28GC	72.1	24.4	22	6.4	1251811	50621.6	0.3	11.6	200
LV88-29GC	365.6	62.1	58	31.3	1051762	30956.4			10
LV88-29GC	286.6	64.9	55.6	22	1243369	18086.5			20
LV88-29GC	286.3	53.2	46.7	16	1439986	18120.8			30
LV88-29GC	242	47.4	46.7	23.9	1148578	12972.8	2.9	13.6	50
LV88-29GC	149	34.3	31.9	10.1	1736474	12485.5			75
LV88-29GC	147.3	32.6	24	7.5	1704900	10433.2	3.2	10.3	100

ПРИЛОЖЕНИЯ

Продолжение приложения 4

Станция	CH <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , нМ/кг	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> , нМ/кг	N <sub>2</sub> , нМ/кг	CO <sub>2</sub> , нМ/кг	H <sub>2</sub> , ppm	He, ppm	Горизонт, см
LV88-29GC	275.7	77.6	60.1	34.2	1103104	11977.6			125
LV88-29GC	139.8	29.9	28.1	9	1318289	15546.8	2.5	9.8	150
LV88-29GC	249.9	69	47.4	26.8	1120058	12863			175
LV88-29GC	338.8	92.3	67.3	31.9	1197518	12217.8	4	17.5	200
LV88-29GC	339.5	85.8	70	38.2	1391630	12801.3			225
LV88-29GC	231	55.6	37.4	11.9	7727176	14068	3.2	11.6	250
LV88-29GC	146.3	20.6	18.5	22.1	1840153	16225			270
LV88-30GC	260.2	44.3	46	19	1926262	34937.5			20
LV88-30GC	392.3	91.3	71.7	43	1557682	22696			30
LV88-30GC	312.7	61.1	54.2	14.1	1272701	26638.6	0.4	10.2	50
LV88-30GC	341.2	56.6	65.6	23.5	1252218	37142.5			75
LV88-30GC	263.6	41.9	49.8	19.8	1920093	30445	5.2	14.5	100
LV88-30GC	271.9	62.5	50.1	23.1	1623805	275182.3			125
LV88-30GC	304.8	63.1	55.6	34.2	1470161	20442.2	3.6	12.6	150
LV88-30GC	400.9	104.7	83.1	50.8	1166813	19407.5			175
LV88-30GC	135.6	30.2	27.8	14.2	2463664	18590.3	4.3	14.5	200
LV88-31GC	444.1	70.5	82.9	36.1	1028152	45780.9			10
LV88-31GC	410.2	60.8	60.8	20.1	1294337	39976.2			20
LV88-31GC	287.2	28.3	22.1	4.9	1282659	32824			30
LV88-31GC	267.6	63	42.7	19.7	1287810	26825.1	4.6	10.7	50
LV88-31GC	224.6	28.9	17.9	3.4	1587156	27341.6			75
LV88-31GC	429.1	61.6	47.2	20.1	1054855	37155.6	5.5	12.3	95
LV88-32GC	2437.4	17.9	20	7.5	1132404	35847.1	9.4	12	45
LV88-32GC	457.4	54.8	55.1	26.4	794524.8	58849.9			10
LV88-32GC	593.7	76.1	72	31.6	976446.3	46832			20
LV88-32GC	621.9	54.6	51.5	62.6	1323196	43242.8			30
LV88-32GC	485.7	32.3	28.8	9.3	900480.5	5288.7			50
LV88-32GC	546.8	45.3	50.1	19.8	958206.2	48150.5			75
LV88-32GC	473	32.3	24.7	8.6	1019467	52852.3	3.3	8.8	100
LV88-32GC	458.6	43.9	24	32.8	854251.8	41801.4			125
LV88-32GC	408.1	23.3	22.7	9	1309228	49386.1	2.8	11.5	145
LV88-33GC	227.2	49.9	41.7	20.9	1159308	47237			10
LV88-33GC	350.3	45.5	41	15.7	1294896	43029.8			20
LV88-33GC	424.6	44.5	44.8	18.3	1053168	54778.2			30
LV88-33GC	369.5	27.4	21.2	10.5	1101073	50847.7	6.1	7.5	50
LV88-33GC	396.9	26	22.6	9.7	1376971	52608.5			70
LV88-34GC	227.2	49.6	36.3	17.9	2644304	33881			10
LV88-34GC	323.7	40.7	44.8	53	1619264	40095			20
LV88-34GC	447.8	53	39	16.8	1371273	30483.8			30
LV88-35GC	440.6	61.6	44.8	64.4	1339465	25653.7	8.8	13	55
LV88-35GC	300.1	39.3	45.2	15.3	1178668	33520.8			10

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ  
И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА** (по результатам 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» и береговых экспедиций 2010–2020)

Продолжение приложения 4

Станция	CH <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , нМ/кг	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> , нМ/кг	N <sub>2</sub> , нМ/кг	CO <sub>2</sub> , нМ/кг	H <sub>2</sub> , ppm	He, ppm	Горизонт, см
LV88-35GC	435.6	70	57.7	27.1	1369082	34525.6			20
LV88-35GC	377.6	37.8	34.3	9.3	1039715	32265.1			30
LV88-35GC	501.5	34.3	42.6	16.1	1777544	30573.4	3.2	11.9	50
LV88-36GC	524.8	37.8	36.4	19.4	2016541	25354.4			70
LV88-36GC	313.1	62.1	63.5	29.8	2215993	37393			10
LV88-36GC	393.7	64.9	76.9	30.5	998782.1	41997.4			20
LV88-36GC	375.5	57.7	63.8	24.6	1233061	29555.4			30
LV88-36GC	494.6	79.6	62.1	27.5	1083210	30132	1.8	10.5	50
LV88-36GC	673.8	80	81	30.8	918005.5	33894.1			75
LV88-36GC	449.7	19.2	14.1	0	1711194	30127.2	3	9	100
LV88-36GC	689.6	51.5	37.4	0	1524630	22698.7			125
LV88-36GC	666.6	52.5	32.6	20.5	1261464	22712.8	3	25	150
LV88-37GC	397.8	45.8	42.4	20.1	1362569	25654.3			10
LV88-37GC	429.8	48.9	46.8	19	1281439	26377.4			20
LV88-37GC	460.1	59.6	55.4	23.5	1421488	21935.3			30
LV88-37GC	591.3	46.5	53	16.8	1147590	24345.7	2.6	9.7	50
LV88-37GC	516.6	37.9	24.4	29.1	1490599	22624			75
LV88-37GC	578.6	39.3	32.7	12.3	1369835	17148.8	1.9	11.1	100
LV88-37GC	757.3	24.4	24.1	32.1	1211674	29889.8			120
LV88-38GC	167.9	42.2	39.1	11.9	1347313	29953.2			10
LV88-38GC	166.9	48.7	33.3	22.4	955545.8	26984.6			20
LV88-38GC	165.2	49.1	37.8	14.9	904424.2	28581.8			30
LV88-38GC	172	36.4	34.7	11.6	1095529	28848.5	3.1	10.8	50
LV88-38GC	163.4	30.9	28.8	10.1	1264571	35950.9			75
LV88-38GC	145.2	31.9	22.3	5.6	865005.2	37276.3	1.6	11.8	100
LV88-38GC	219	46.7	42.2	15.7	971292.7	38352.3			125
LV88-38GC	153.1	33.3	27.1	9	2265570	27974.8	3.4	17.3	150
LV88-38GC	199.8	47.4	3.6	14.9	951018	36336.7			175
LV88-38GC	190.9	46	37.4	13.8	912859.6	40701.1	2	1	200
LV88-40GC	165.5	38.1	38.8	14.2	1294839	21628.3			40
LV88-40GC	227.4	55.6	58.7	24.2	1489865	39561.6			10
LV88-40GC	311.7	58.5	72.7	30.2	1246970	53960.1			20
LV88-40GC	371.6	62	82	33.5	958195.6	59263.1			30
LV88-40GC	432.9	77.8	90.6	40.1	1220351	60984.8	2.4	9.3	50
LV88-40GC	387.1	73	86.8	34.9	1050000	73278.2			75
LV88-40GC	310.7	51.7	49.2	17.5	1161192	63360.9	2	11.6	100
LV88-40GC	285.2	42	54.8	17.5	1011398	56163.9			125
LV88-40GC	223.6	31	25.8	22.8	1059022	74655.6	2.5	13.1	150
LV88-40GC	336.9	50.3	63	26.5	1228168	73106.1			175
LV88-40GC	198.8	38.2	32	10.8	1037534	65323.7	1.5	7.4	200
LV88-40GC	188.1	24.4	25.1	5.6	1191701	71453.2			225

ПРИЛОЖЕНИЯ

Продолжение приложения 4

Станция	CH <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , нМ/кг	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> , нМ/кг	N <sub>2</sub> , нМ/кг	CO <sub>2</sub> , нМ/кг	H <sub>2</sub> , ppm	He, ppm	Горизонт, см
LV88-41GC	148.1	26.9	21.7	9.7	896556.5	37086.8			10
LV88-41GC	290.4	34.8	32.4	12.7	888601.9	50000			30
LV88-41GC	369.6	57.5	33.1	15.3	949483.5	42562	1.7	8.6	50
LV88-41GC	388.5	36.5	39.3	8.2	887534.4	69111.6			75
LV88-41GC	400.6	42	36.8	16.8	1881853	60433.9	6.4	11	100
LV88-41GC	440.5	39.9	43.4	16	1445661	65495.9			125
LV88-41GC	466.3	38.9	43	16	978064.7	90736.9	5.5	14.5	150
LV88-41GC	470.5	46.5	40.6	19.4	986673.6	76170.8			175
LV88-41GC	479.4	42	44.8	17.9	1276550	90151.5	2.7	9.9	200
LV88-41GC	425	51	40.6	17.5	1290117	67355.4			225
LV88-41GC	449.1	43.4	37.9	10.8	1550344	84159.8	4.2	11.5	250
LV88-41GC	458.4	39.3	34.1	14.9	926825.1	91253.4			275
LV88-41GC	470.5	50.3	37.9	24.6	973932.5	80544.1	3.2	12.4	300
LV88-42GC	1230.8	37.5	36.2	10.4	903133.6	22761.7			10
LV88-42GC	1635.1	29.6	17.9	9	969765.8	14152.9			30
LV88-42GC	1446.4	13.4	14.8	4.1	1316012	10640.5	2.6	13.5	50
LV88-42GC	2280.4	9.3	5.2	0	1352976	10260.3			75
LV88-42GC	1901.9	7.2	4.8	0	1308701	13009.6	2.2	12.2	100
LV88-42GC	1780	17.6	17.6	11.2	1134783	9668.7			125
LV88-42GC	1460.1	24.8	17.6	5.6	1367387	12388.8	2	10.8	150
LV88-42GC	1334.4	11	10.3	3.7	2078451	16993.8			175
LV88-42GC	1476.7	14.1	10	3	1984032	12729	1.8	13.2	200
LV88-42GC	1915.4	4.1	4.8	0	1546887	29112.3			225
LV88-42GC	3422.3	22	10.3	11.2	1765545	20734.5	1.8	11.2	250
LV88-42GC	3283.8	26.9	24.1	5.2	1718406	30613.6			275
LV88-43GC	237	44.8	42	18.3	1561287	33167			10
LV88-43GC	271.4	57.2	47.5	25.7	1131748	31569.9			30
LV88-43GC	293.5	67.1	47.5	20.1	1339483	28344.7	5.2	10.9	50
LV88-43GC	288.6	56.1	54.4	19.7	1381891	32450.8			75
LV88-43GC	420.5	68.9	69.9	30.1	1186171	41046.1	3.7	12.5	100
LV88-43GC	481.5	70.6	65.8	23.8	1452773	47522.4			125
LV88-43GC	615.1	76.4	94	43.8	1998787	59823	3.4	12.1	150
LV88-43GC	633.7	69.6	79.9	28.6	1041915	71851.2			175
LV88-43GC	623	75.1	58.2	34.9	1535610	56323	3.8	13.7	200
LV88-43GC	684.3	78.2	66.8	29.4	1223877	67580.9			225
LV88-43GC	626.8	61.3	59.2	16.7	1541850	88275.8	1.4	10	250
LV88-43GC	666.4	72.7	72.3	31.2	1145440	109022.4	5.2	13.2	275
LV88-46GC	355.4	86.4	105	62.4	1049087	27525.8			10
LV88-46GC	103.7	37.9	21	2.6	1800415	29005.9			30
LV88-46GC	244.1	69.6	55.4	27.5	1798296	26366.4	79.9	12.5	50
LV88-46GC	262.4	73	65.4	39	979881.2	30170.1			75

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ  
И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА** (по результатам 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» и береговых экспедиций 2010–2020)

Продолжение приложения 4

Станция	CH <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , нМ/кг	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> , нМ/кг	N <sub>2</sub> , нМ/кг	CO <sub>2</sub> , нМ/кг	H <sub>2</sub> , ppm	He, ppm	Горизонт, см
LV88-46GC	283.7	54.8	76.4	22	1131908	47553.7	12.6	13.3	100
LV88-46GC	280	74.7	63.7	42	1925551	27203.9			125
LV88-46GC	327.8	70.2	80.9	37.6	1294112	35571.6	3.2	12.1	150
LV88-46GC	344.6	94.7	78.2	38.2	1386345	30132.7			175
LV88-46GC	356.6	86.5	83.4	34.9	1291862	30750.5	30	14.8	200
LV88-46GC	359.8	78.5	78.5	30.5	1226481	29717.6			225
LV88-46GC	340.2	81.3	75.1	30.1	1198347	30303	6.5	10.4	250
LV88-46GC	402.9	83	96.4	39.4	1399793	32989			275
LV88-46GC	458.3	87.1	104.3	40.8	1365152	46246.6	18.5	13.3	300
LV88-46GC	441.8	82.6	96.8	36	1371281	50929.8			325
LV88-46GC	450.4	78.9	97.1	40.9	1378719	44938	4.4	12.8	350
LV88-46GC	441.5	88.8	89.9	39	1238602	49001.4	7.4	11.1	375
LV88-47GC	289.3	80.9	73	31.6	969731.4	37293.4			10
LV88-47GC	183.9	48.9	46.8	13.8	1000517	17630.9			30
LV88-47GC	190.4	58.2	46.5	18.6	1157473	28581.3	28.6	12.4	50
LV88-47GC	222.8	51.7	57.2	20.9	1517700	36708			75
LV88-47GC	209.7	55.4	47.9	17.5	1046109	34366.4	31.2	11.8	100
LV88-47GC	204.9	38.6	45.5	12.7	1424518	41012.4			125
LV88-47GC	216.6	34.8	43.7	16.4	2412190	32231.4	27.4	11.1	150
LV88-47GC	253.8	48.6	58.2	22.7	1247693	40392.6			175
LV88-47GC	218	40.6	37.2	15.7	1152514	38154.3	7	10.5	200
LV88-47GC	256.9	42.4	49.6	16.8	1650895	47141.9			225
LV88-47GC	295.5	46.8	54.8	19.8	1198657	52927	4	9.3	250
LV88-47GC	277.9	40.3	49.2	17.9	1359435	53822.3			275
LV88-47GC	290.3	53.7	49.6	23.5	1533884	44318.2	3.6	13.8	300
LV88-47GC	597.1	108.8	129.1	58.1	1381095	60433.9			325
LV88-47GC	339.9	67.1	55.8	19.7	1503788	49586.8			350
LV88-48GC	301	64.4	73.7	18.6	1466927	29339.5			10
LV88-48GC	406.7	84.7	88.8	44.6	1069875	33926			30
LV88-48GC	442.1	85.1	101.2	37.9	1333721	32155.6	13.4	11.7	50
LV88-48GC	507.9	89.5	112.3	46	947757.2	42502.1			75
LV88-48GC	535.1	84	106.1	45.7	1595278	45553.7	2.5	11.8	100
LV88-48GC	538.6	103.3	105	50.4	1393683	46795.1			125
LV88-48GC	577.1	101.6	119.5	62.3	1291060	63482.8	4.9	10.5	150
LV88-48GC	566.8	84.7	103.7	70.2	1844292	60258.3			175
LV88-48GC	556.8	93.3	106.1	51.6	1626131	56443.2	1.9	13.5	200
LV88-48GC	519.3	80.9	101.9	49	2669806	55089.5			225
LV88-48GC	599.9	101.9	119.5	52.6	1581092	79428.7	1.5	13.2	250
LV88-48GC	579.2	98.8	119.8	106.8	1436675	81948			275
LV88-48GC	531	116.4	122.9	69.2	1412765	62632.6	0.4	13.3	300
LV88-48GC	500	98.5	105.4	64.5	1443598	81152.2			325

ПРИЛОЖЕНИЯ

Продолжение приложения 4

Станция	CH <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , нМ/кг	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> , нМ/кг	N <sub>2</sub> , нМ/кг	CO <sub>2</sub> , нМ/кг	H <sub>2</sub> , ppm	He, ppm	Горизонт, см
LV88-49GC	220.7	44.4	56.8	42.1	1292442	31463.5			10
LV88-49GC	332	77.5	82	64.7	1478997	17291.7			30
LV88-49GC	329.1	63.8	93	54.7	1025056	27413.9	2.3	12.9	50
LV88-49GC	320.9	60.4	62.1	27.2	1002757	24853.3			75
LV88-49GC	322.6	60.4	65.9	27.9	1477865	31040.1	0.5	10	100
LV88-49GC	354.2	74.1	73.8	41.6	1136090	25555.5			125
LV88-49GC	400.2	80	88.5	69.5	1874757	307257.5	0.5	9.9	150
LV88-49GC	403.9	74.7	93.7	28.2	1969008	34641.9			175
LV88-49GC	281.8	54.2	57	17.5	1183371	55479.2	1.9	13.2	200
LV88-49GC	309.9	57.2	63	30.5	1176068	70316.8			225
LV88-49GC	286.8	55.1	66.1	28.7	1277204	50137.7	0.7	11.7	250
LV88-49GC	279.3	48.2	58.2	27.6	1699415	44008.3			275
LV88-49GC	259.3	57.5	61.3	29	1239911	58849.9	2	11.1	300
LV88-50GC	125	30	34.4	16.8	952927	35055.1			10
LV88-50GC	144.6	39.9	42	27.6	940702.5	23760.3			30
LV88-50GC	152.2	38.2	43.7	13.8	1072934	26067.5	5.7	14.6	50
LV88-50GC	156.7	35.5	34.1	16	845764.5	26859.5			75
LV88-50GC	182.9	30	31.7	12.3	809438.4	29616.7	2.9	12.1	100
LV88-50GC	252.1	45.5	55.8	24.2	1302168	42740			125
LV88-50GC	224.5	28.9	37.9	11.2	1189451	35769.3	3.4	11.7	150
LV88-50GC	246.2	35.1	47.9	15.7	1281298	40164.9			175
LV88-50GC	239.3	31.3	36.8	15.3	1060813	46832	3.1	12	200
LV88-50GC	229	30.6	36.2	16.1	992114.3	38326.4			225
LV88-50GC	223.8	32.4	28.9	11.2	946866.4	35674.9	3	10.8	250
LV88-50GC	226.9	29.3	32.4	11.2	1242528	47004.1			275
LV88-50GC	277.2	43	41.3	21.3	1316357	47107.4	1.7	11.8	300
LV88-50GC	279.3	44.4	41.7	21.6	1030854	39738.3			325
LV88-51GC	107.4	27.5	28.2	6.7	1336433	31060.6			10
LV88-51GC	125.3	27.2	26.9	10.8	931129.5	28478			30
LV88-51GC	146.3	34.4	28.2	12.3	1267493	23657	2.6	12	50
LV88-51GC	34.8	0	0	0	1024759	32782.4			75
LV88-51GC	185.6	46.5	31.3	23.9	952720.4	25447.7	3.1	11.2	100
LV88-51GC	76.8	12.1	7.2	2.6	909269.3	33820.6			125
LV88-51GC	88.8	9.6	5.9	0	1459402	38980	2.5	12.3	150
LV88-51GC	171.5	34.4	26.5	13.4	1840368	31394.6			175
LV88-51GC	174.2	31	26.2	11.2	1657562	35243.5	1.8	12.3	200
LV88-51GC	189	29.3	30	19	1392352	39951.4			225
LV88-51GC	190.4	32.4	27.5	12.7	1313094	33861.6	0.8	9.7	250
<i>Осадочный бассейн Намконсон</i>									
LV88-1GC	137	25.7	29.2	23.6	959586.1	37468.6			5
LV88-1GC	188.8	37.6	42.8	27.2	1086930	31023.9			10

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ  
И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА** (по результатам 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» и береговых экспедиций 2010–2020)

Продолжение приложения 4

Станция	CH <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , нМ/кг	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> , нМ/кг	N <sub>2</sub> , нМ/кг	CO <sub>2</sub> , нМ/кг	H <sub>2</sub> , ppm	He, ppm	Горизонт, см
LV88-1GC	212	35.9	3.9	23.1	878690.3	36204.5			20
LV88-1GC	274.3	38.3	44.8	23.5	1201900	28183.8			30
LV88-1GC	238.6	30	31.7	17.6	1222691	30599.3	20.4	4.2	50
LV88-1GC	253.2	25.6	30.7	16.1	1031423	25614.5			75
LV88-1GC	269.1	26.3	28.7	17.9	947081.7	36624.2	15	4.9	100
LV88-1GC	318.1	42.8	57.1	28.7	1035828	35692.8			125
LV88-1GC	216.1	0	26	12.3	1211610	32980	17.2	8.4	150
LV88-1GC	230.5	23.9	27	12	1110908	37591.2			175
LV88-1GC	198.7	19.5	18.5	7.9	1263450	34245.6	3.7	1.6	200
LV88-1GC	251	33.5	36.9	19.4	2039080	43321.9			225
LV88-1GC	201.4	24.6	24.3	12.7	1500953	31945.7	4.6	1.9	250
LV88-1GC	441.1	77.8	101.9	52.8	1240982	63282.4	5.3	2.3	275
LV88-02GC	137	25.5	25.8	13.8	1219797	12457.6			20
LV88-02GC	148.7	22.7	20.3	10.1	1521522	14049.6			30
LV88-02GC	109.1	23.8	18.9	7.8	1815992	11949			50
LV88-02GC	149.9	23.3	23.7	9	1438626	12406.6	1.5	1.9	60
LV88-02/1GC	304	61.4	82	40.9	1151974	33478.9			10
LV88-02/1GC	258.9	48.9	54.7	19.8	1305910	29898.5			20
LV88-02/1GC	316.7	59.9	70.1	36.9	1249369	29255.5			30
LV88-02/1GC	429.9	66.4	77.6	33.1	1337242	19342.9	11.4	2.5	50
LV88-02/1GC	317.4	56.4	68.1	26.8	1103896	29826.7			75
LV88-02/1GC	468.8	55.3	68.6	36.5	1573353	22493.1	9.5	6.4	100
LV88-02/1GC	472.2	30.2	26.8	16.8	1330781	37923.3			125
LV88-02/1GC	619.1	60.5	68.1	33.5	2801444	28888.8	15.8	3.1	150
LV88-02/1GC	749.7	79.7	91	51.3	1670227	45596.8			175
LV88-02/1GC	492.8	196	52.7	54.3	4332850	28163	10.5	1.7	200
LV88-02/1GC	492.8	68.8	85.2	36.4	1308062	61302.4			225
LV88-02/1GC	456.6	74.6	98.2	33.8	1327189	73722.2	25.5	1.4	250
LV88-02/1GC	391.6	70.8	94.4	37.2	1082181	70061.3			280
LV88-03GC	13539.6	15.7	14.4	2.6	1679830	15419.2			10
LV88-03GC	3718	16.1	9.6	6.4	6090210	3924			20
LV88-03GC	4025.5	13	11.6	1.9	1360536	20262.7			30
LV88-03GC	5039.7	9.2	9.2	0	2250466	11186.7	1.9	4.2	50
LV88-03GC	4299.5	9.2	12	0	2473284	5436.5			75
LV88-03GC	1593.2	6.8	10.3	0	2006982	8027.6	2.2	4.8	100
LV88-03GC	10001.5	8.6	15.1	0	1505314	11941.6			125
LV88-03GC	641	8.9	10.9	2.6	3162023	6527	1.6	1.9	150
LV88-03GC	424.8	11.7	11.3	2.6	2486656	6251.7			175
LV88-03GC	426.5	10	11.3	3.4	2385847	5871.4	2.5	4.6	200
LV88-03GC	353.8	8.6	11.7	1.9	3745623	4256.7	1	1.1	225
LV88-04GC	159.9	37.8	32.6	16.8	2308110	38442.9			10

ПРИЛОЖЕНИЯ

Продолжение приложения 4

Станция	CH <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , нМ/кг	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> , нМ/кг	N <sub>2</sub> , нМ/кг	CO <sub>2</sub> , нМ/кг	H <sub>2</sub> , ppm	He, ppm	Горизонт, см
LV88-04GC	159.5	33.3	32.9	12.3	2291583	30772			20
LV88-04GC	305.1	58.7	72.1	11.2	2516939	23920.8			30
LV88-04GC	325.6	57	68.6	30.5	2070542	29250.7	6.5	3.8	50
LV88-04GC	323.9	47.4	59	19.4	2034500	33108.2			75
LV88-04GC	376.8	58	61.4	26.4	3630544	21515.7	18.3	3.9	100
LV88-04GC	353.1	57.3	60.4	27.6	3706014	23680.6	18.4	3.3	150
LV88-04GC	366.8	60.1	66.9	70	299479.7	30578.9			175
LV88-04GC	412.1	76.9	90.3	38.3	1974859	50141.1	24.3	2.4	200
LV88-04GC	359.3	63.1	71	29.4	3650158	28931.5			225
LV88-04GC	374	64.9	76.2	93.4	3691908	26769.4	81.6	1.6	250
LV88-04GC	505.5	73.1	88.2	39.4	1735170	37099.6			275
LV88-04GC	550.1	45.6	52.2	19	2802273	34765.9			300
LV88-04GC	446.5	46	53.9	20.5	5193224	25195.5	14.2	3.5	315
LV88-05GC	421.4	31.9	32.3	19.4	2423006	25156			10
LV88-05GC	487.3	25.4	23	10.1	5196282	10719.4			20
LV88-05GC	578.9	26.1	23	10.5	6423560	9999.7			30
LV88-05GC	686	34	33.3	16.1	1663627	26473.5	24.3	5.3	50
LV88-05GC	454.7	36	40.5	16	1300896	26490			75
LV88-05GC	274.2	24.7	20.9	7.1	7067719	4712.8	9.3	1.9	100
LV88-05GC	351	35.3	36.7	13.1	1433147	18630.5	13.7	5.2	140
LV88-06GC	340.7	109.8	75.8	61.4	18232708	8137.1			10
LV88-06GC	367.9	78.9	97.5	33.4	1905808	24881.8			20
LV88-06GC	400.5	80.7	104	49.4	2303292	20523.2			30
LV88-06GC	341.8	59	59.7	23.1	2238331	14404	35.3	1.2	50
LV88-06GC	461.6	78.2	87.2	38.6	2350351	14654.5			75
LV88-06GC	464.3	75.5	78.9	33.1	2979603	15135	21.4	1.2	100
LV88-06GC	520.9	89.9	101.2	42.3	1897553	19826.5			125
LV88-06GC	320.8	35	28.8	9	2770424	11806	33.1	1.7	150
LV88-06GC	294.1	35.3	28.1	16.8	3740642	10742.1			175
LV88-06GC	300.9	51.1	33.3	16	21984254	2875.3	16.5	2.5	200
LV88-06GC	223	38.4	33.3	14.9	5149878	8145.8			225
LV88-06GC	253.6	51.5	33.3	14.5	12594804	4221.3			240
LV88-06GC	204.5	37.8	27.8	11.9	7462374	5285.2	5.5	2.6	250
LV88-06GC	187	40.8	36.7	14.5	2252505	12032.5			275
LV88-06GC	311.9	65.6	71.4	34.2	2412778	15684.1	5.5	2.9	300
LV88-06GC	244	48	51.1	20.1	2524729	16301.9			325
LV88-06GC	209.3	40.4	37.6	15.7	5375276	16144.7	7.5	1.7	350
LV88-07GC	386	25.4	21.6	12	111706.5	19371.4			30
LV88-07GC	208.3	23.7	19.6	5.6	1494960	22485.2	1.6	1.7	50
LV88-07GC	236.8	29.9	31.6	13.1	1063877	21133.4			75
LV88-07GC	181.2	20.9	18.2	5.6	1145048	20656	4.2	1.7	100

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ  
И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА** (по результатам 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» и береговых экспедиций 2010–2020)

*Продолжение приложения 4*

Станция	CH <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , нМ/кг	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> , нМ/кг	N <sub>2</sub> , нМ/кг	CO <sub>2</sub> , нМ/кг	H <sub>2</sub> , ppm	He, ppm	Горизонт, см
LV88-07GC	187.7	25.7	25.4	10.1	1129420	20978.3			125
LV88-07GC	142.4	18.9	15.4	6.4	1286246	19739	2.6	1.7	150
LV88-08GC	284.6	48.6	49.6	27.2	2297066	33356.6			20
LV88-08GC	349.3	57.8	57.8	26.4	3757582	22500			30
LV88-08GC	410.9	56.4	58.1	26.4	3385638	22985.7	21	1.7	50
LV88-08GC	457	39.7	33.5	13.1	4862875	14872.6			75
LV88-08GC	650.6	49.3	51	32.4	3884168	15270.8	27.8	0.6	100
LV88-08GC	542.9	49.6	44.1	22	10841798	7145.4			125
LV88-08GC	448.8	57.5	44.1	19	18712201	4809.9	25.6	2.9	150
LV88-08GC	426.9	48.2	52	19.4	2630579	18344.4			175
LV88-08GC	318.5	44.8	43.4	19.4	4023535	20521.9	33.1	1.4	200
LV88-08GC	296.3	46.5	49.9	20.5	3532870	13705.2			225
LV88-08GC	265.8	45.8	45.2	21.6	3908383	13747	29.5	2.1	250
LV88-08GC	234.7	44.1	37.6	17.5	7133360	7469.3			275
LV88-08GC	261.9	46.7	44	19.4	5952818	11233	17.5	1.9	300
LV88-08GC	265.6	46.7	51.1	22.7	3078103	20124.5			325
LV88-09GC	181.5	29.6	24.5	9	2346681	18770.3			20
LV88-09GC	209.4	29.6	26.2	14.6	2448131	21466.4			30
LV88-09GC	206.3	30.2	26.2	10.8	4883512	17543.3	6.7	3.2	50
LV88-09GC	230.1	32.6	28.5	12.7	3014605	22307.3	3.4	2.3	80
LV88-10GC	313.3	72.6	74.7	43.1	2826171	31227.3	31.6	2.8	10
LV88-10GC	375.7	73.3	76	32.7	3230148	23693.2			20
LV88-10GC	437.8	78.1	77.7	34.6	2894853	24204.5			30
LV88-10GC	462.7	70.2	70.6	27.5	3858903	19309.1			50
LV88-10GC	456	65.2	68	4.8	2828402	16263.4			75
LV88-10GC	492.4	75.8	79.2	30.5	2566842	21905.4	67.5	5.1	100
LV88-10GC	424.7	62	63.3	28.3	3317802	18960.1			125
LV88-10GC	393.9	57.9	52.8	31.6	8341696	8882.8	56.5	1.5	150
LV88-10GC	383.7	55.5	49.1	35.8	3910577	13444.5			175
LV88-10GC	391.5	57.2	61	28.7	2673609	21504.4	50.4	1.5	200
LV88-10GC	324.1	45.7	41.3	23.9	11086668	7145.5			225
LV88-10GC	351.9	42.7	50.8	20.1	4620187	18084	31.6	0.8	250
LV88-10GC	352.9	49.4	56.6	23.5	2893133	19269.3			275
LV88-10GC	258.8	37.3	34.9	23.1	3535182	19743.4	1.5	0.8	300
LV88-10GC	264.9	47.7	44	27.2	2599048	30546.4			325
LV88-10GC	225.7	36.4	36.7	11.2	3099625	28031.6	7.3	1.7	340
LV88-11GC	240.6	51.4	53.3	28.7	4462739	15603.6			10
LV88-11GC	317.1	77.3	80	44.6	3035541	19093.5			20
LV88-11GC	310.3	69.8	75.6	29.4	3091651	19752.3			30
LV88-11GC	389.6	79.7	94.4	42.7	4059930	22856.8	23.9	3.7	50
LV88-11GC	398.2	67.4	75.6	33.8	3835704	26953.8			75

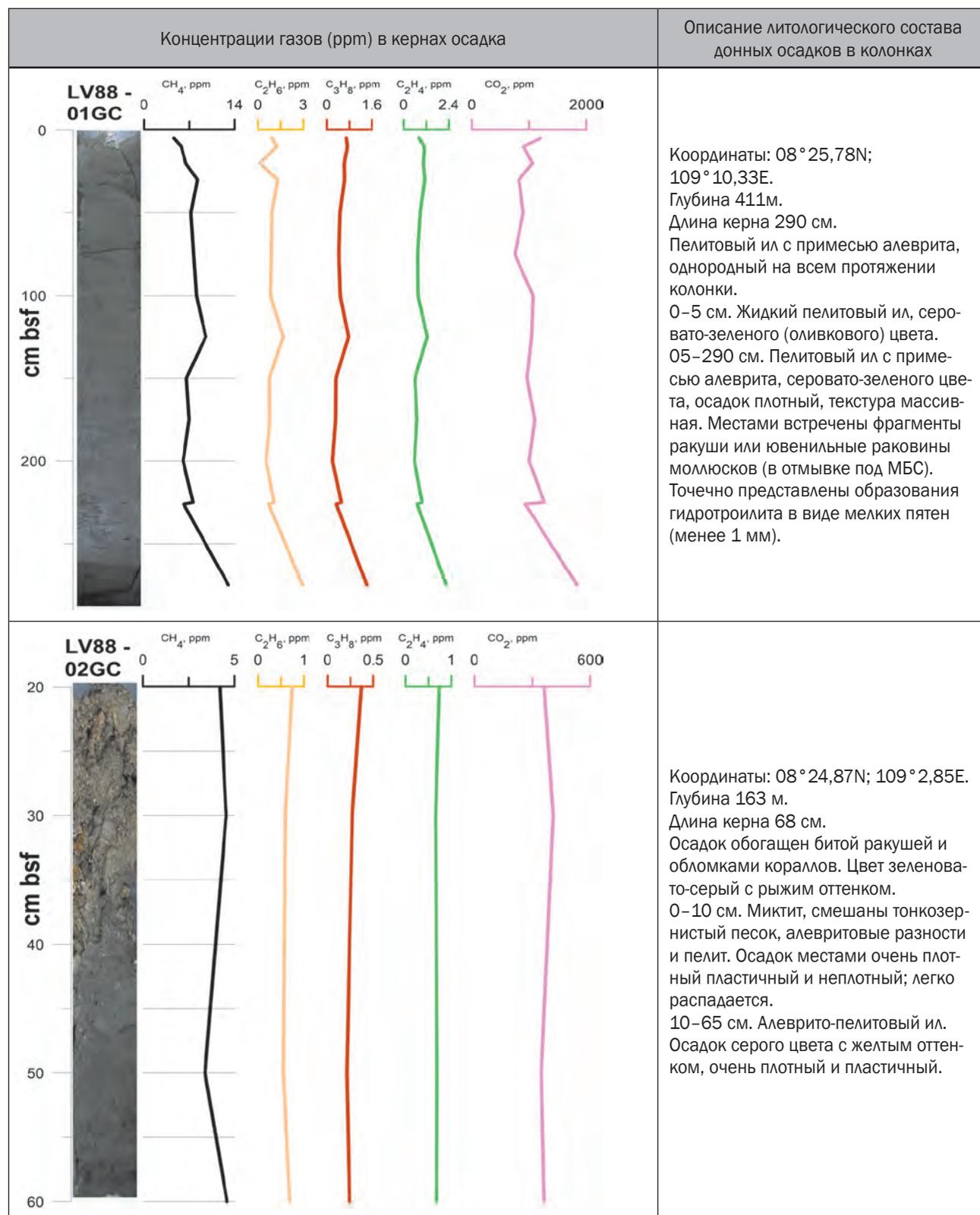
ПРИЛОЖЕНИЯ

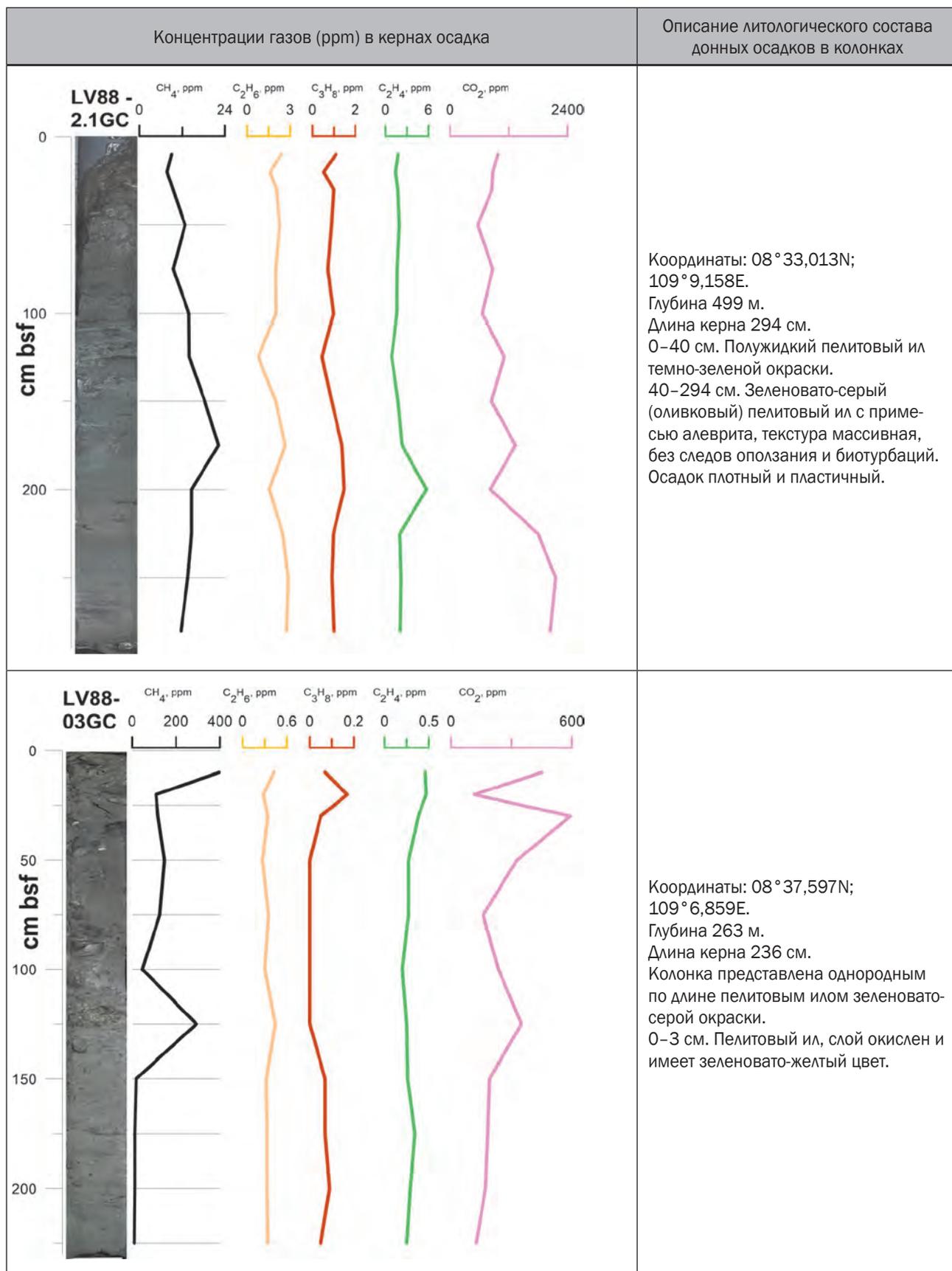
Окончание приложения 4

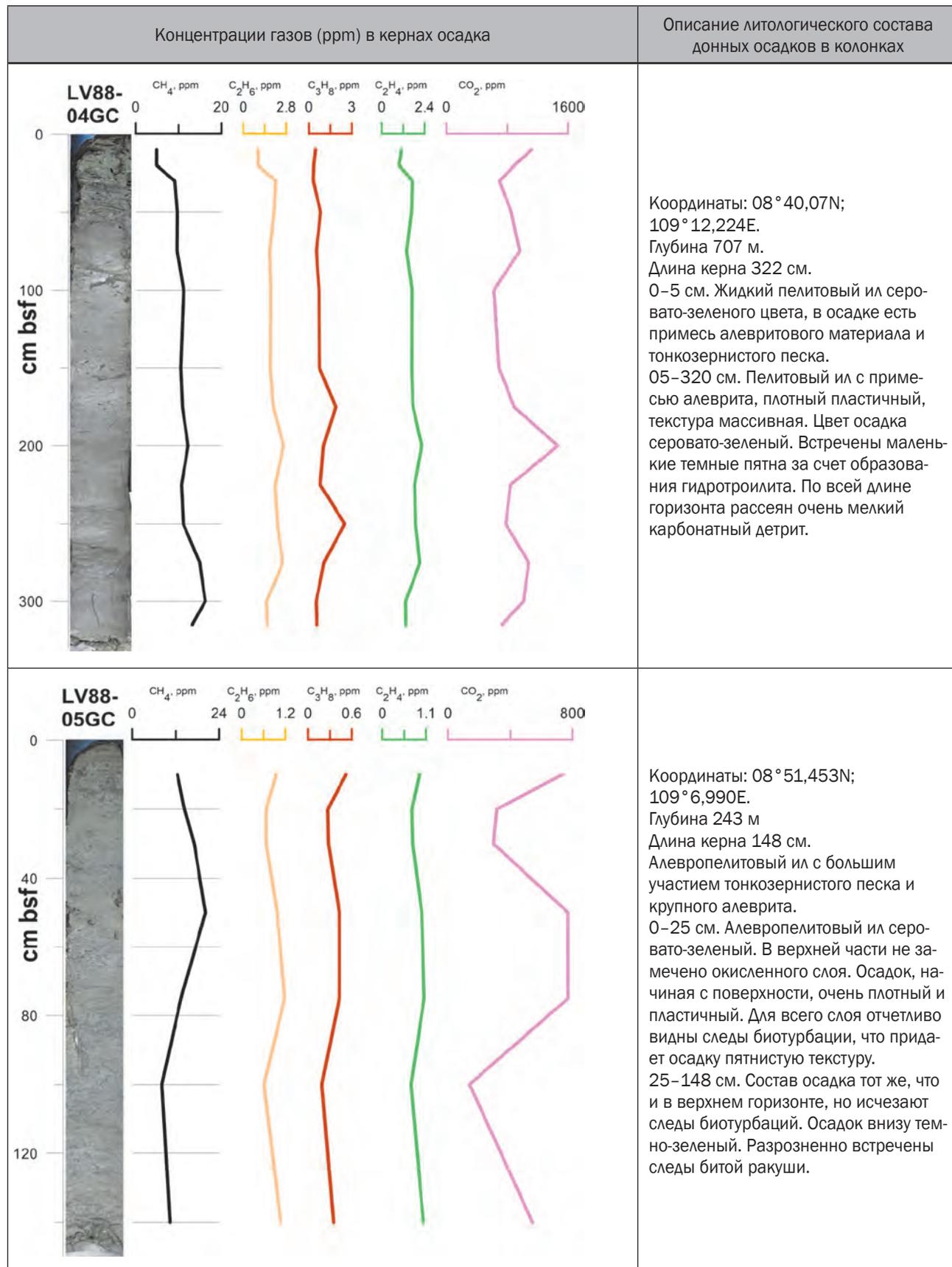
Станция	CH <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> , нМ/кг	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , нМ/кг	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> , нМ/кг	N <sub>2</sub> , нМ/кг	CO <sub>2</sub> , нМ/кг	H <sub>2</sub> , ppm	He, ppm	Горизонт, см
LV88-11GC	443.3	76.3	82.4	39.4	4317873	32157.8	19.7	3.7	100
LV88-11GC	413.2	68.4	70.1	32.4	3396581	45856.8			125
LV88-11GC	376	53.7	57.5	29.1	4018013	42917.3	12.3	3.7	150
LV88-11GC	563.1	95.4	115.6	64.9	2959523	56059.1			175
LV88-11GC	432.4	60.9	71.1	27.9	4106713	61449.5	7	1.3	200
LV88-11GC	501.5	77.9	92.7	43.8	2986842	76418.3			225
LV88-11GC	434.9	57.7	66.6	21.2	3734844	76317.4	4.8	1.3	250
LV88-11GC	325.4	40.2	39.5	17.9	6410353	56599			275
LV88-11GC	314.4	37.8	37.4	17.2	3678610	84764.5	4.9	0.9	300
LV88-12GC	744.5	5.1	13.3	0	2083373	14619.9			10
LV88-12GC	1452.3	9.2	19	0	2244304	17971.5			20
LV88-12GC	5742.3	3.8	40.2	0	2169758	33900.3			30
LV88-12GC	2347.5	7.5	28.3	0	1819401	14413	1.3	0.9	50
LV88-12GC	1438.3	5.5	23.2	0	2034445	14288.5	1.8	0.9	80
LV88-12BC	96.1	17.2	20	10.5	2913395	8849.9			10
LV88-14GC	170.5	36.5	27.5	13.4	4148382	19042.7			10
LV88-14GC	217.7	43	39.9	22	4658299	11694.2			20
LV88-14GC	237	52.3	54.4	28.7	2605682	15082.6			30
LV88-14GC	214.2	45.5	45.1	19.4	2106026	15599.2	1.4	0.9	50
LV88-14GC	217.7	45.1	46.1	26.5	2375207	15427			75
LV88-14GC	255.6	50.6	54.8	23.8	3014291	16046.8	2.3	0.9	100
LV88-14GC	222.8	46.1	43.7	20.5	4620214	13843			125
LV88-14GC	263.1	51.3	52.3	28.7	3608265	21005.5	2.8	0.9	150
LV88-14GC	266.9	46.8	52.3	21.2	2344594	27135			175
LV88-14GC	253.5	47.9	50.6	23.1	3028616	30854	4	0.9	200
LV88-14GC	214.6	38.6	41	15.3	3700276	27843			225
LV88-14GC	246.6	49.9	57.5	26.5	2407851	45016.5			250
LV88-14GC	195.6	37.5	36.8	15.7	2615870	43866.7	4	0.9	270
LV88-15GC	220.8	48.9	57.2	26.1	2636474	29095			10
LV88-15GC	234.6	46.1	45.8	20.5	2326401	28182.9			20
LV88-15GC	411.6	67.1	71.6	32.4	3818534	18321.6			30
LV88-15GC	277.7	30.2	26.1	8.2	4804709	8191.1	13.1	2	50
LV88-15GC	296.6	31.2	288.3	9.7	4040582	17075.8			75
LV88-15GC	394.7	48	52.5	25	2513990	20079.1	29.1	5.2	100
LV88-15GC	361.8	53.9	40.5	15.6	19866139	7135.8			125
LV88-15GC	360.7	36.4	35.3	10.4	3619393	18569.4	142.4	14.1	150
LV88-15GC	402.3	47.7	47.7	26.5	3605724	24751.4			175
LV88-15GC	357	35.7	39.8	18.3	4169454	24263.3	148.3	12.7	200
LV88-15GC	344.3	37.1	32.9	14.6	3951641	25412	214.7	15.8	225

## ПРИЛОЖЕНИЕ 5

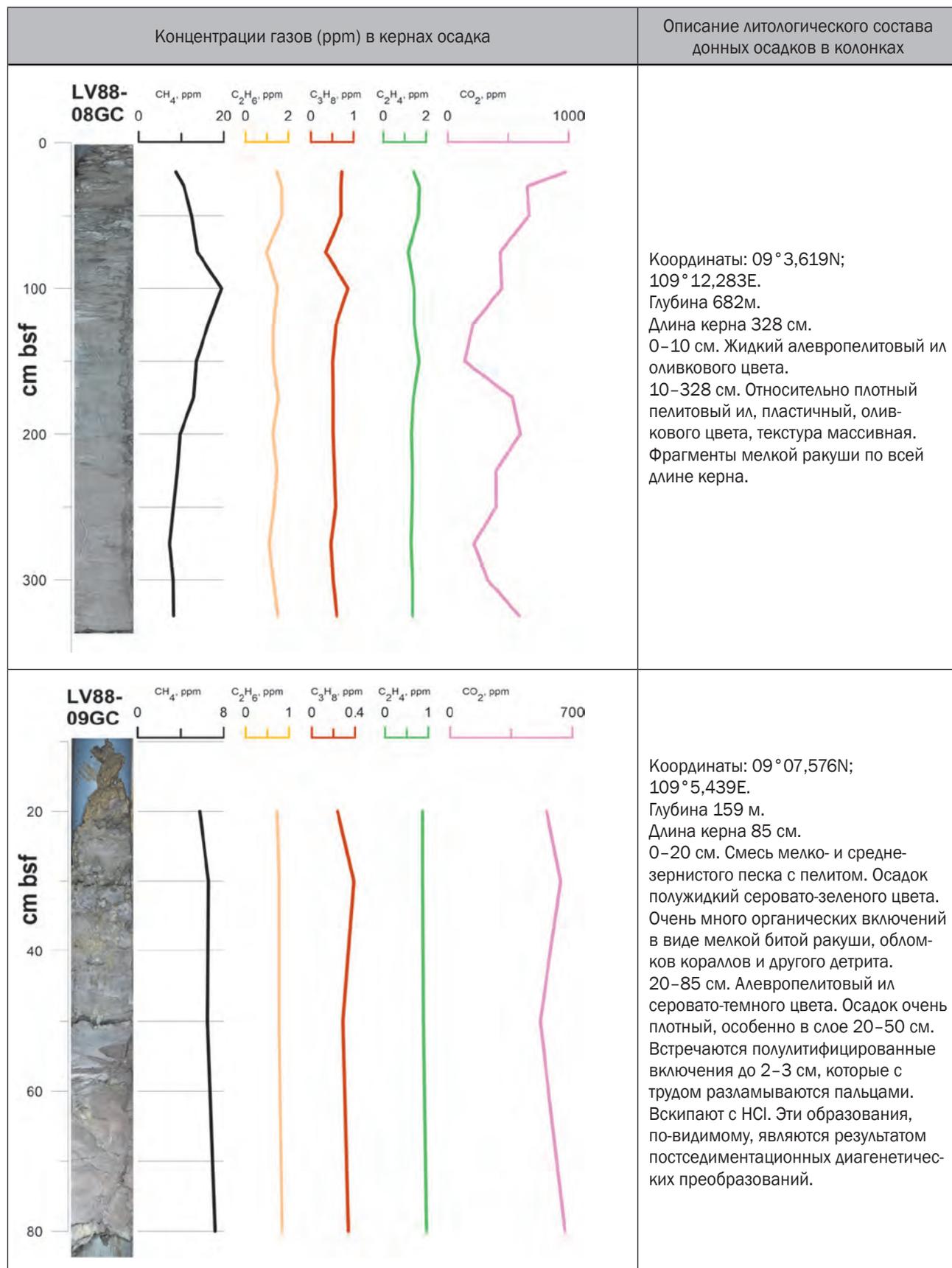
### Распределение газов в кернах осадка и описание литологического состава донных осадков в колонках на станциях геологического опробования LV88

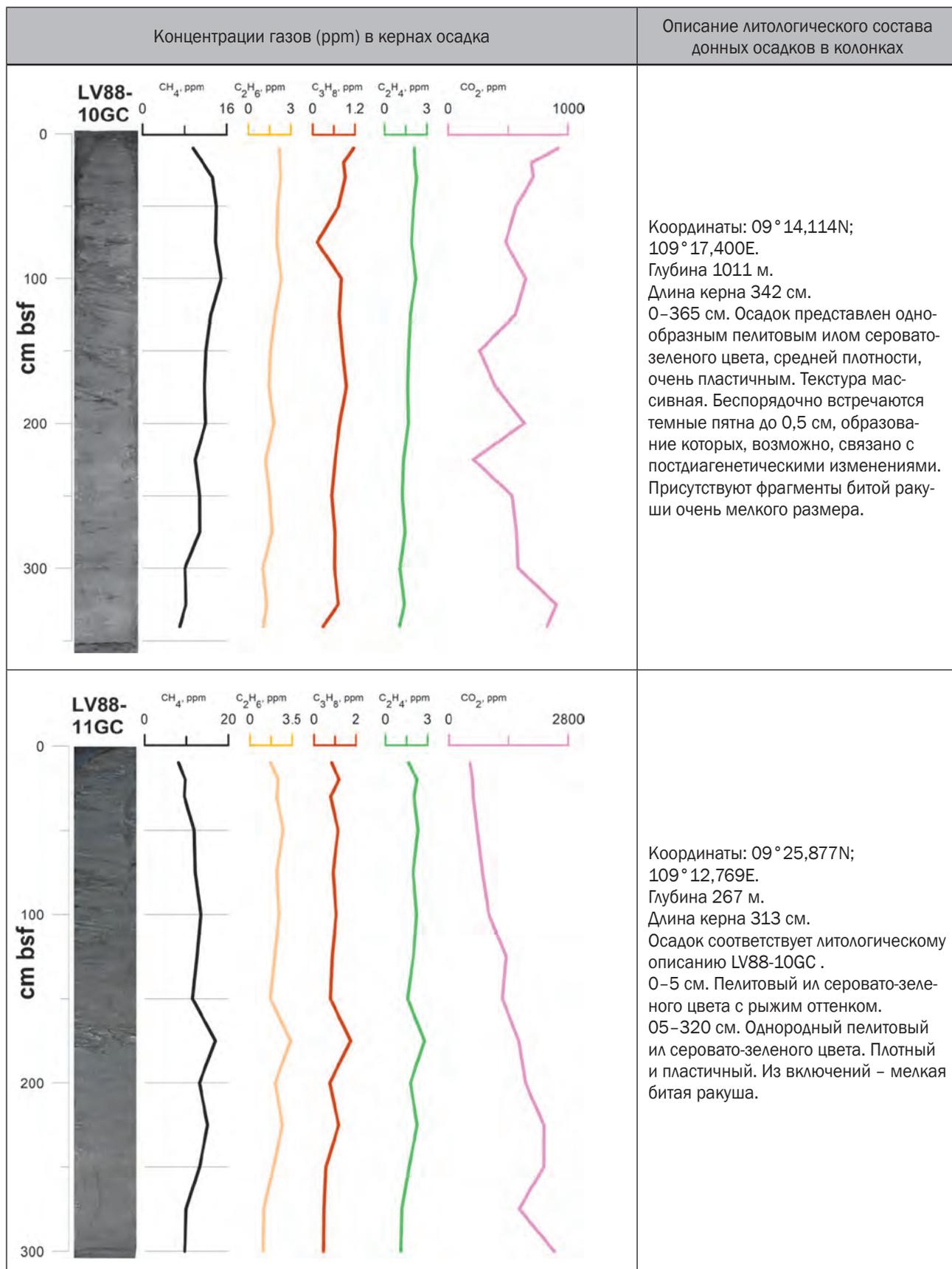


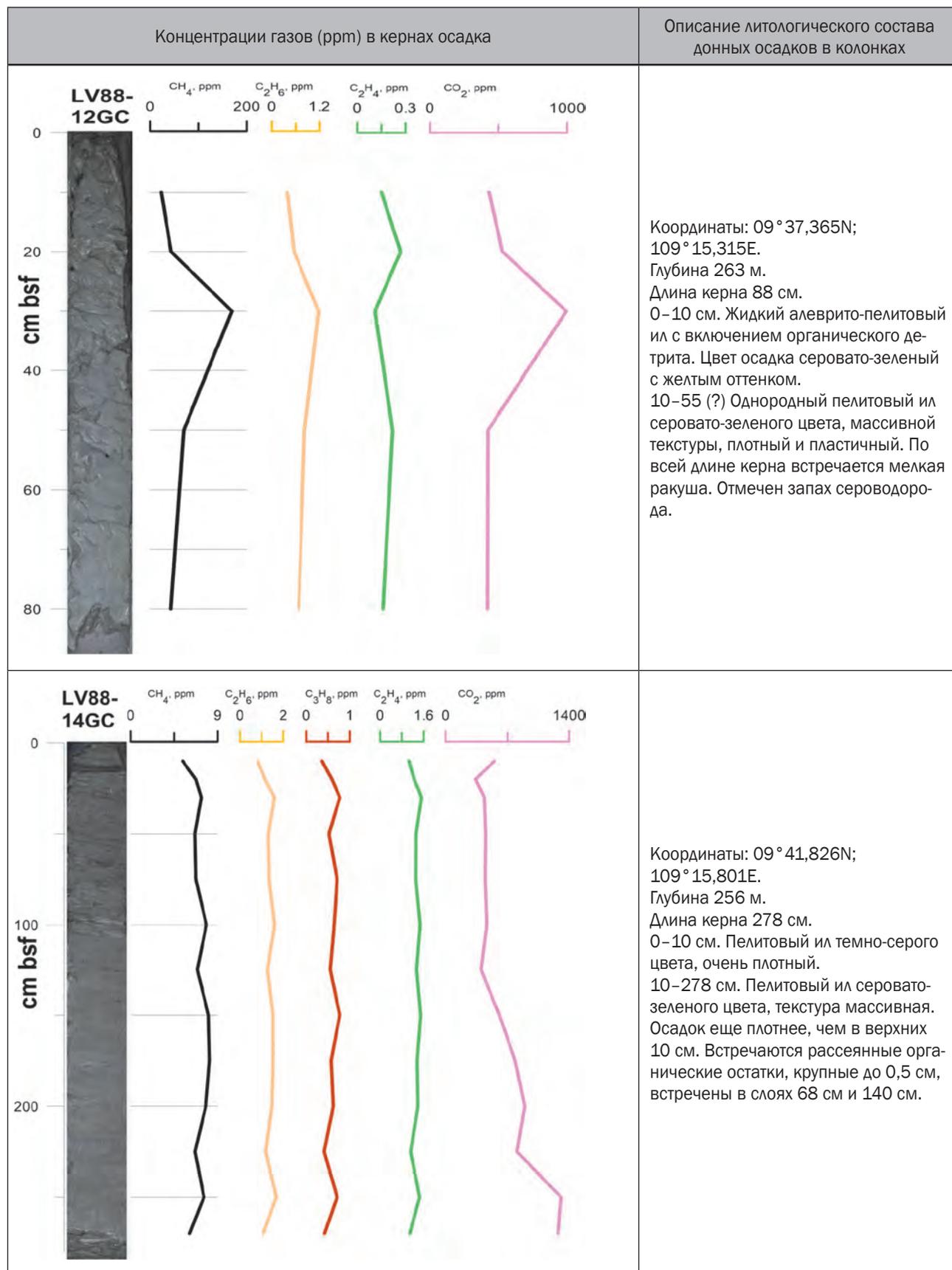


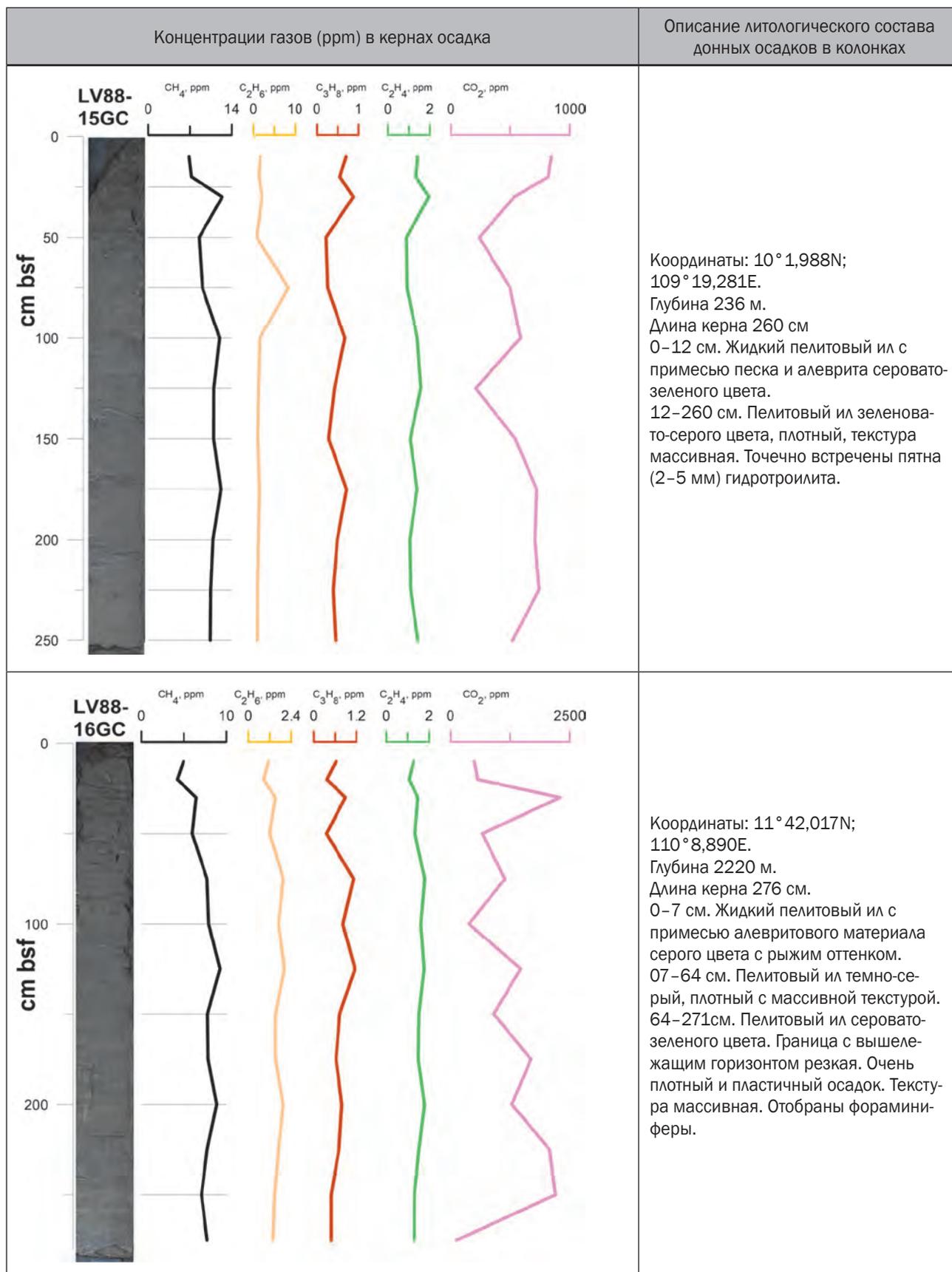


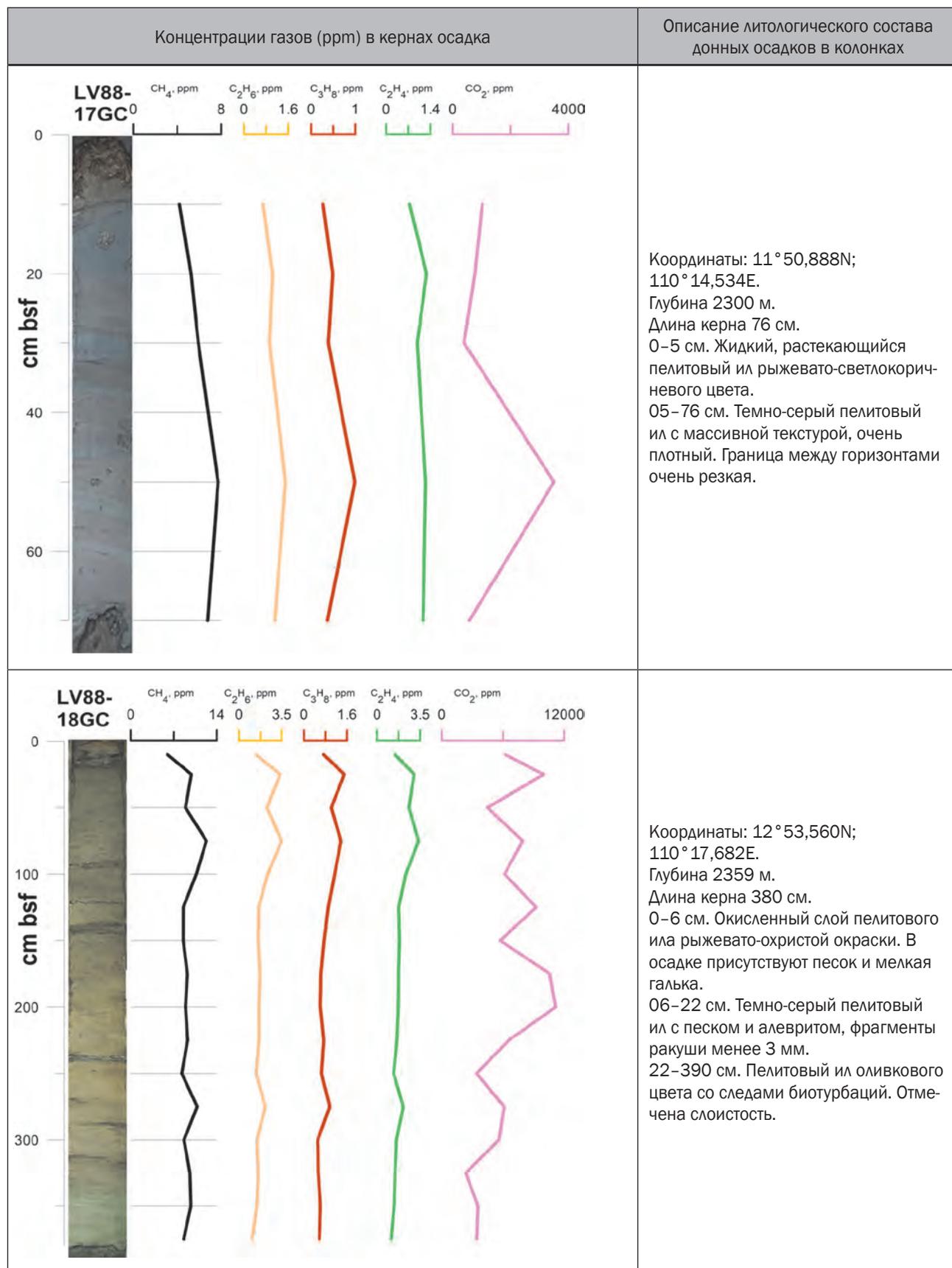
Концентрации газов (ppm) в кернах осадка		Описание литологического состава донных осадков в колонках
<p><b>LV88-06GC</b></p>	<p>Координаты: 08° 51,925N; 109° 14,716E. Глубина 852м. Длина керна 365 см. Однородный пелитовый ил. 0–10 см. Полужидкий пелитовый ил серовато-желтой окраски. В осадке есть примеси алевритового материала и мелкозернистого песка. 20–365 см. Пелитовый ил серовато-зеленый, пластичный до глубины 120 см, ниже становится более плотным. Видны нечеткие следы биотурбаций.</p>	
<p><b>LV88-07GC</b></p>	<p>Координаты: 09° 1,913N; 109° 7,889E. Глубина 196 м. Длина керна 154 см. 0–10 см. Миктит полужидкий с высоким содержанием раковинного детрита (от 1 до 2 см) и обломком коралла в виде веточки длиной 7 и шириной 1,0 см. Цвет осадка серовато-зеленый. 10–144 см. Алевропелитовый ил с участием крупного алеврита темно-серого цвета, Осадок очень плотный. Текстура неяснополосчатая за счет чередования светлых и темных полос шириной 1–3 см. На глубине 40 см встречена ветка коралла длиной до 10 см и шириной 1–1,5 см.</p>	

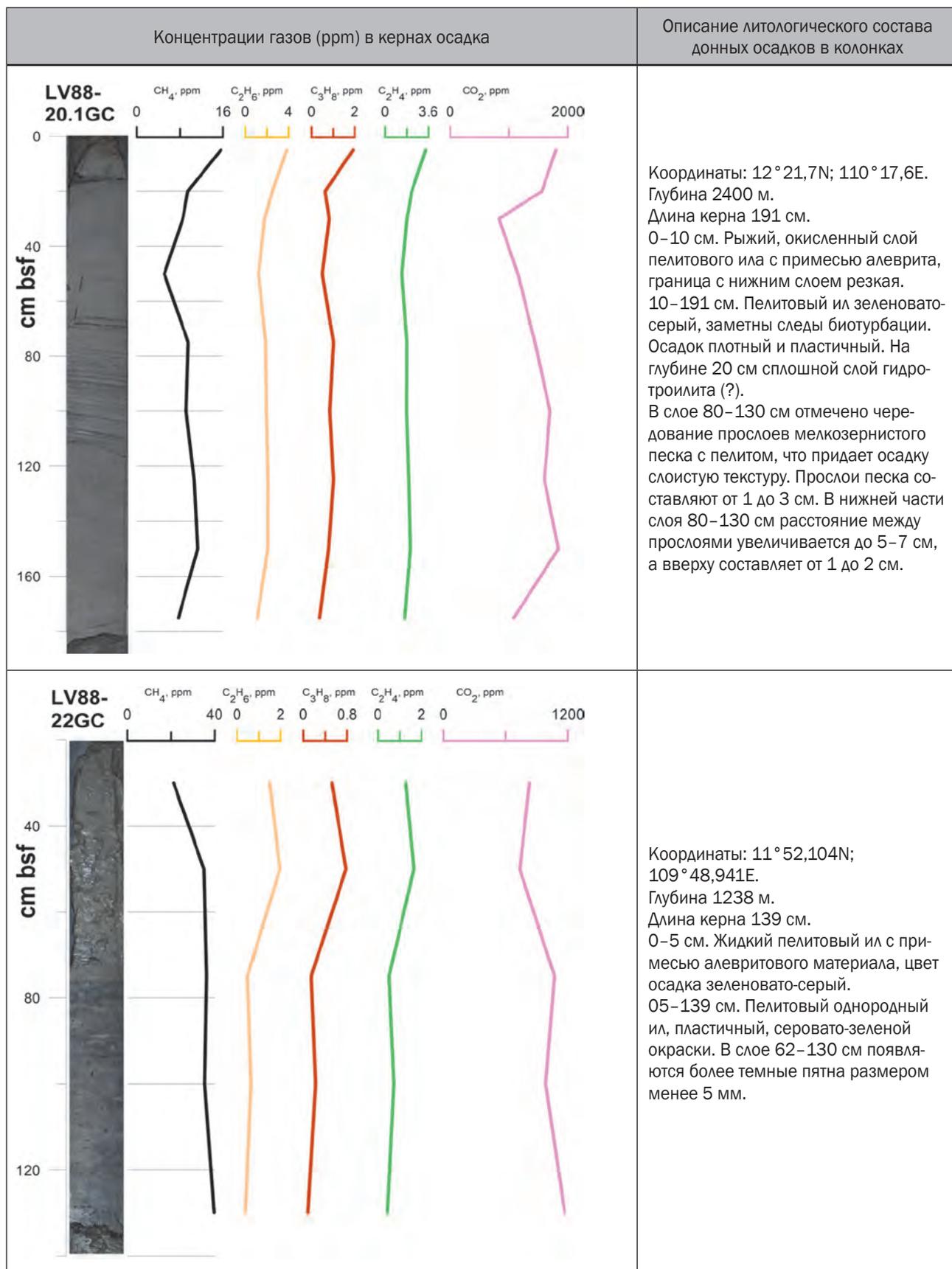


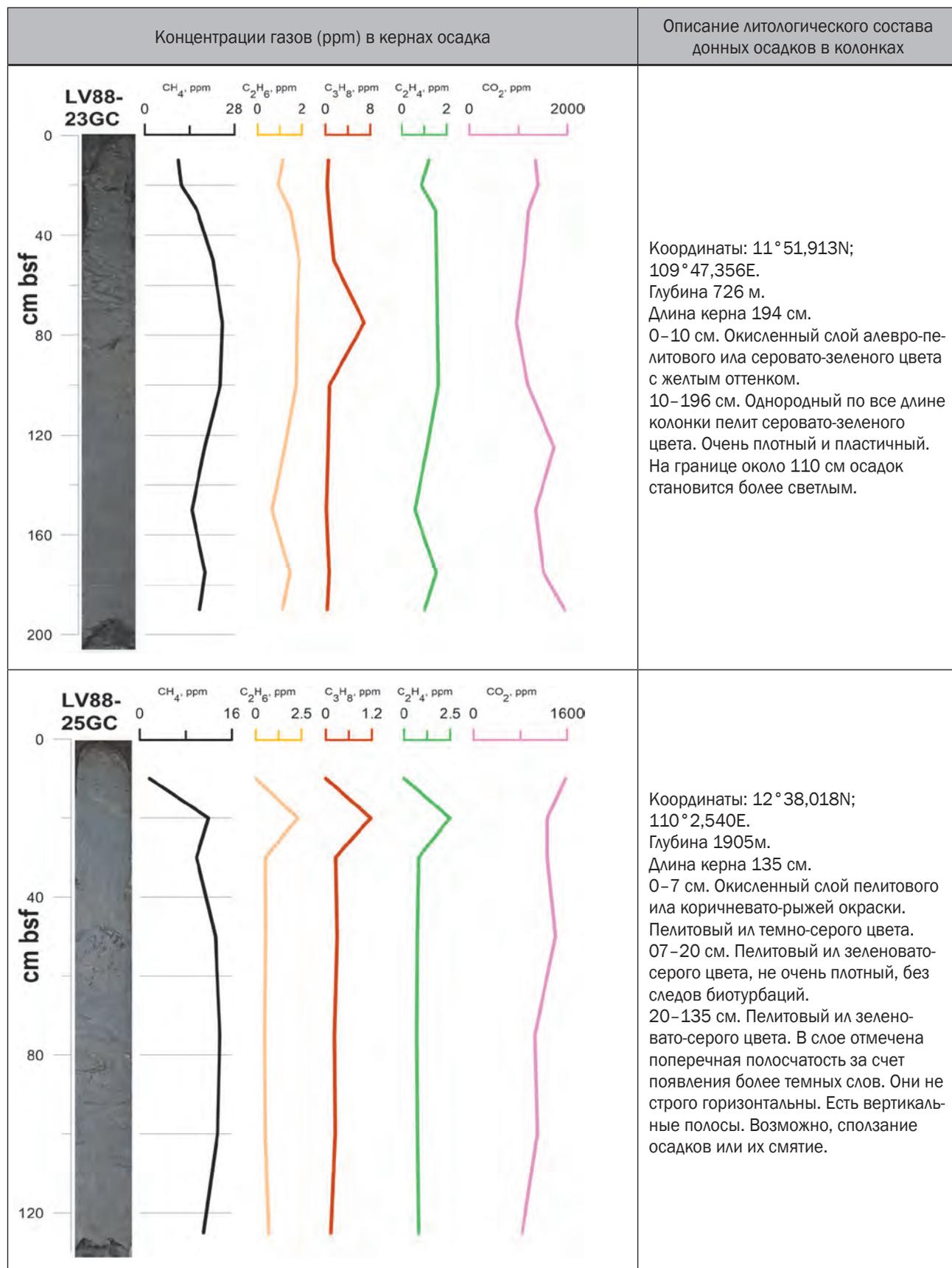


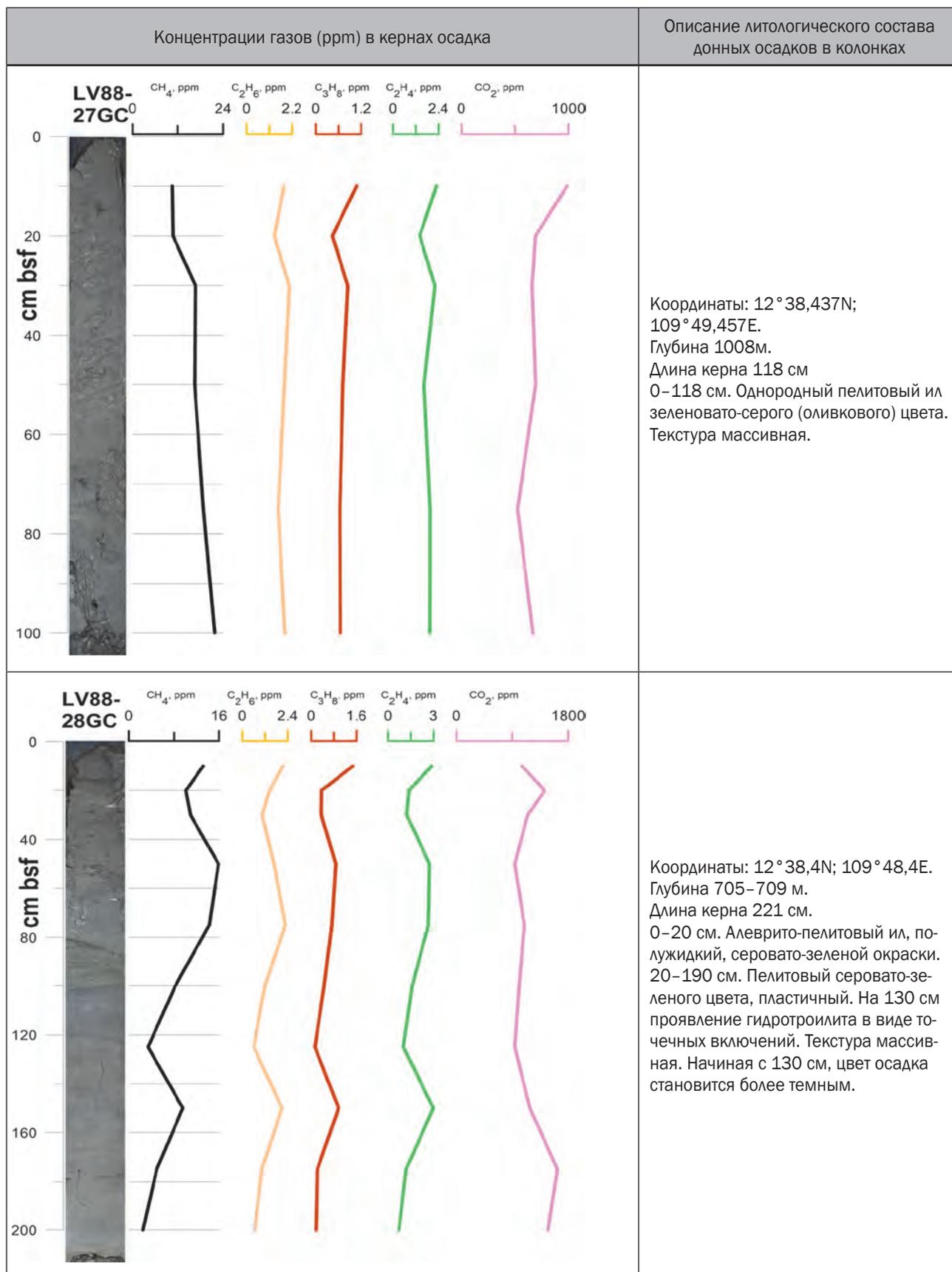


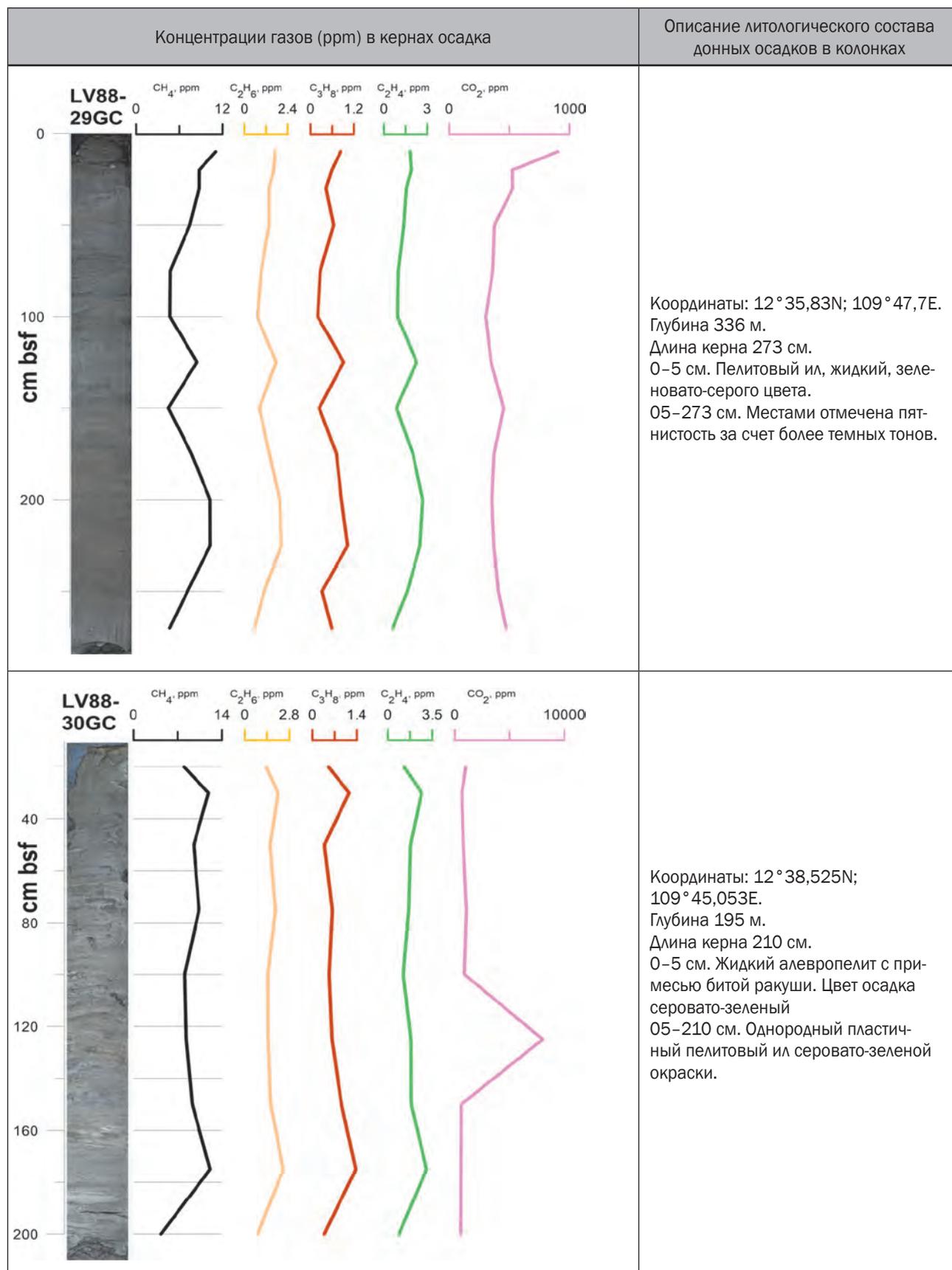


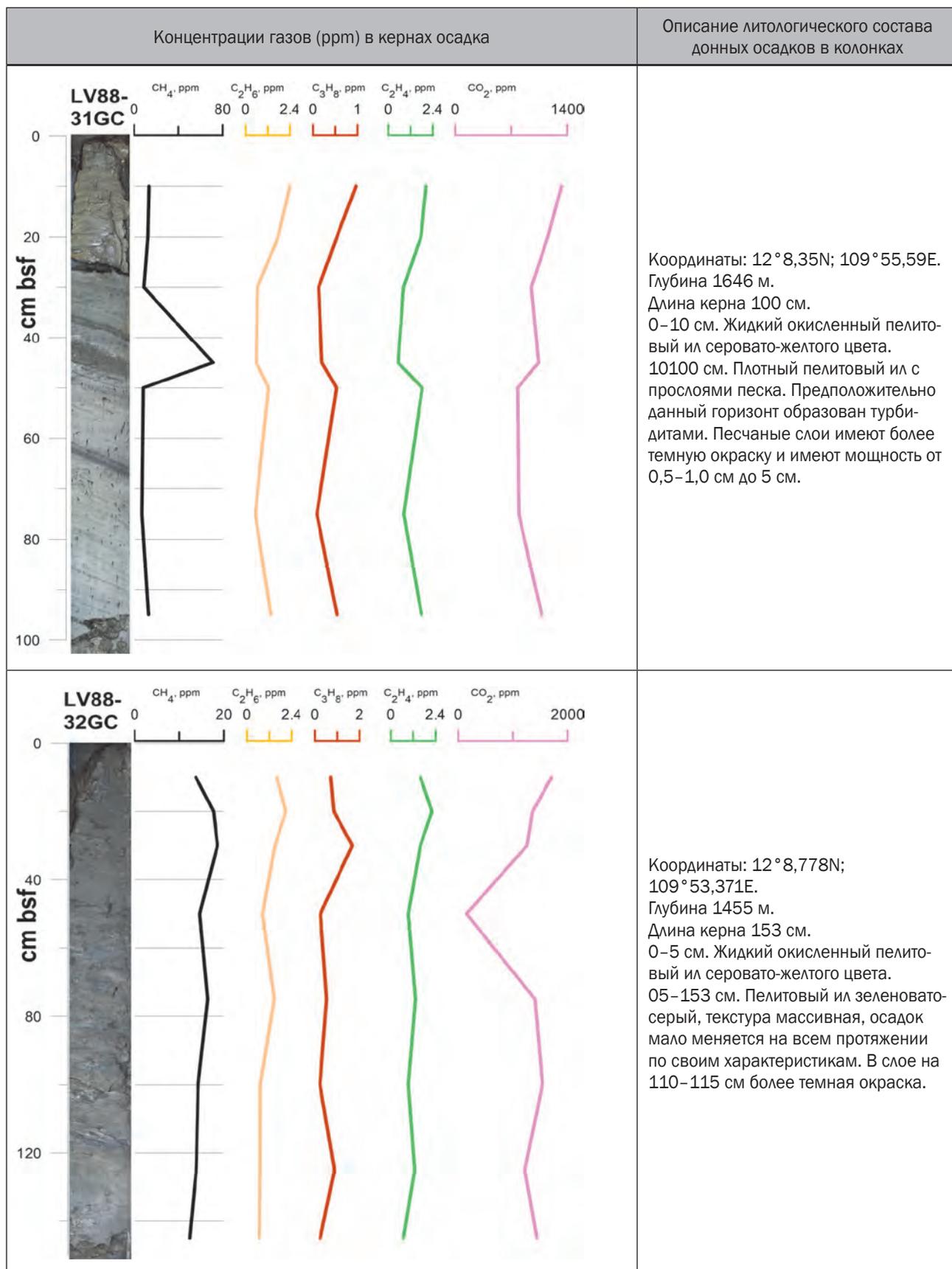


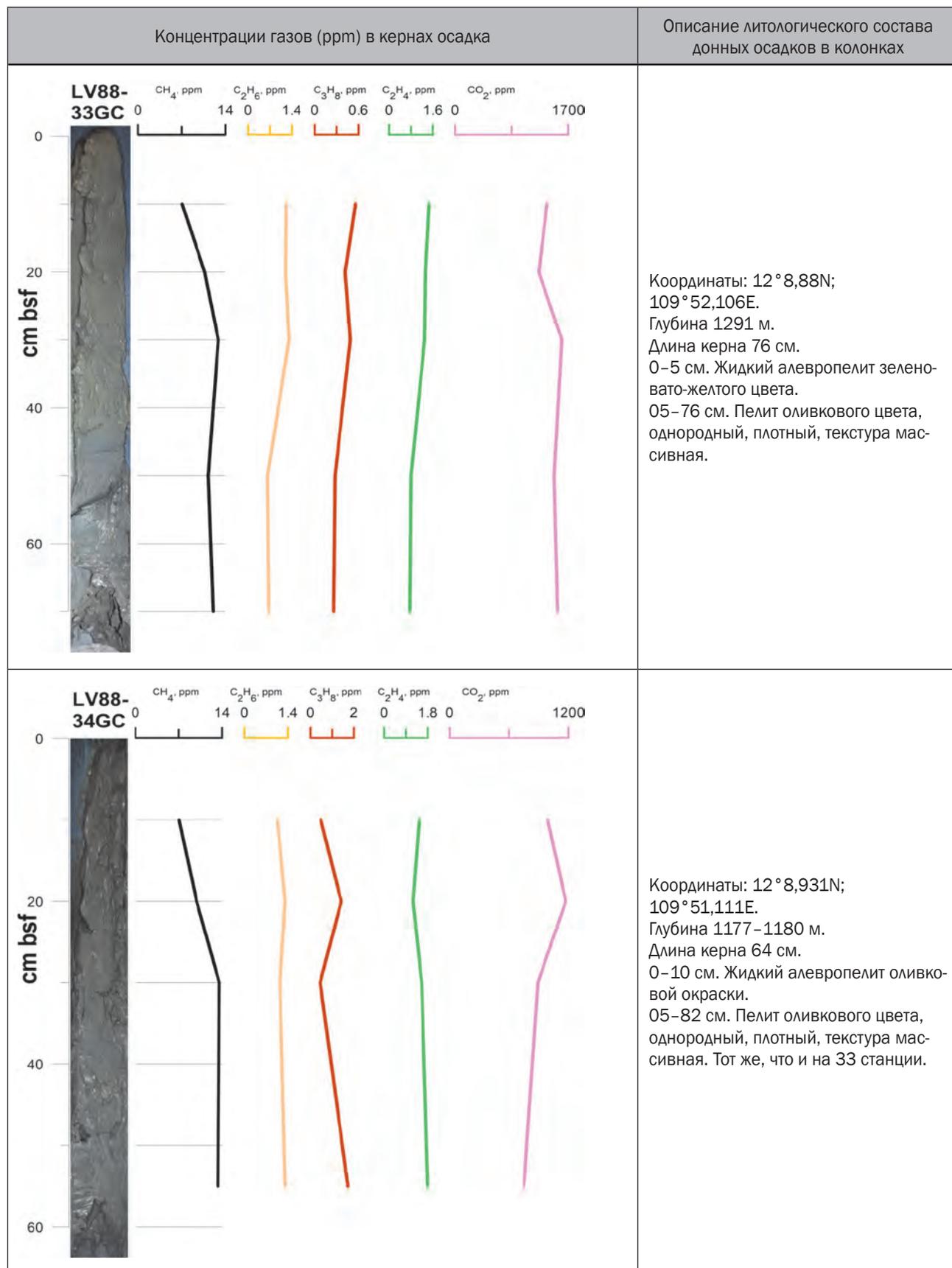


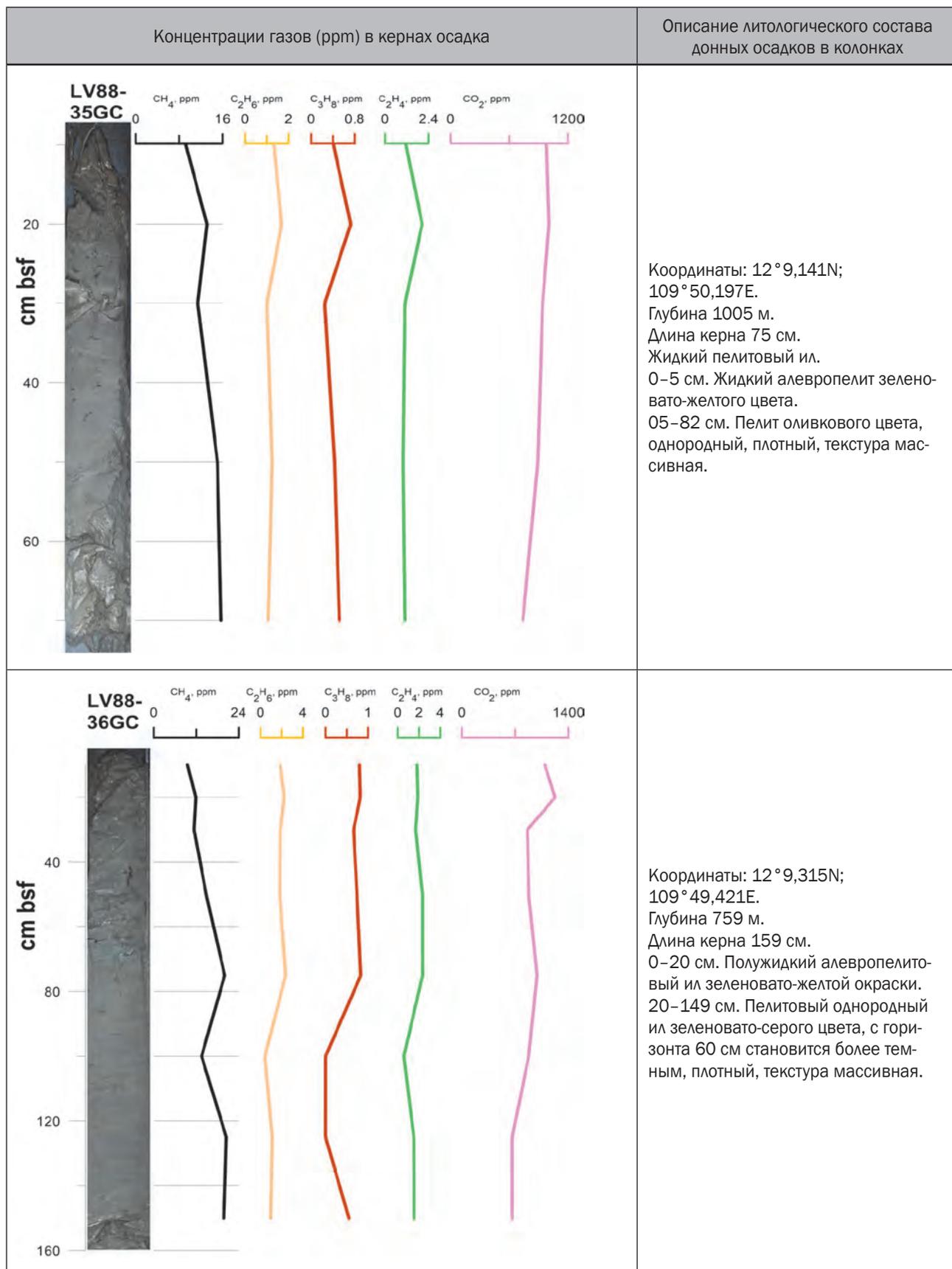


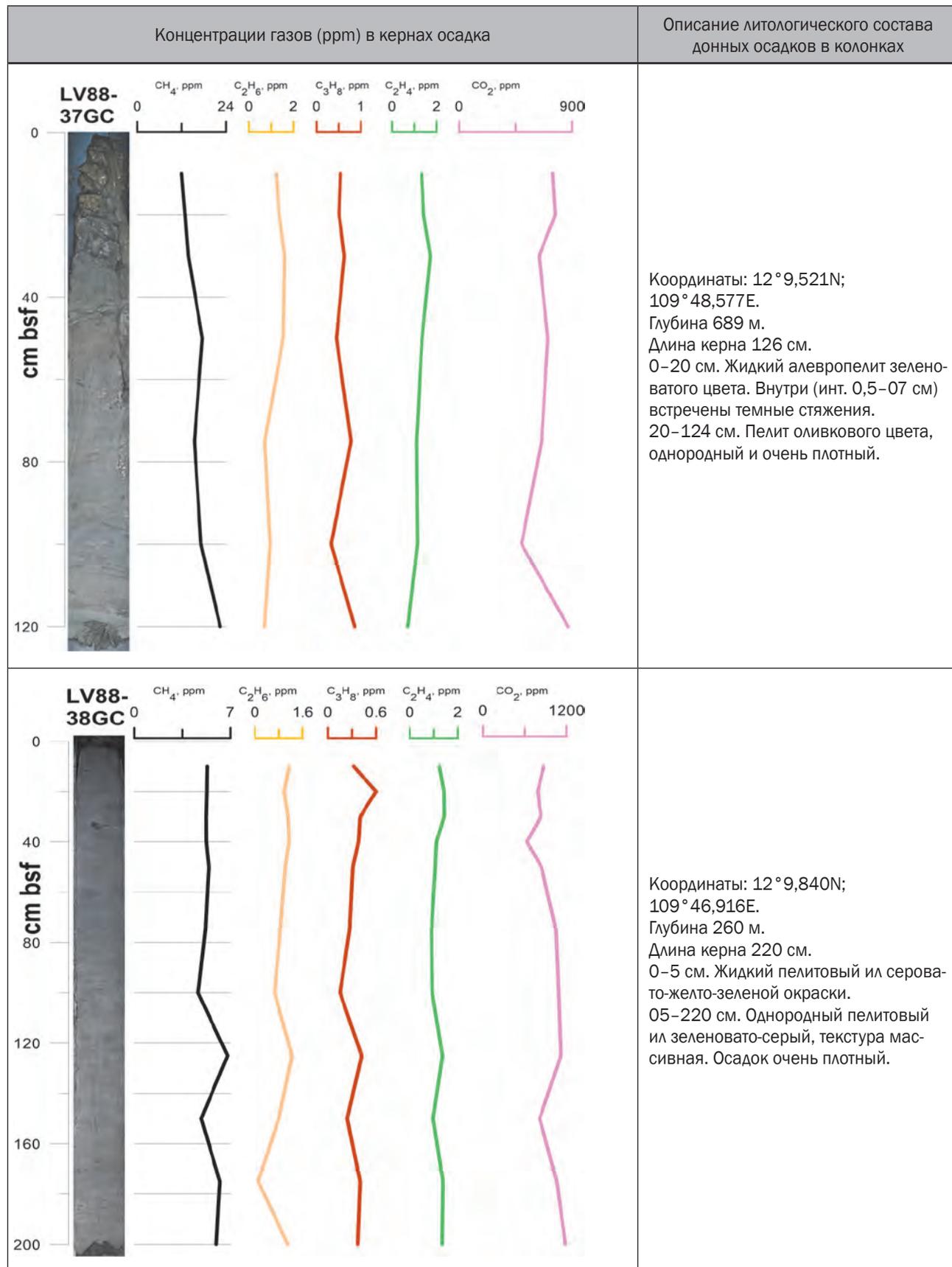


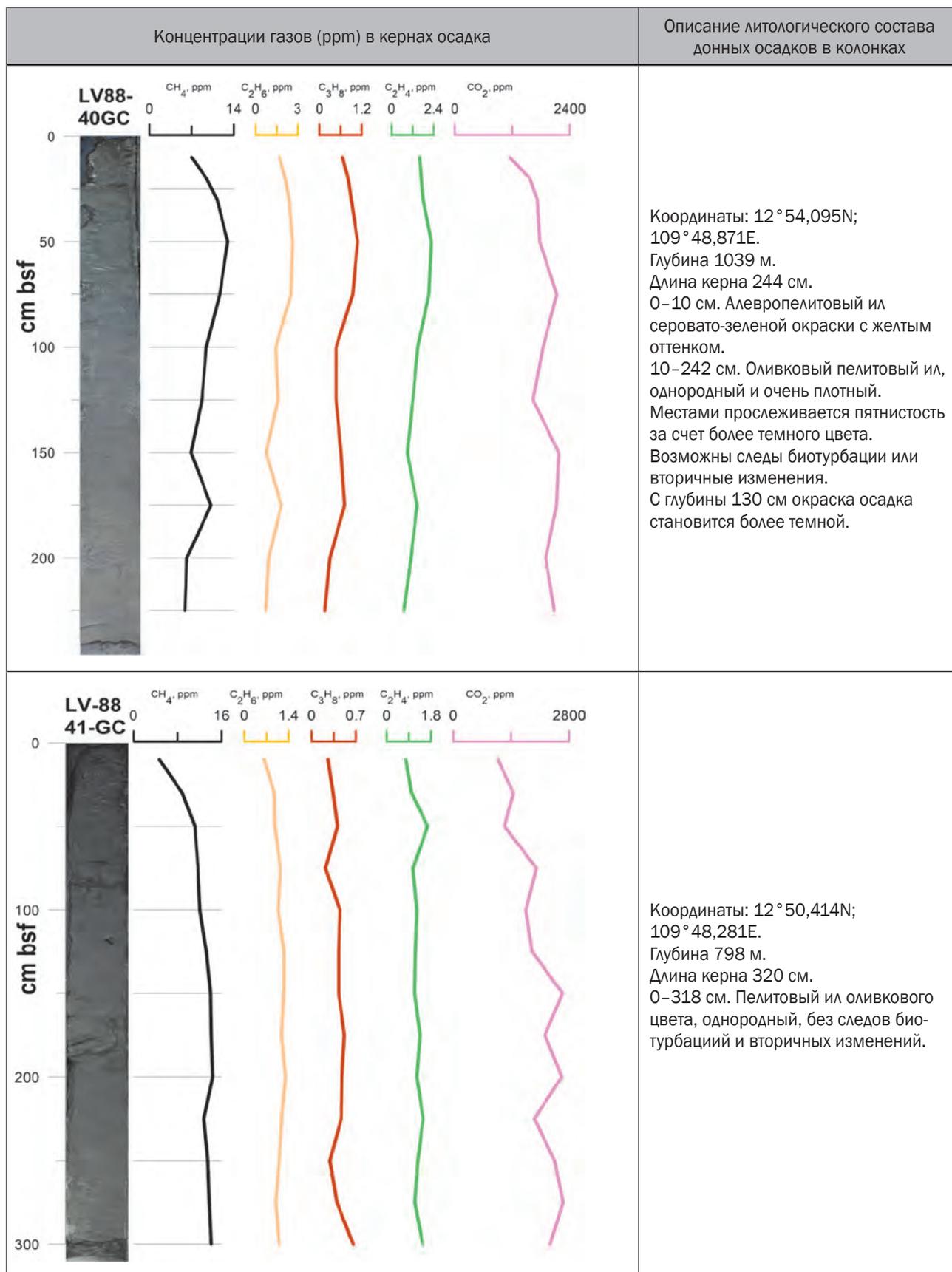


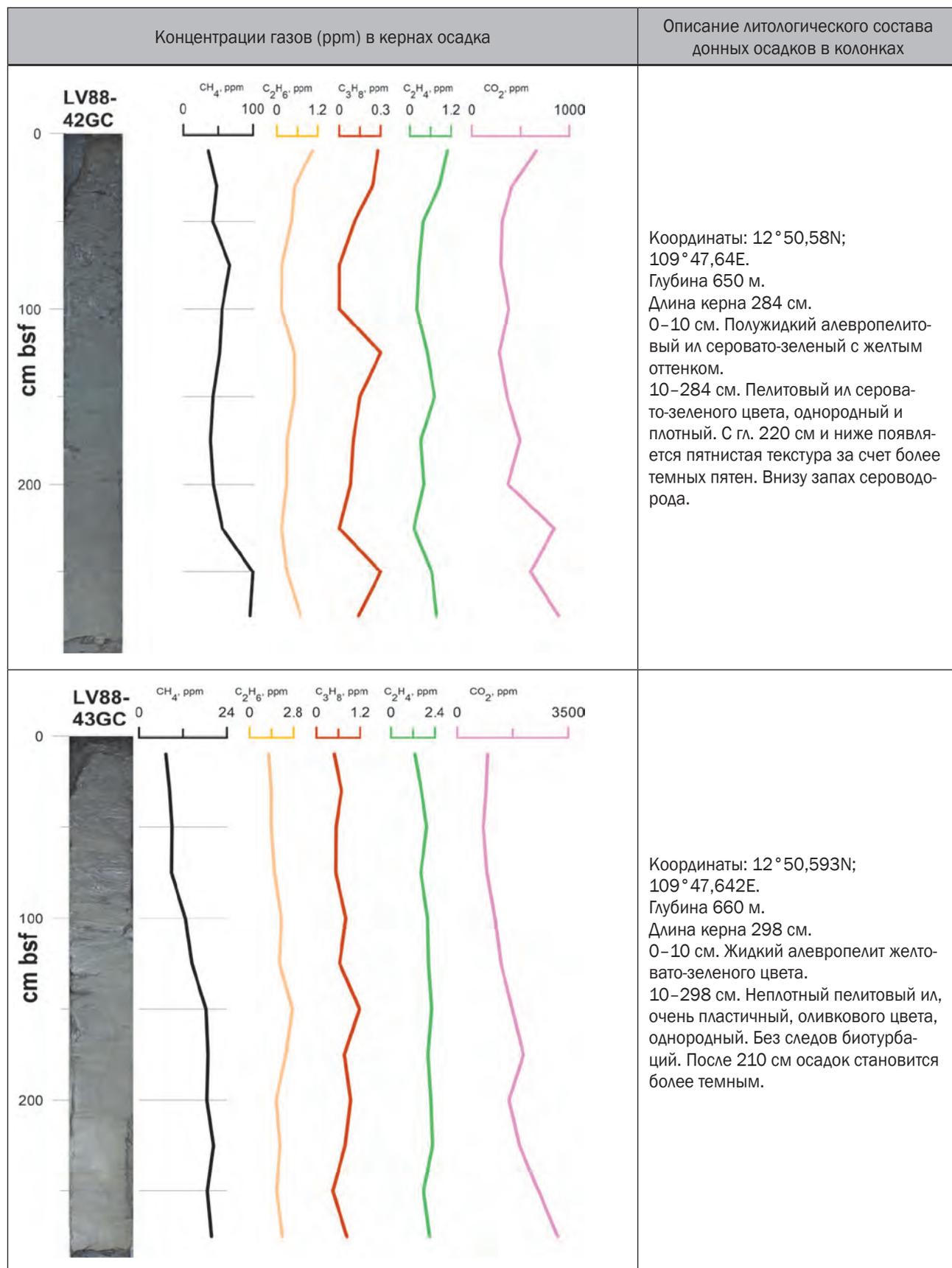


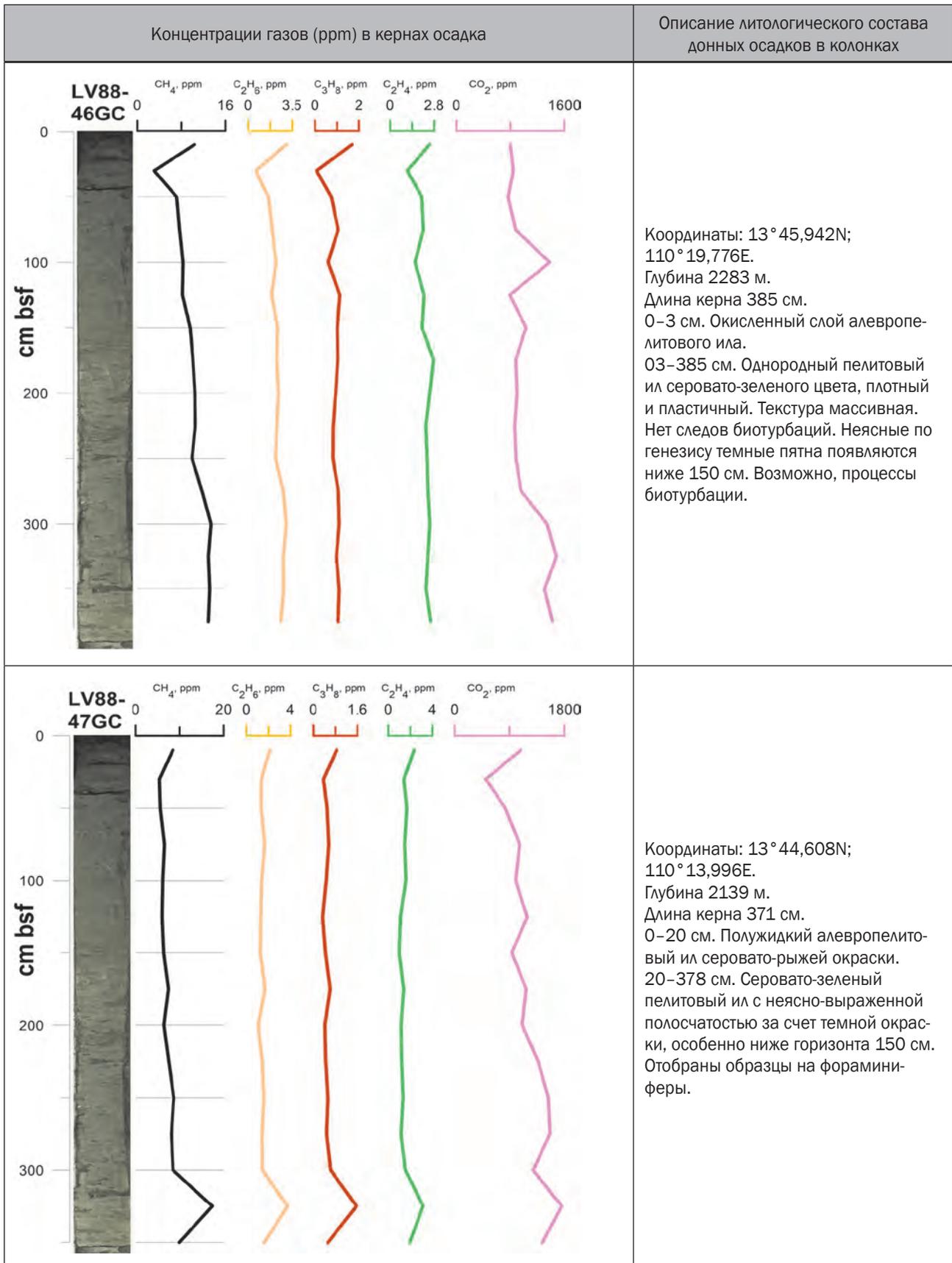


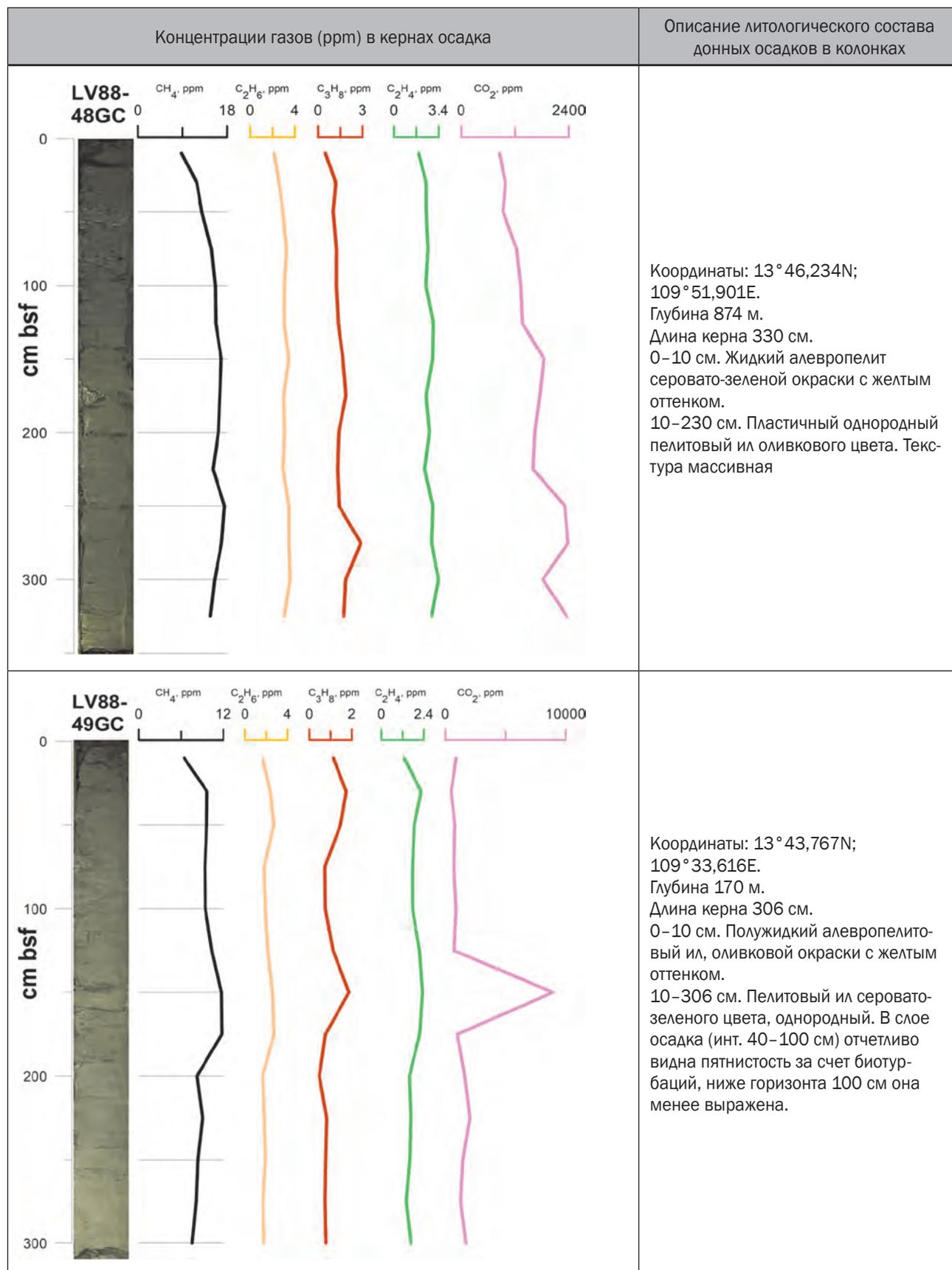


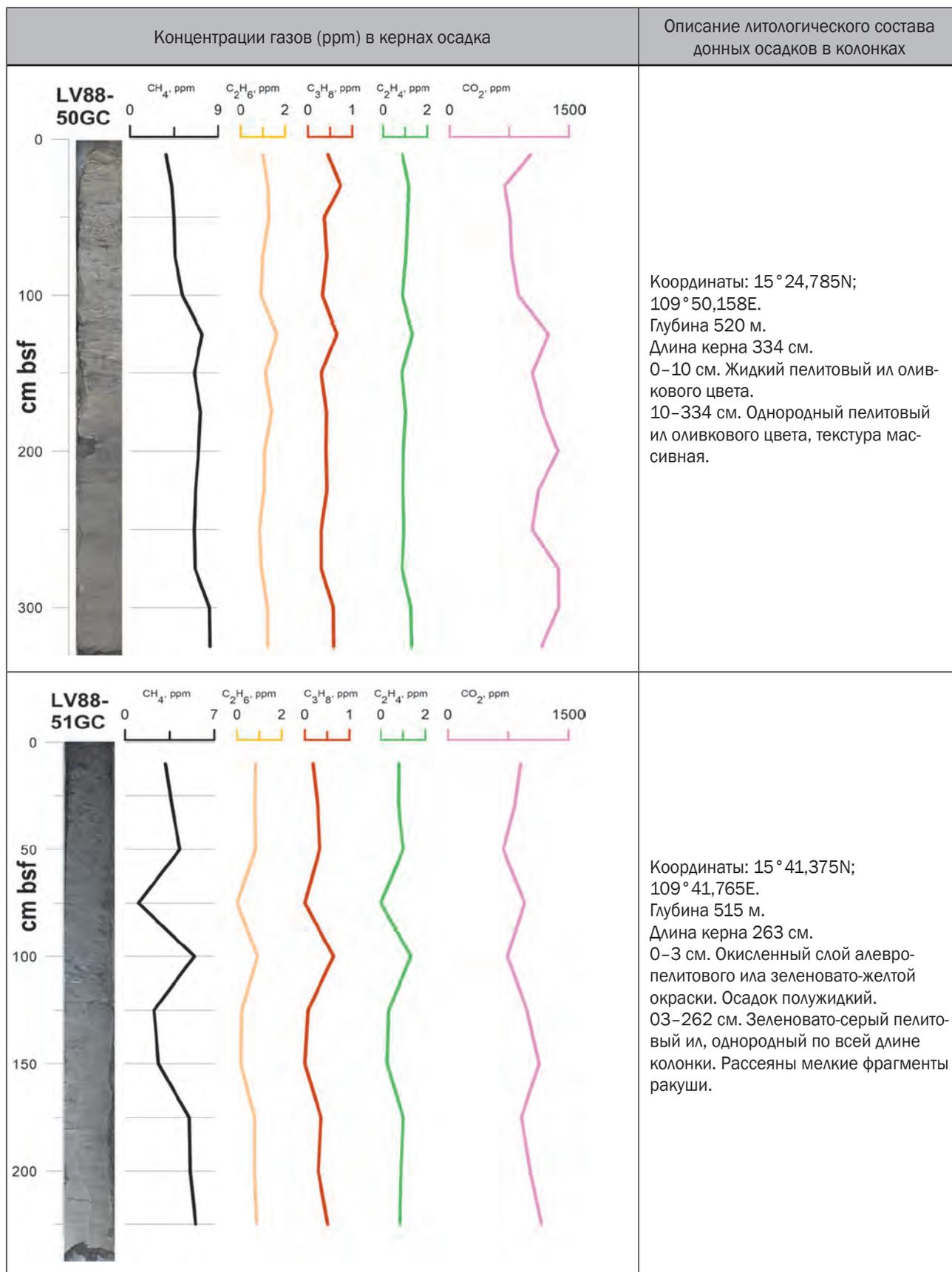


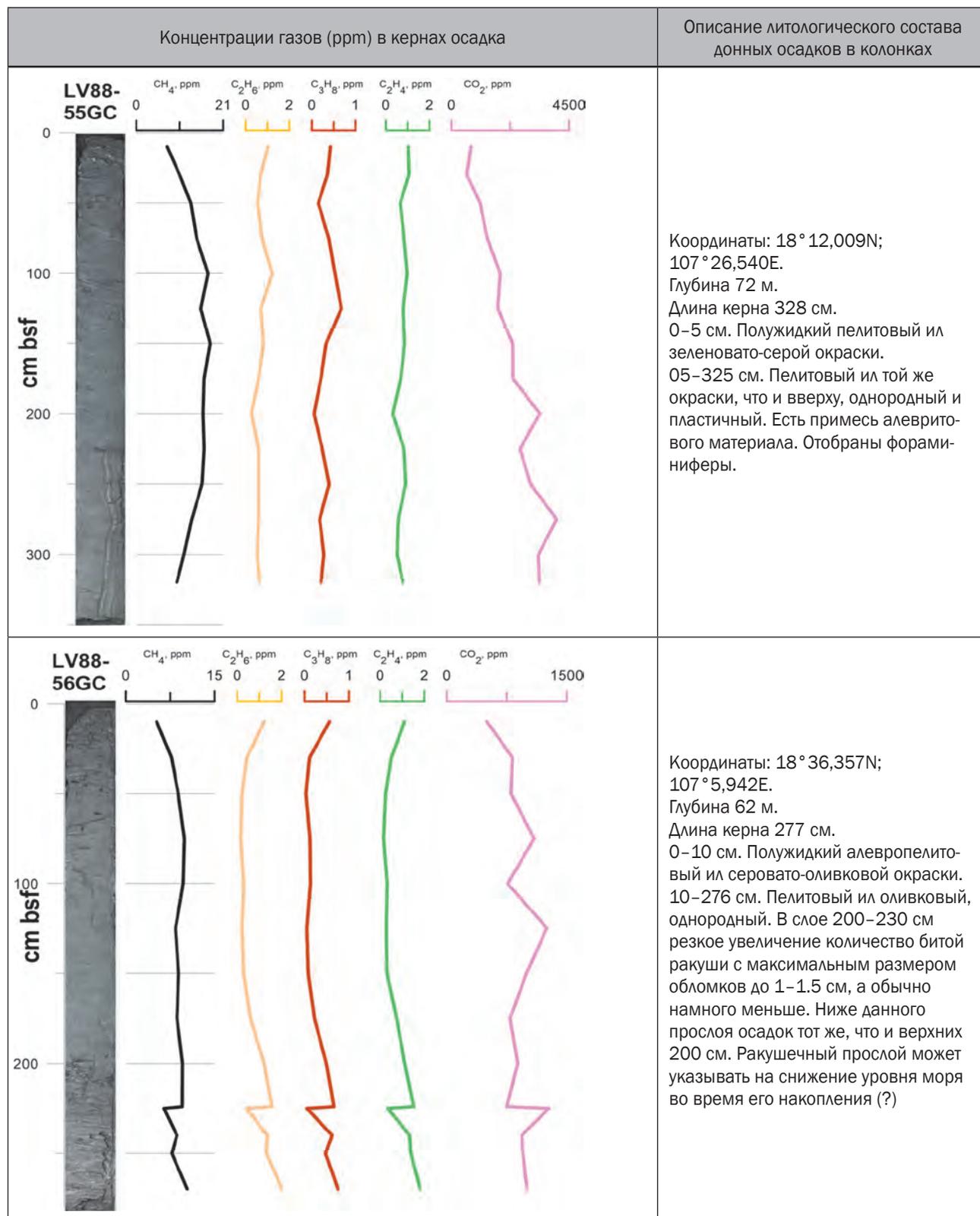












Примечание: В приложении 5 показана качественная сравнительная характеристика распределения концентраций газов в кернах осадка ниже поверхности дна (bsf – below sea floor). Методика отбора проб донных осадков, условия подготовки и анализа проб были одинаковыми (68 мл объем склянки, 12 мл объем осадка, 12 мл объем газовой фазы; газовая фаза – гелий; температура анализа 24 °С), концентрации газов даны в ppm. Величины концентрации газов получены «методом равновесных концентраций».

**ПРИЛОЖЕНИЕ 6**

**Каталог гидрологических станций**

№ станции	№ зондирования	Дата	Время суток	Начало СТА зондирования		Глубина в точке (м)	Alt (м)	Вид работ	Направление ветра (град)	Скорость ветра (м/с)	Темп. воздуха (С)	Атм. давление (мбар)	Конец СТА зондирования	
				широта (с.ш.)	долгота (в.д.)								широта (с.ш.)	долгота (в.д.)
st01	st01	09.11.2019	10:27	8.44906	109.175	2	-	Б	152	1.8	26.7	1011.3	8.44924	109.175
st02	st02	09.11.2019	12:05	8.4149	109.0417	154	156	А, Б	154	7.9	27.2	1011.8	8.41262	109.0408
st02/1	st03	09.11.2019	15:56	8.5332	109.147	420	430	А, Б	136	6	27.2	1008.2	8.52576	109.1457
st03	st04	09.11.2019	18:15	8.6228	109.1128	264	262	А, Б	147	4.9	27.5	1007.8	8.6178	109.1127
st04	st05	09.11.2019	21:20	8.66774	109.2027	600	707	А, Б	153	1.5	27.3	1009.5	8.644	109.1954
st05	st06	10.11.2019	8:48	8.85534	109.1178	255	249	А, Б	146	6.5	27.2	1008.2	8.85338	109.1187
st06	st07	10.11.2019	10:56	8.86882	109.2551	602	866	А, Б	143	10.6	27.3	1009.3	8.863	109.2593
st07	st08	10.11.2019	14:21	9.0312	109.131	193	196	А, Б	356	9.4	27.5	1008	9.02942	109.1321
st08	st09	10.11.2019	16:16	9.05734	109.2046	605	682	А, Б	126	8.6	27.2	1005.5	9.05248	109.2088
st09	st10	10.11.2019	20:38	9.12082	109.0898	154	156	А, Б	128	10.9	27.2	1004.5	9.118	109.0911
st10	st11	11.11.2019	9:54	9.23096	109.2878	600	1004	А, Б	166	1.1	28.1	1008.2	9.22422	109.2892
st11	st12	11.11.2019	15:17	9.41118	109.211	261	267	А, Б	232	3.5	26.5	1007.4	9.40636	109.2095
st12	st13	11.11.2019	18:52	9.61382	109.2545	266	264	А, Б	126	4.9	27.1	1006.4	9.60858	109.2555
st13	st14	12.11.2019	15:27	9.75058	109.2742	254	256	А, Б	140	4.9	27.5	1009.5	9.74562	109.2731
st14	st15	12.11.2019	20:14	10.0324	109.3202	244	242	А, Б	130	3.8	27.3	1009.2	10.02992	109.3197
st15	st16	13.11.2019	15:47	11.62464	110.1299	600	1796	А, Б	146	5.2	27.1	1010.4	11.61238	110.1272
st16	st17	13.11.2019	21:00	11.84656	110.2389	600	2314	А, Б	137	7.3	26.2	1012	11.82682	110.2341
st17	st18	14.11.2019	10:02	12.89012	110.2942	600	2360	А, Б	150	11.5	26.5	1013.5	12.88078	110.2928
st24	st19	16.11.2019	10:58	12.9153	109.9949	600	1905	А, Б	135	4.1	26.4	1013	12.90732	109.9939
st27	st20	16.11.2019	18:40	12.6402	109.8049	600	685	А, Б	122	4.2	26.5	1010	12.6232	109.8031
st31	st21	17.11.2019	8:51	12.1402	109.9249	600	1645	А, Б	195	1.5	25.9	1011.7	12.13208	109.9247
st31	st21.1	17.11.2019	9:49	12.10912	109.9276	200	1645	А	-	-	-	-	12.10576	109.9278
st32	st22	17.11.2019	11:42	12.1399	109.8852	600	1416	А, Б	116	1.6	27	1013.9	12.13226	109.8866

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ  
И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА** (по результатам 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» и береговых экспедиций 2010–2020)

Окончание приложения 6

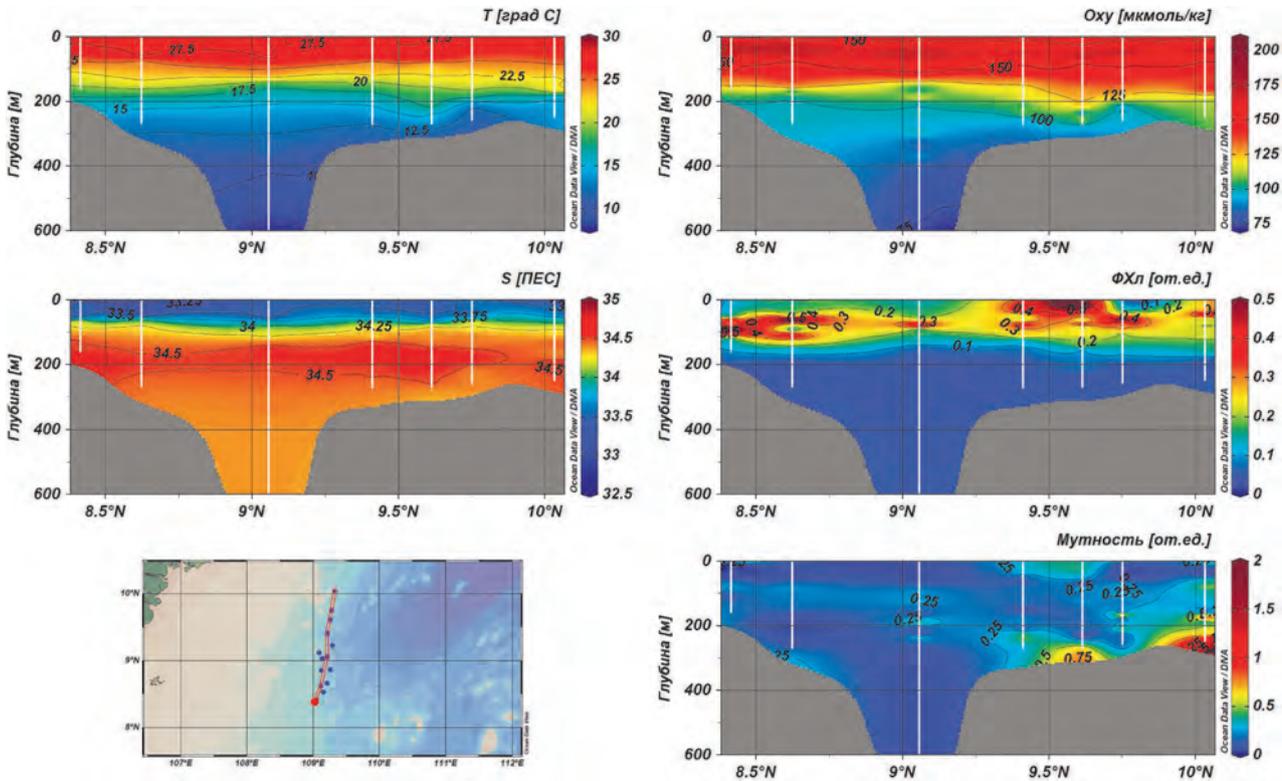
№ станции	№ зондирования	Дата	Время судовое	Начало СТА зондирования		Глубина зонд. (м)	Alt (м)	Вид работ	Направление ветра (град)	Скорость ветра (м/с)	Темп. воздуха (С)	Атм. давление (мбар)	Конец СТА зондирования	
				широта (с.ш.)	долгота (в.д.)								широта (с.ш.)	долгота (в.д.)
st35	st23	17.11.2019	16:20	12.1548	109.8232	600	-	А, Б	131	4	27	1009.5	12.14444	109.823
st39	st24	17.11.2019	19:10	12.16542	109.7774	233	6.1	А, Б	136	5.5	26.7	1009.7	12.1611	109.7758
st39	st24.1	17.11.2019	19:52	12.13534	109.7726	210	10.1	А	-	-	-	-	12.13148	109.7719
st40	st25	18.11.2019	10:38	12.8988	109.8108	600	825	А, Б	141	5.2	26.8	1014	12.88404	109.8141
st43	st26	18.11.2019	14:15	12.84272	109.7936	605	660	А, Б	138	7.6	27.1	1011	12.82304	109.7937
st44	st27	18.11.2019	18:39	12.89948	109.5778	122	123	А, Б	125	4.2	26.9	1010.7	12.89622	109.5785
st45	st28	19.11.2019	9:43	13.7636	110.3274	600	2280	А, Б	80	2.5	26.8	1013.10	13.75658	110.3237
st48	st29	19.11.2019	15:28	13.76934	109.8636	600	870	А, Б	133	8.2	26.7	1011.3	13.75446	109.8577
st49	st30	19.11.2019	20:38	13.7222	109.5481	168	167	А, Б	134	8.5	26.4	1012.4	13.7262	109.5473
st49	st30.1	19.11.2019	21:03	13.7222	109.5481	164	162	А	-	-	-	-	13.7262	109.5473
st52	st31	22.11.2019	8:55	15.991	109.2052	120	118	А, Б	154	8.1	24.9	1014.8	15.9982	109.2058
st53	st32	22.11.2019	11:51	16.2346	109.1516	110	110	А, Б	124	6.2	25.9	1016.4	16.23356	109.1503
st53	st33	22.11.2019	12:27	16.23208	109.1423	111	110	А	-	-	-	-	16.23112	109.1414
st54	st34	22.11.2019	21:03	17.01894	108.4182	91	90	А, Б	132	6.5	25.1	1014.2	17.01816	108.418
st54	st34.1	22.11.2019	21:26	17.01096	108.4176	90	90	А	-	-	-	-	17.00996	108.4175
st55	st35	23.11.2019	8:37	18.1978	107.4467	72	72	А, Б	172	1.7	24.9	1014.1	18.19808	107.4468
st56	st36	23.11.2019	13:56	18.60892	107.0967	64	62	А, Б	142	2.4	26.4	1015.7	18.6093	107.0956

Примечание: А – СТА-зондирование зондом SBE 19; Б – отбор проб воды.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 7

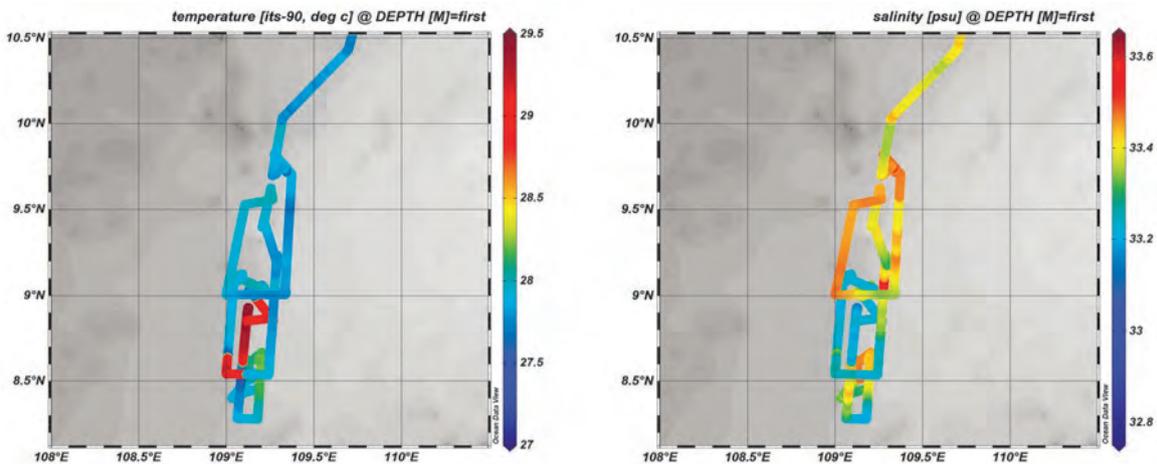
### Гидрологические характеристики водной толщи\*

Южный полигон 8–11° с.ш. 107–111 в.д.



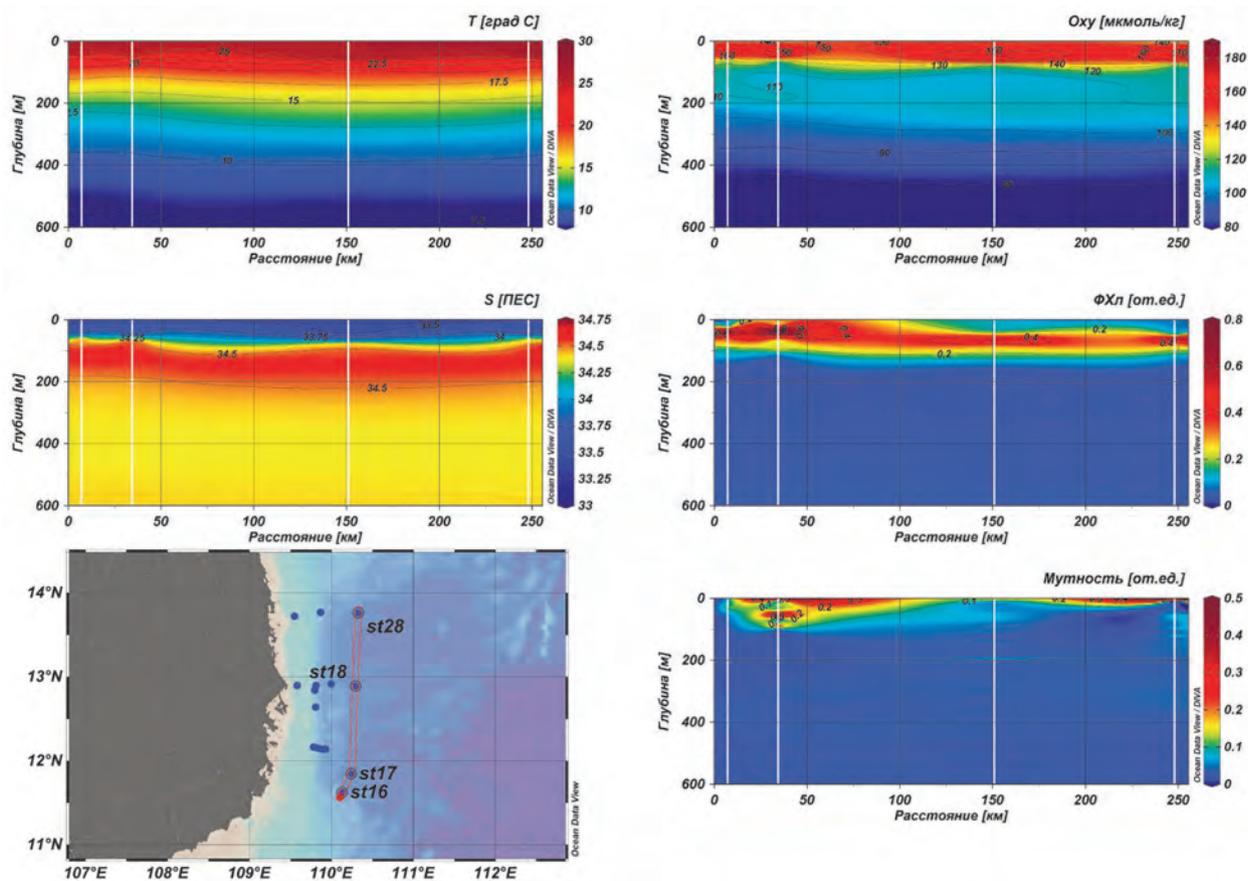
**Разрез № 1** (станции зондирования: st02, st04, st06, st09, st12, st13, st 4, st15 (см. прилож. 6))

Данный полигон находится в 250 км от дельты реки Меконг. Гидрологический режим вод, в исследуемом районе, на изучаемом разрезе определяется его географическим положением, особенностями рельефа дна и влиянием морфоструктур суши в северной части разреза. На станции 14 – происходит скачок мутности на поверхности и уменьшение солёности, что может говорить о влиянии речных вод. На станциях южного полигона, на всём разрезе наблюдается ярко выраженный слой концентрации хлорофилл-а в пределах от 60 до 70 м.



Во время работ в южном и центральном полигонах, наблюдался сильный шторм, из-за которого были прерваны судовые исследования. Таким образом, разница в значениях (повышенные значения температуры – 8.5–9° с.ш. и локальное повышение солёности на отдельных станциях) может быть обусловлена влиянием сильного перемешивания. Штормовая погода была вызвана прохождением тропического циклона NAKRI 9–11 ноября.

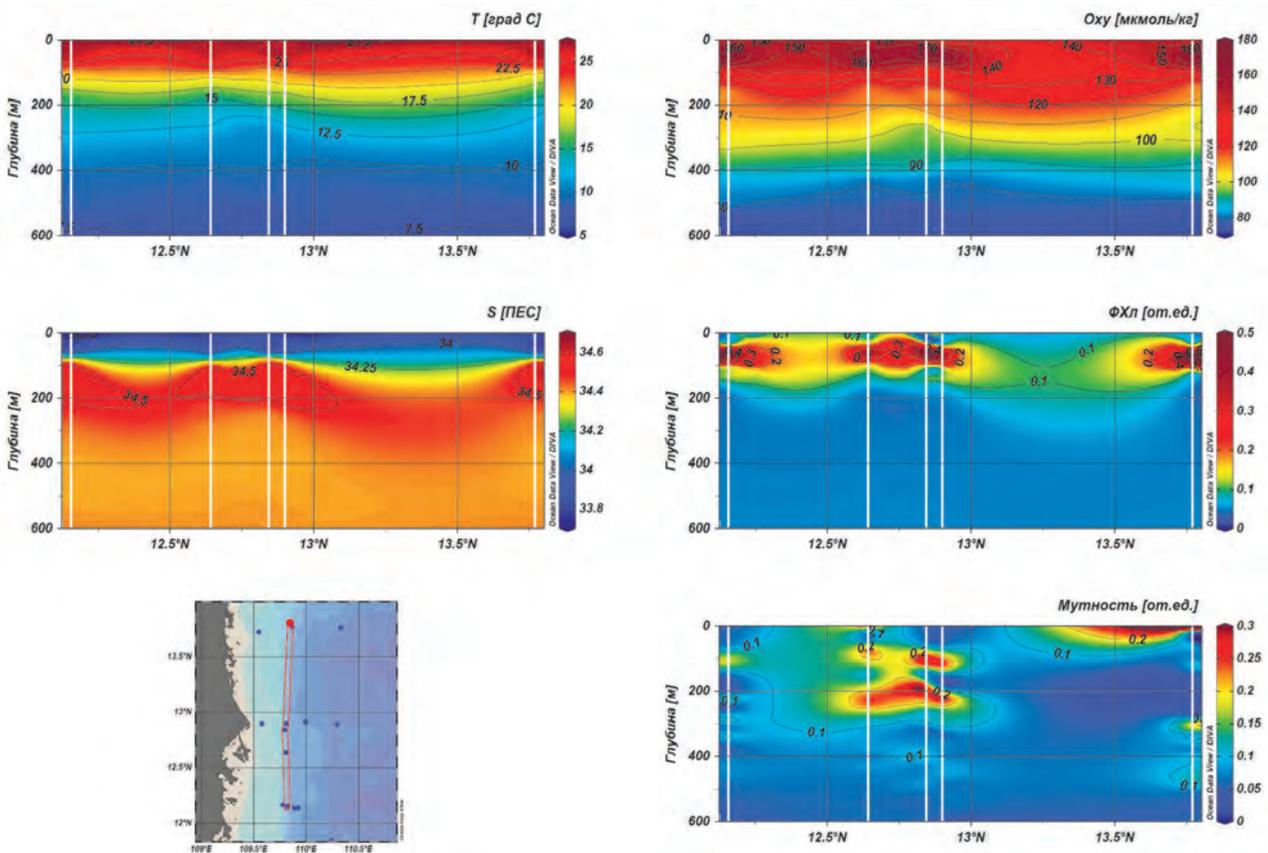
Центральный полигон 11–15 с.ш., 107–112 в.д.



**Разрез № 1** (станции зондирования: st16, st17, st 18, st28 (см. прилож. 6))

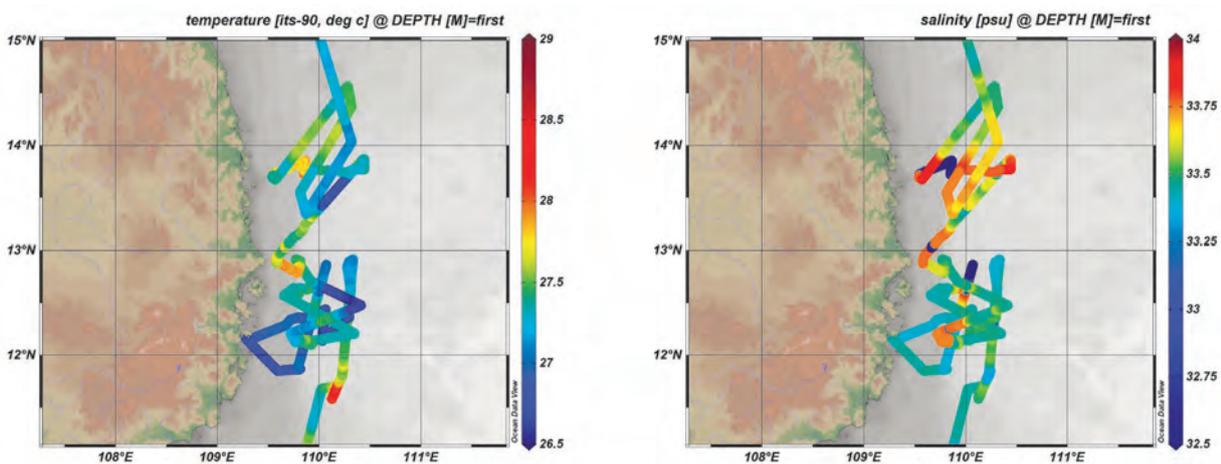
Центральный полигон располагался в районе стока реки Кай. Придонный слой выражен отсутствием изменчивости гидрологических параметров. Слой максимума фитопланктона находился на глубине 60–80 м на скачке плотности, за исключением станции 17, где слой максимума фитопланктона находится на глубине 40–60 м, ему соответствует повышенное значение мутности, в приповерхностном слое. Влияние рельефа дна, динамические процессы, возникающие на склоновой части, ярко выражены повышенными значениями мутности морской воды около дна, на шельфовых станциях в слое около 220 м.

Центральный полигон 11–15 с.ш., 107–112 в.д.



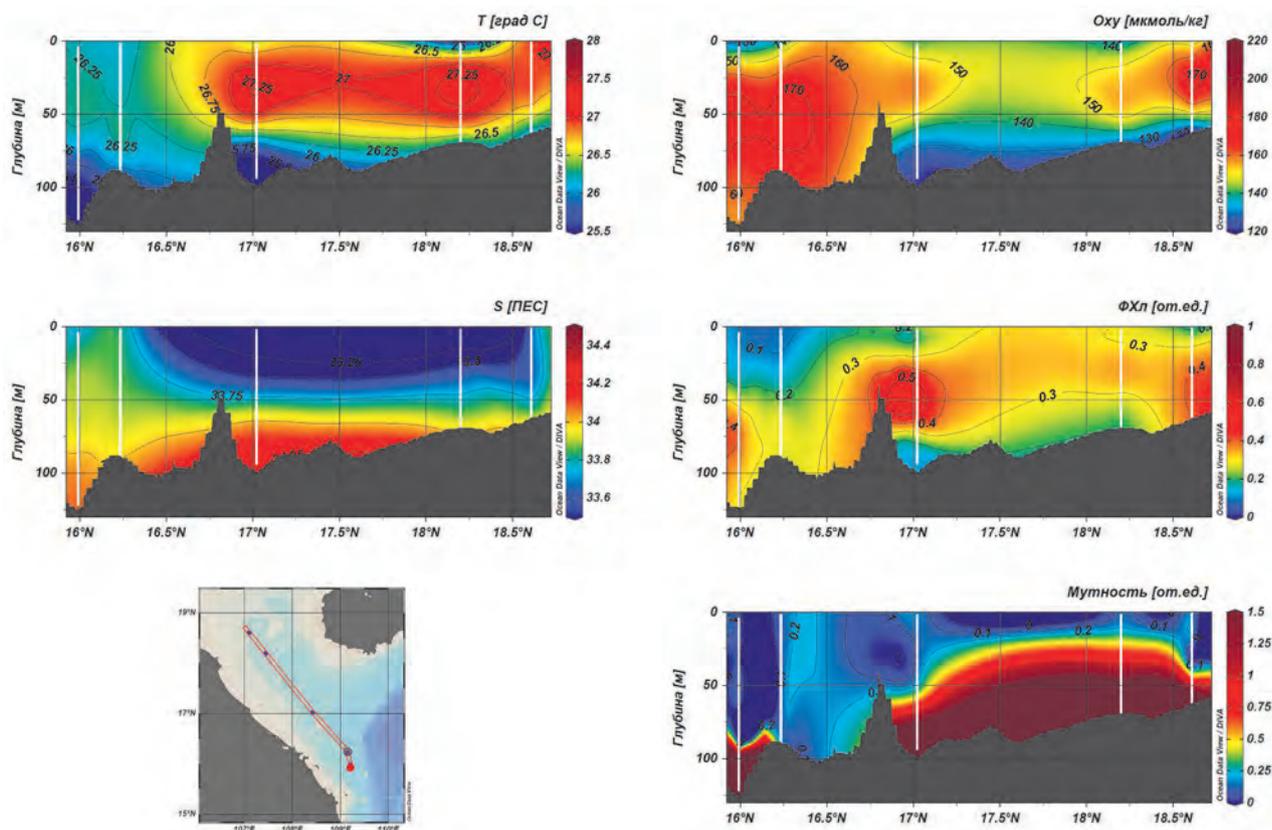
**Разрез № 2** (станции зондирования: st23, st20, st26, st25, st29 (см. прилож. 6))

В центральной глубоководной части разреза наблюдается стандартная картина изменения распределения гидрологических и гидрохимических параметров с глубиной: плавное понижение температуры и повышение солёности, уменьшение мутности и содержания растворенного кислорода, кроме станции 29, которая наиболее близко расположена к берегу, где слой максимума фитопланктона поднят до глубин 40–60 м, здесь, кроме повышения содержания фитопланктона, в приповерхностном слое, наблюдаются повышенные значения мутности и пониженные значения солёности, что может говорить о влиянии речного стока.



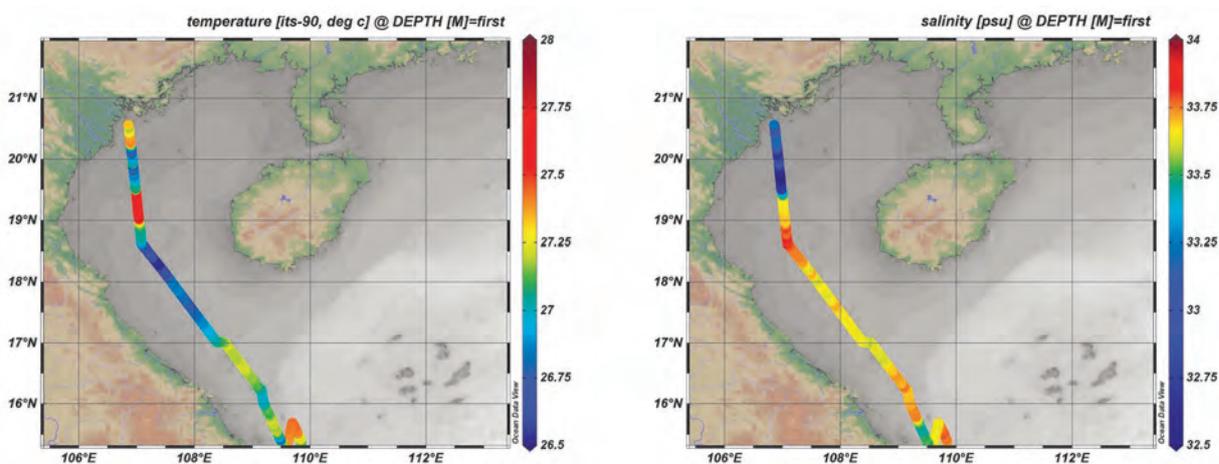
Судовые измерения в проточной системе для рассматриваемого полигона, которые выполнены с 14 по 19 ноября после прохождения тропического циклона NAKRI (10–11 ноября). Циклон повлиял на перемешивание верхнего слоя, данные возмущения могут оставаться на протяжении от нескольких дней до недель.

Северный полигон 15–19 с.ш. 105–111 в.д.



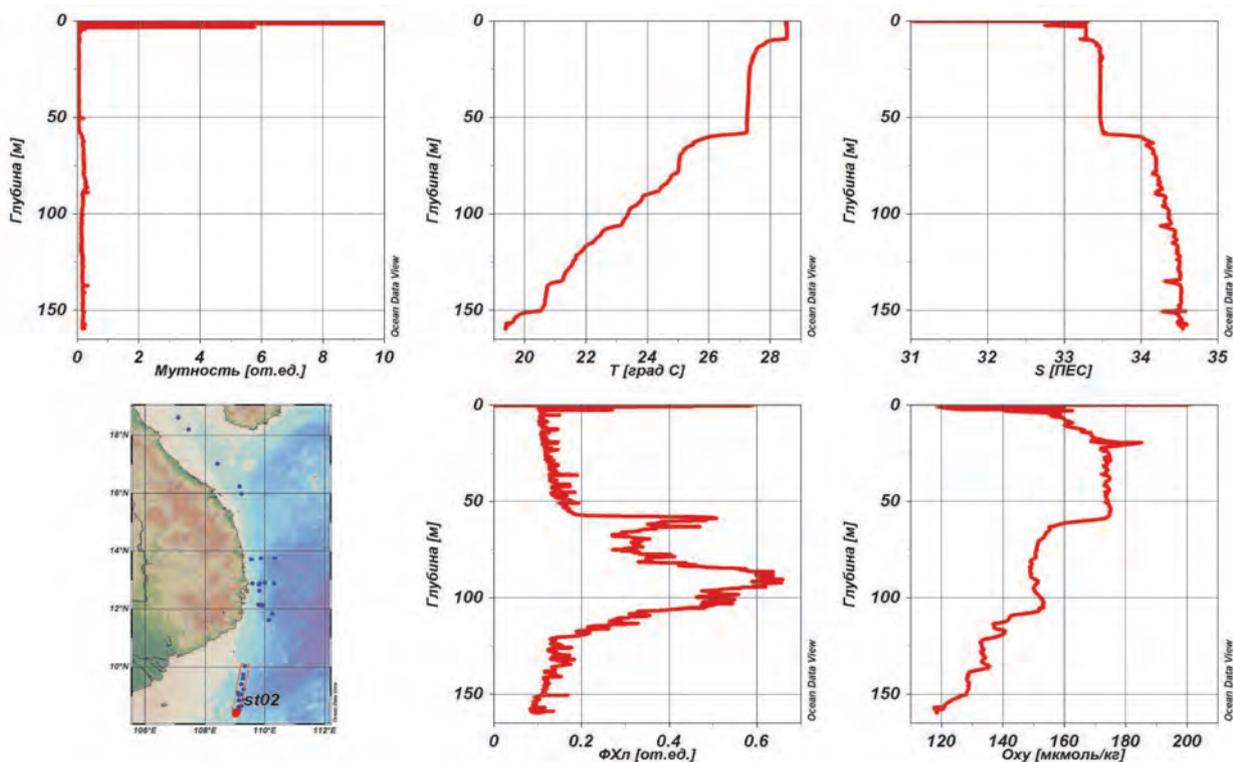
**Разрез № 1** (станции зондирования: st31–st36 (см. прилож. 6))

На станциях 34–35 наблюдается распределение в поверхностном слое и понижение температуры, что может быть следствием влияния стока реки Красной. Растворенное и взвешенное органическое вещество, попадающее в море с речным стоком, оказывает сильное влияние на распределение гидрооптических параметров морской воды в прибрежной части. Кроме этого, в данном районе могут существовать выходы подземных вод.

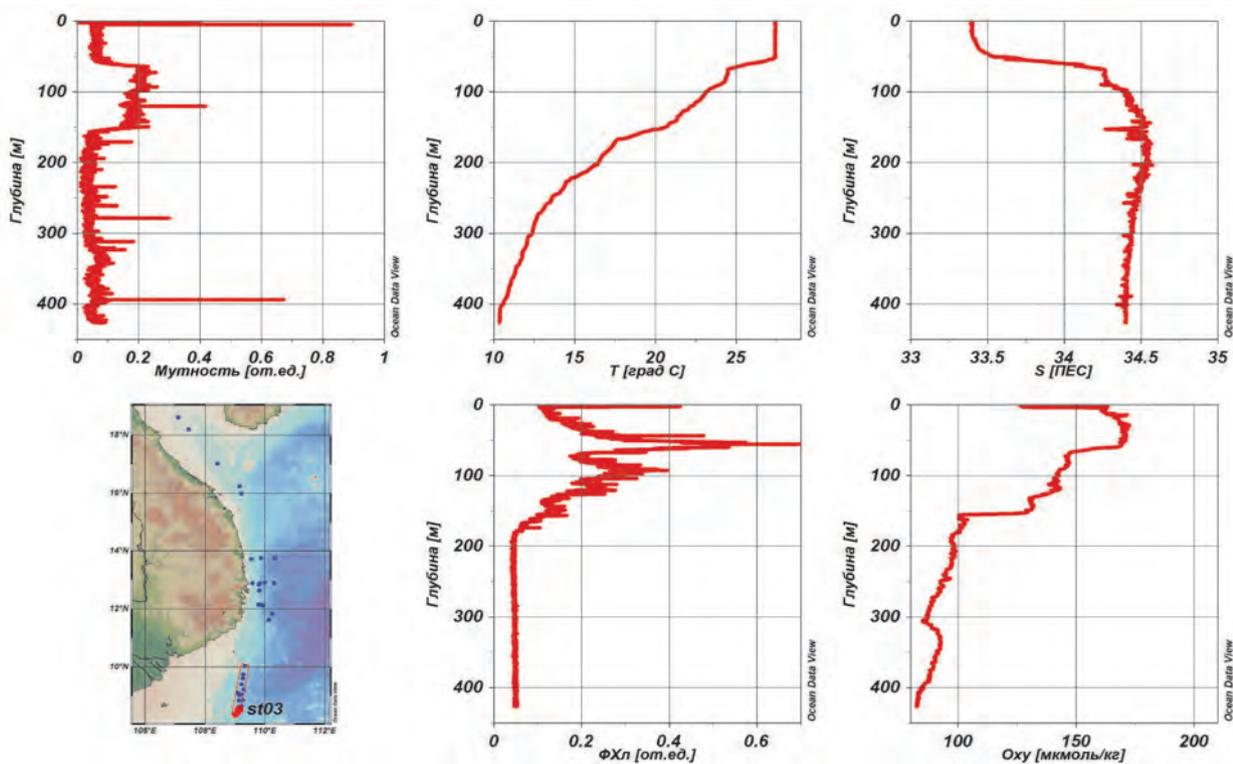


В данном районе были выявлены структуры, характеризующиеся минимумами солёности, и максимумами  $T$ , что может быть областями выхода вод реки Красной.

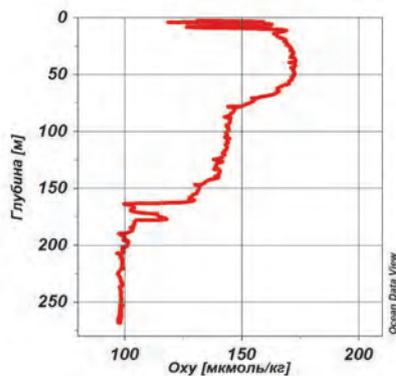
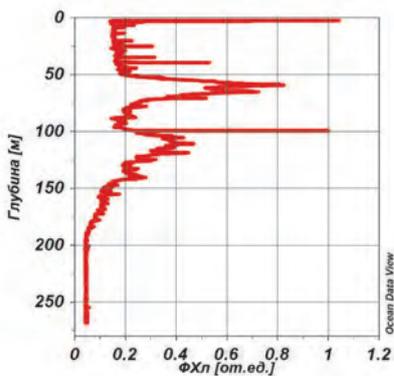
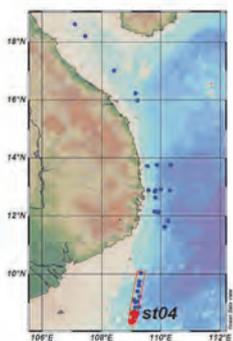
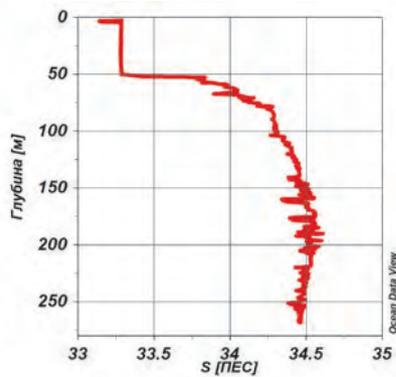
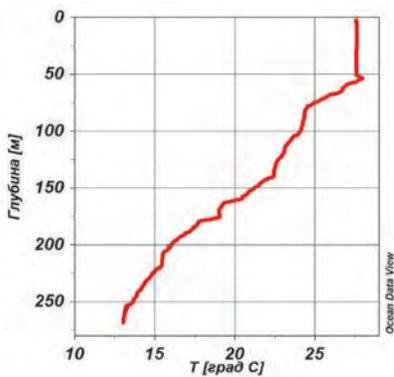
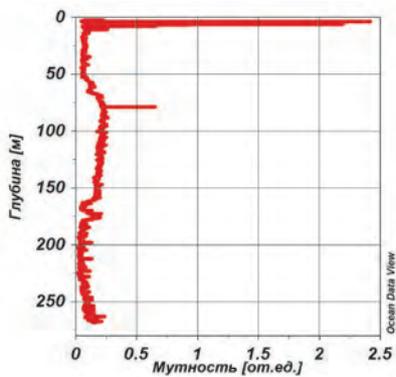
Вертикальные профили распределения гидрологических и гидрооптических характеристик морской воды, для каждой станции (см. Приложение 6)



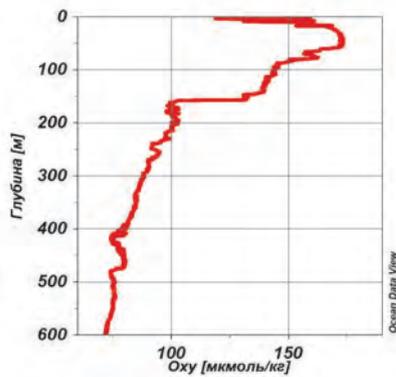
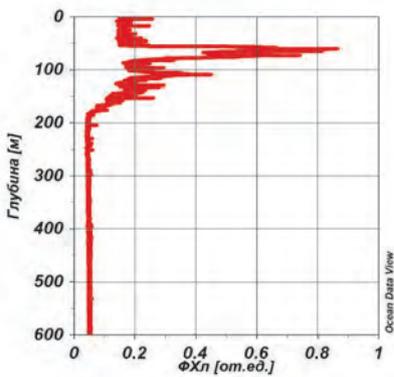
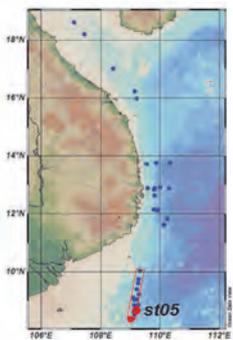
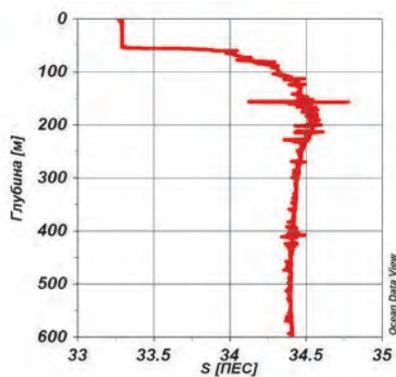
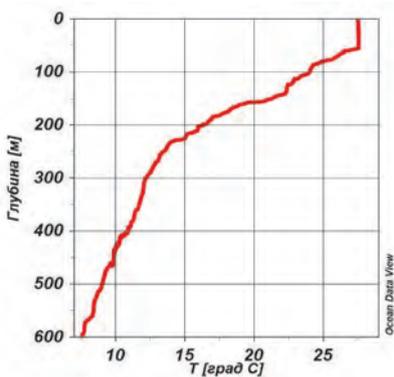
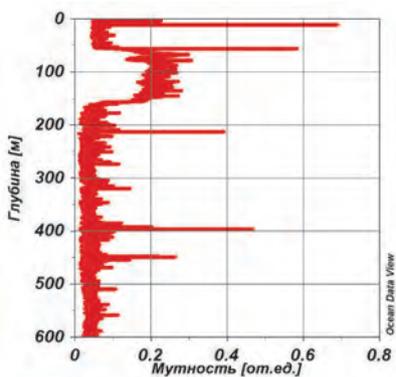
Станция st02



Станция st03

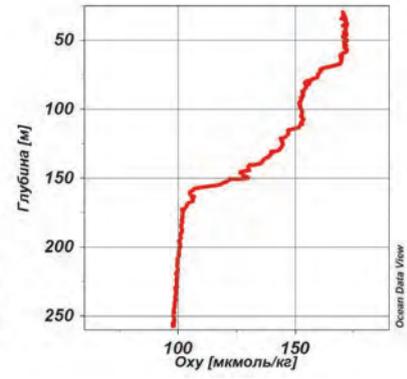
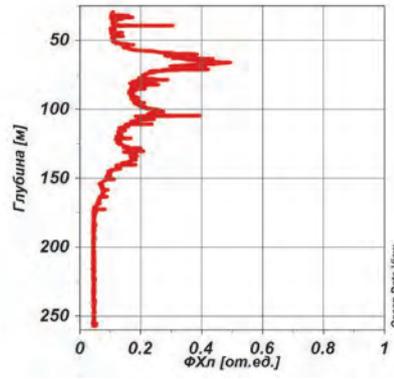
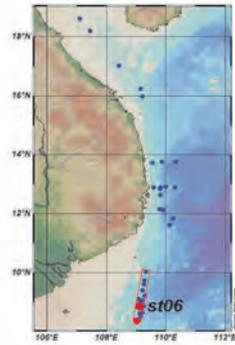
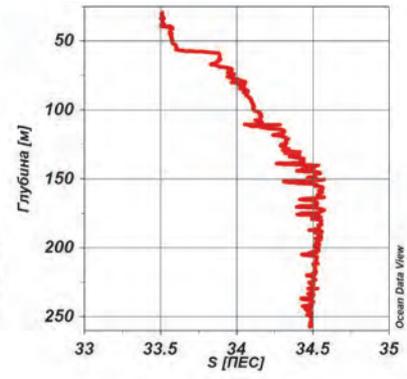
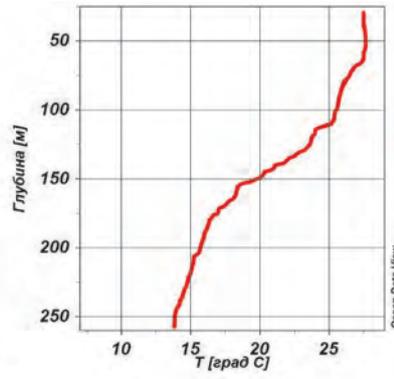
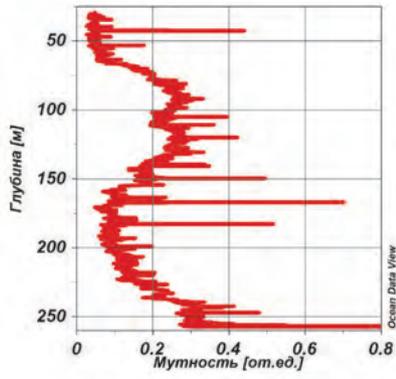


Станция st04

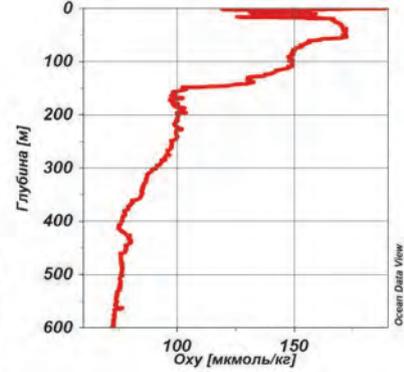
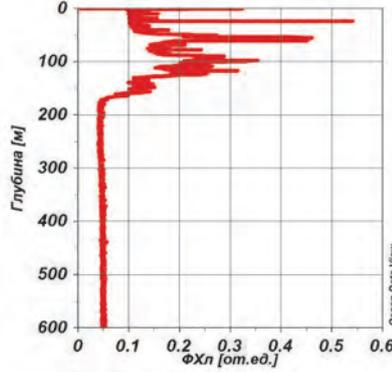
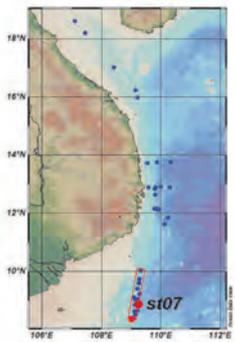
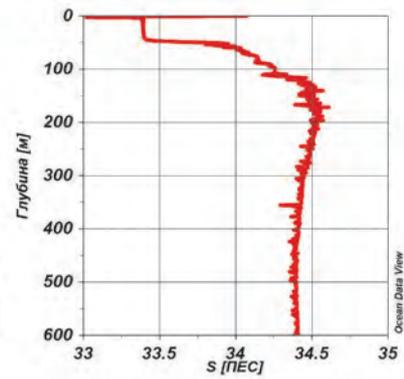
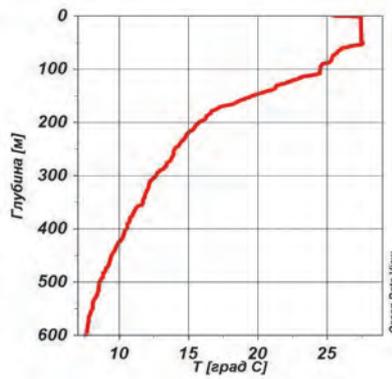
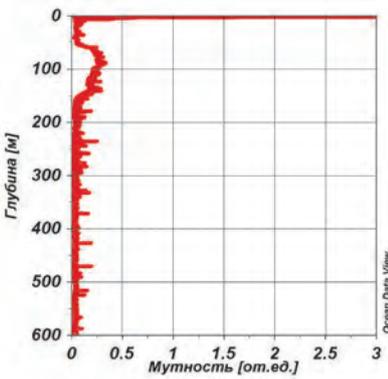


Станция st05

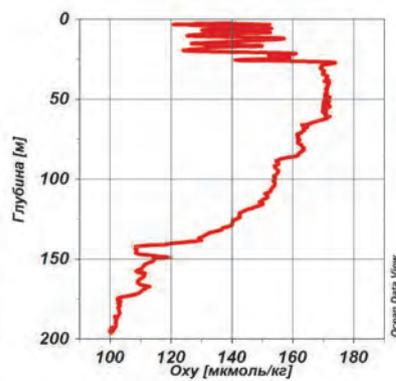
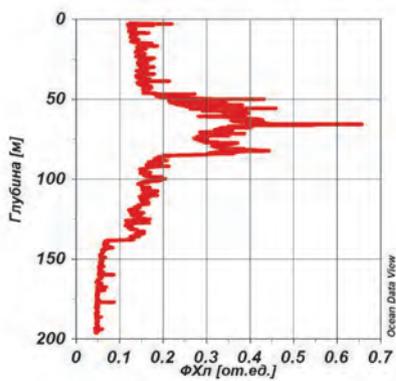
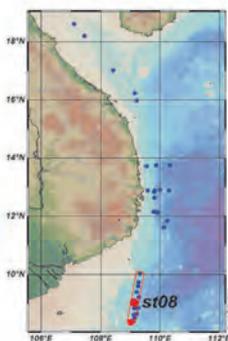
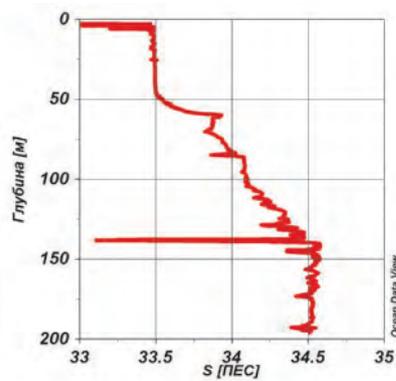
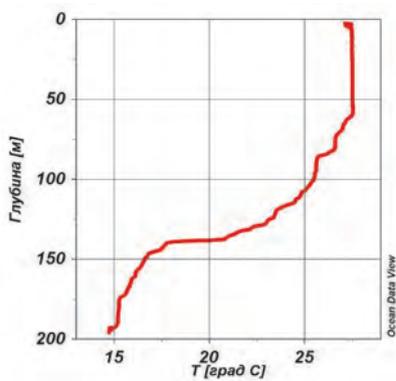
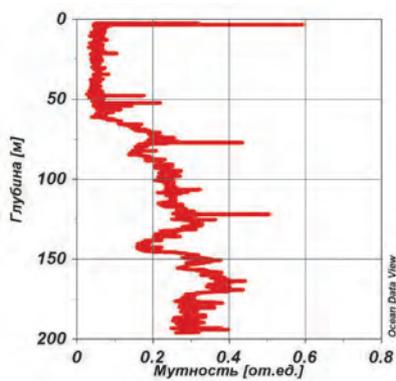
ПРИЛОЖЕНИЯ



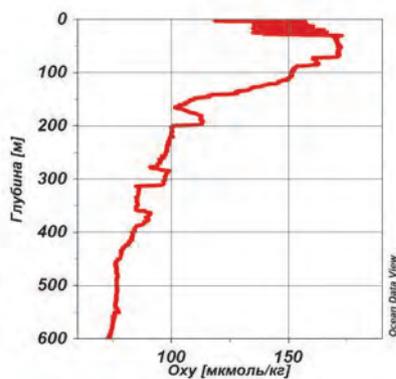
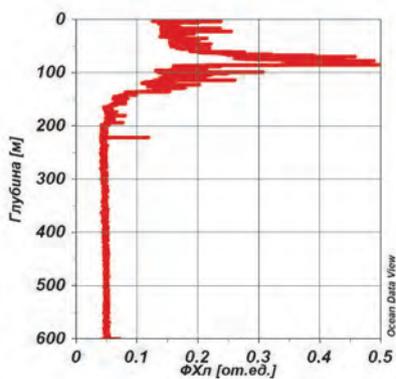
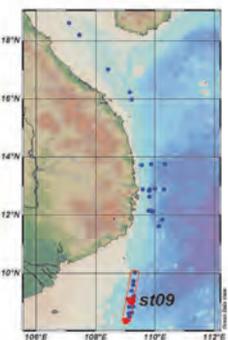
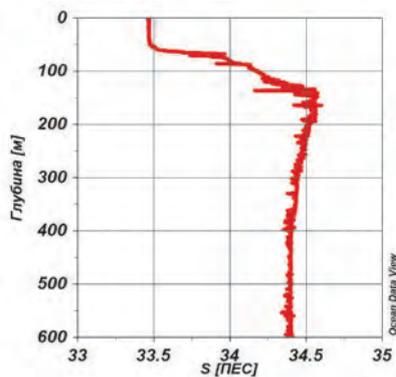
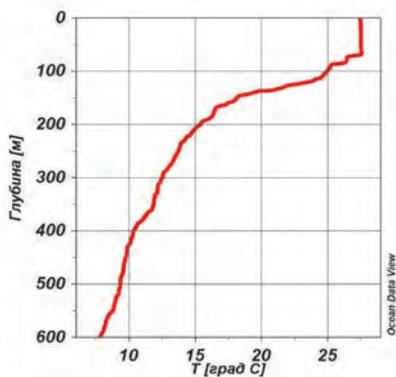
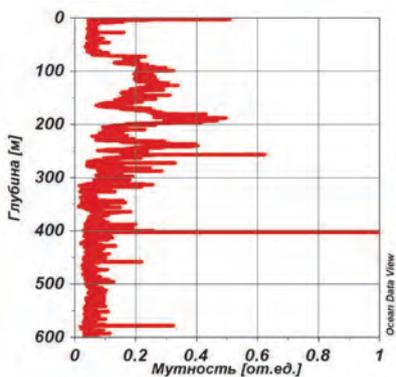
Станция st06



Станция st07

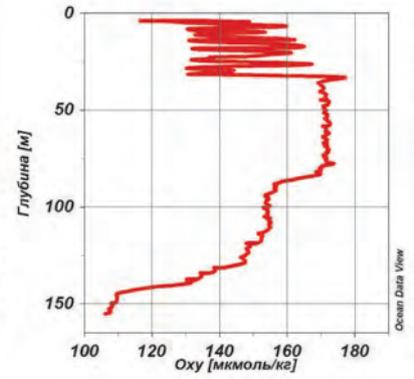
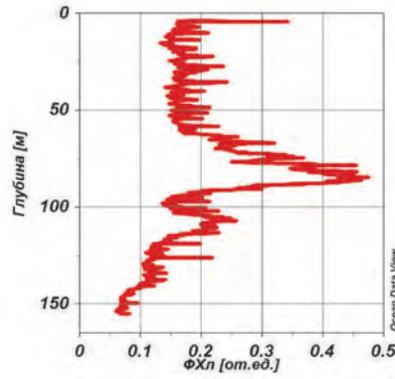
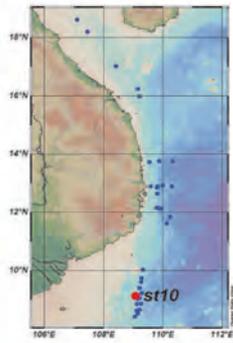
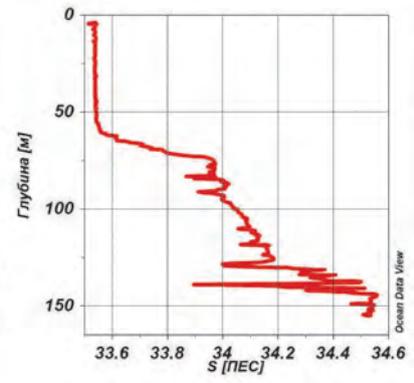
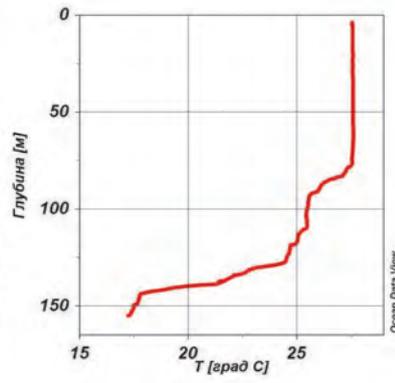
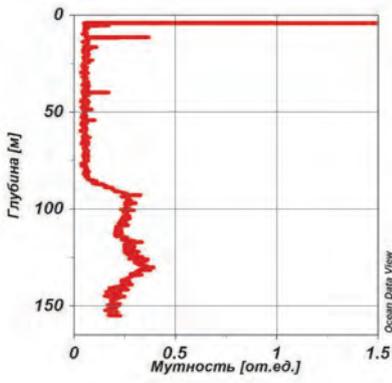


Станция st08

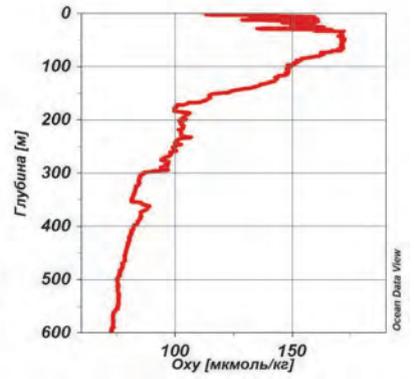
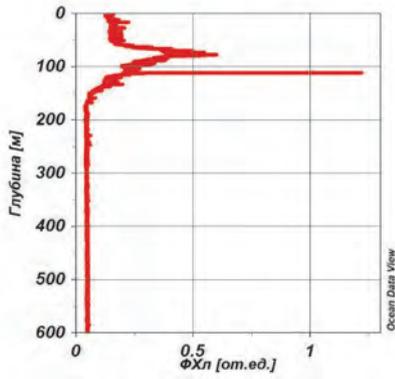
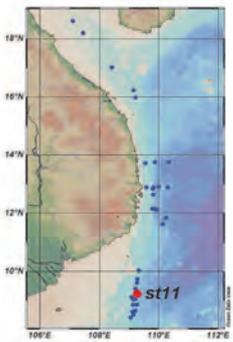
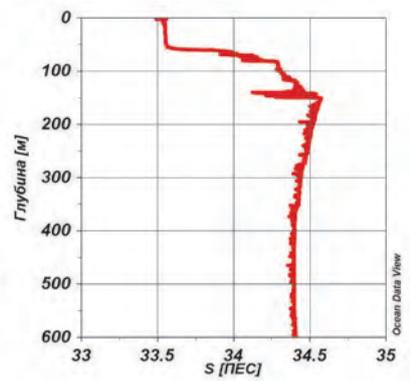
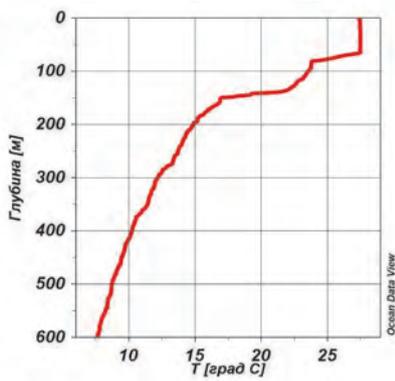
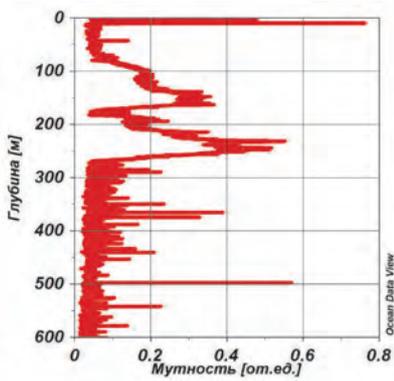


Станция st09

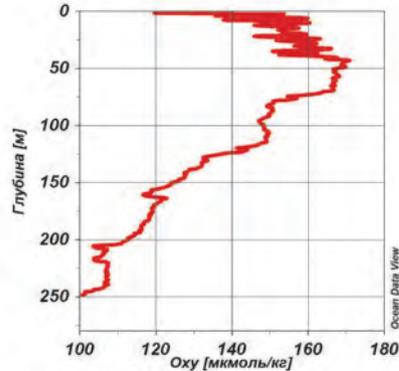
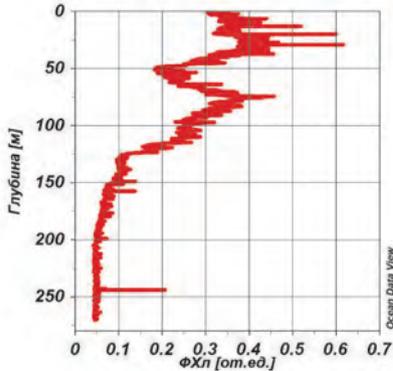
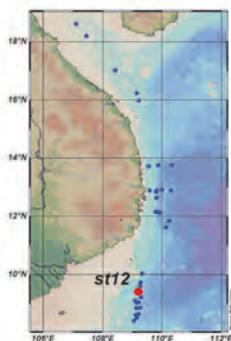
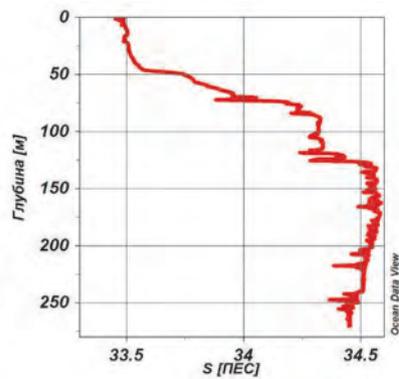
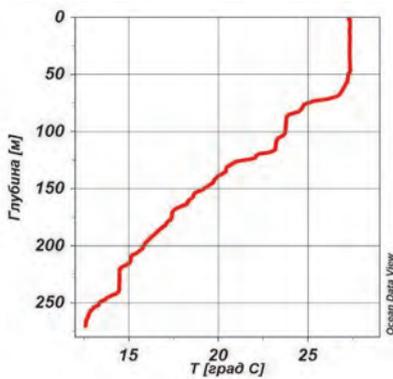
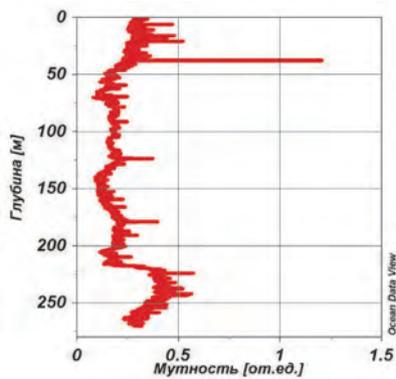
ПРИЛОЖЕНИЯ



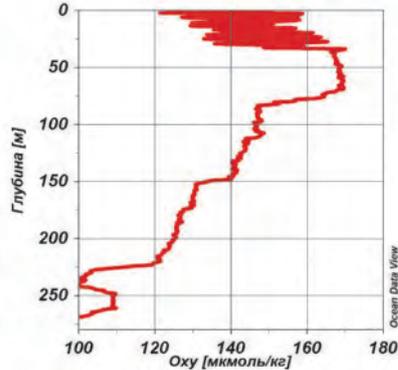
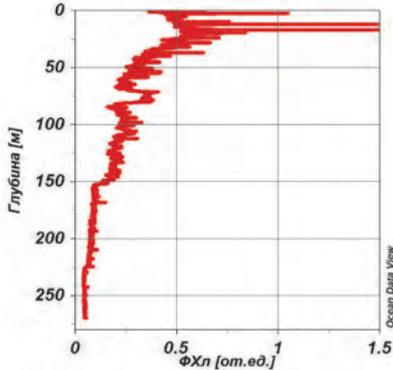
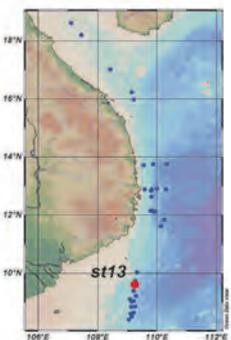
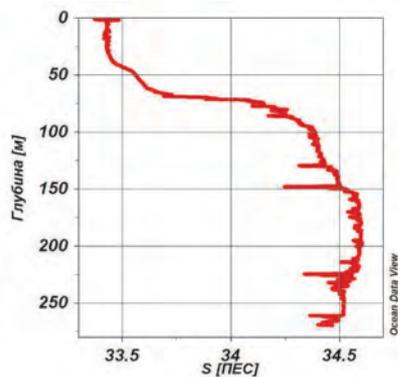
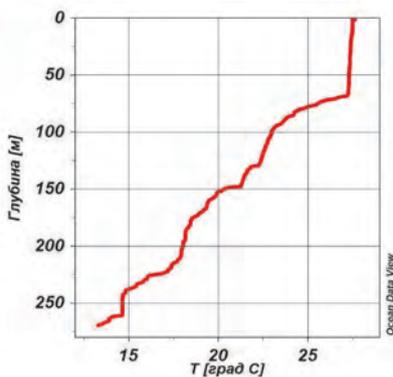
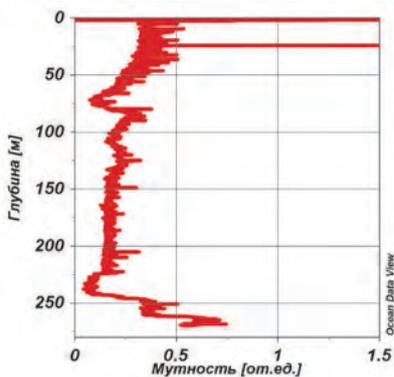
Станция st10



Станция st11

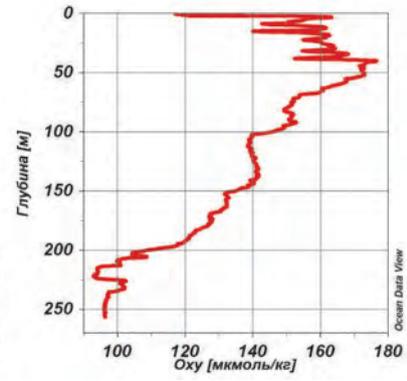
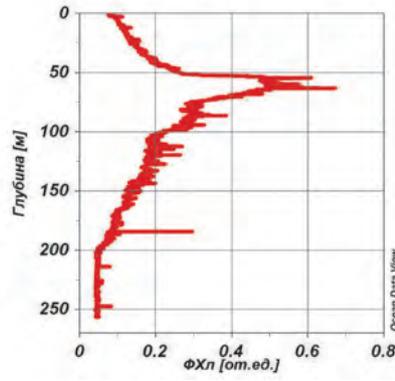
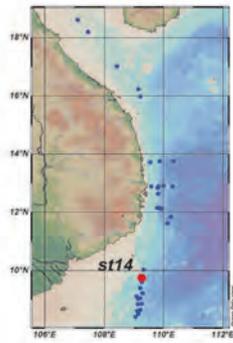
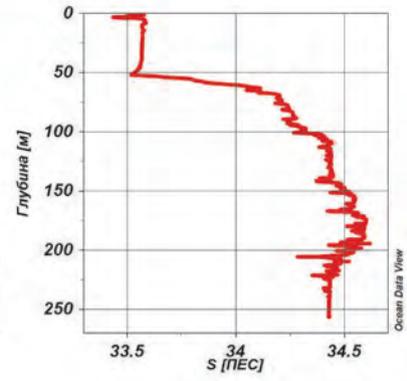
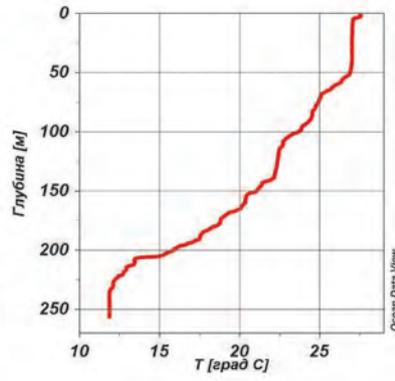
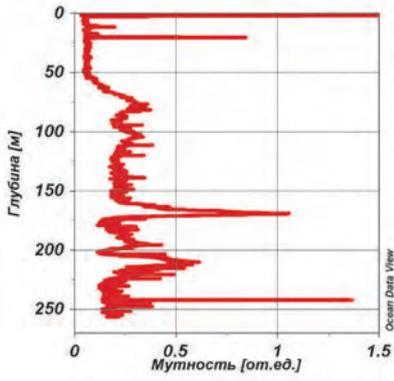


Станция st12

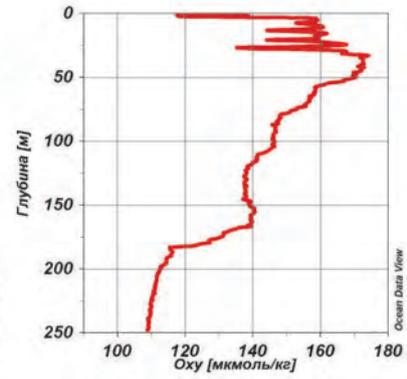
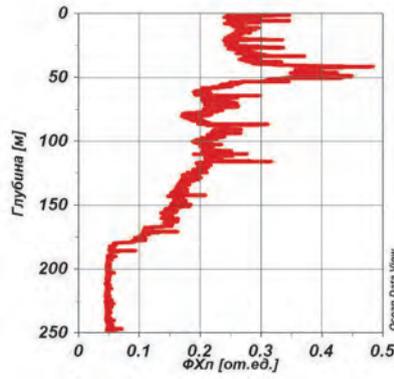
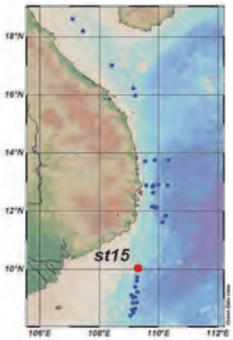
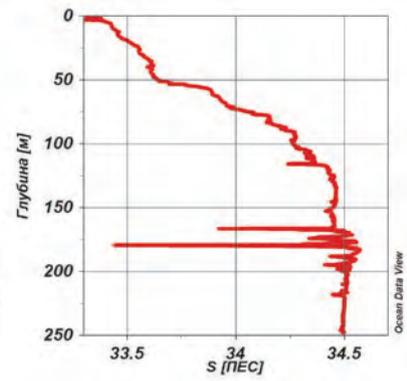
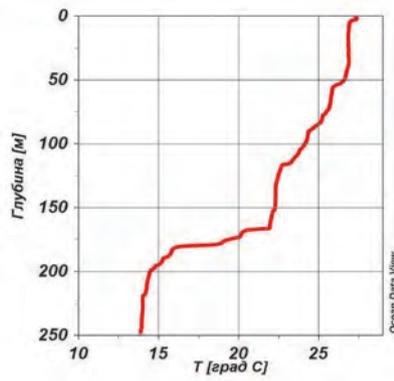
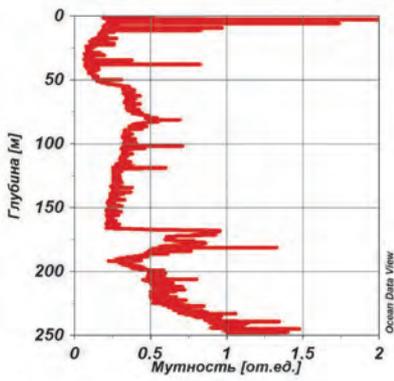


Станция st13

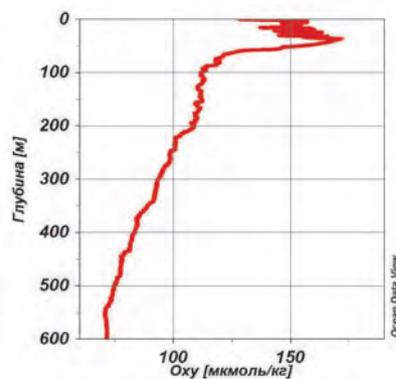
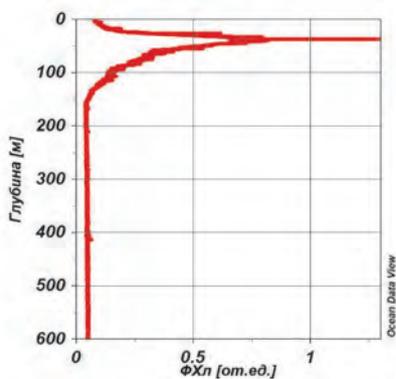
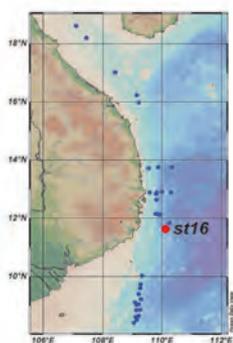
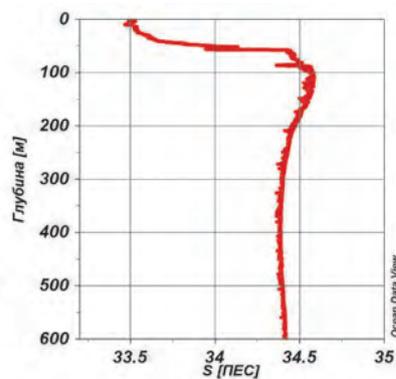
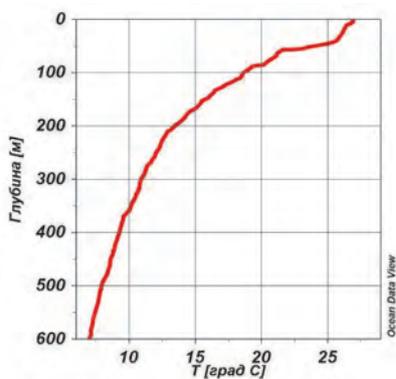
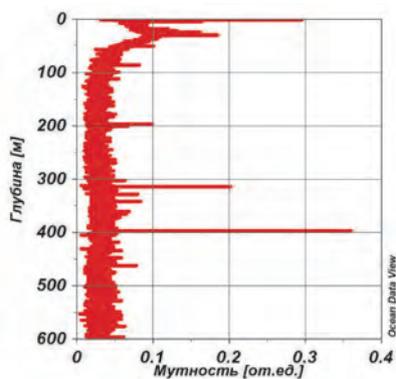
ПРИЛОЖЕНИЯ



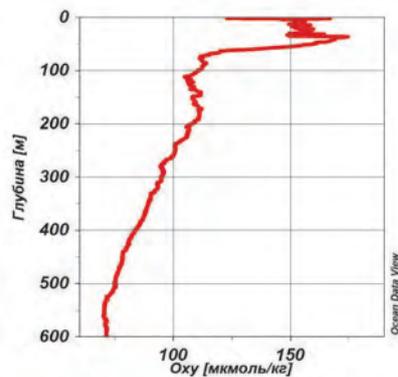
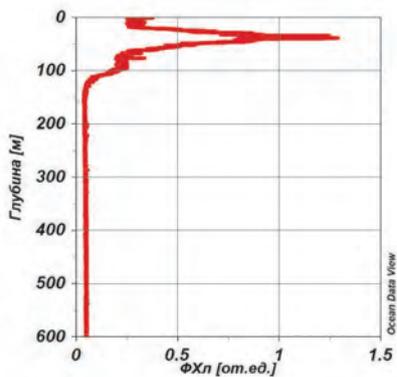
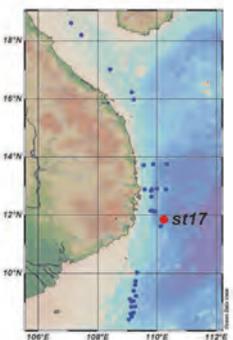
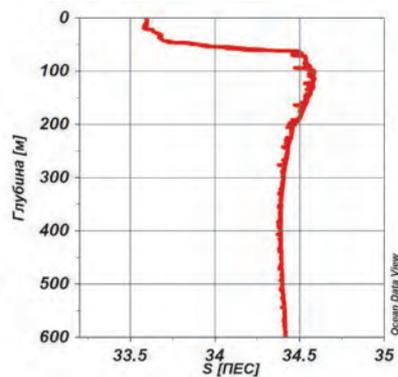
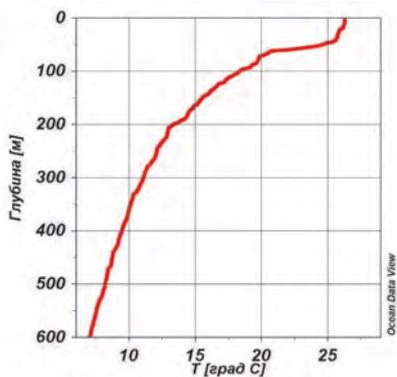
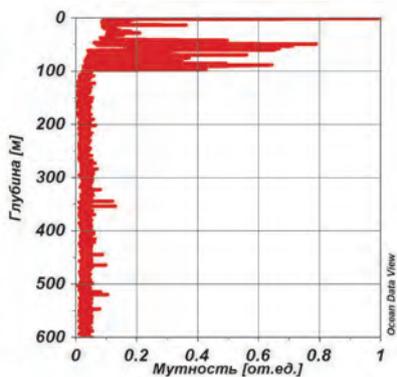
Станция st14



Станция st15

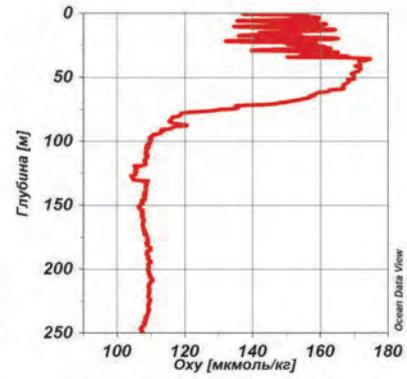
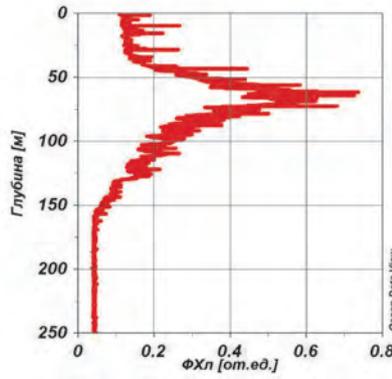
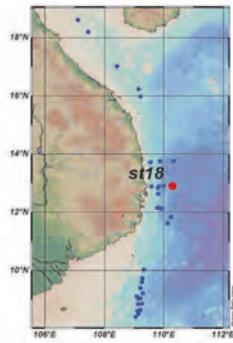
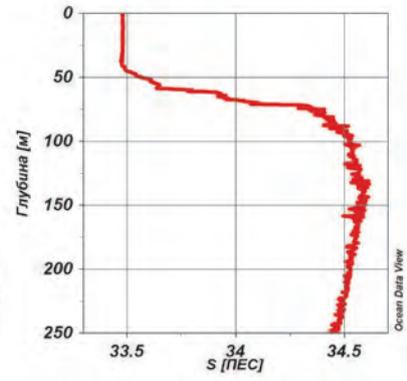
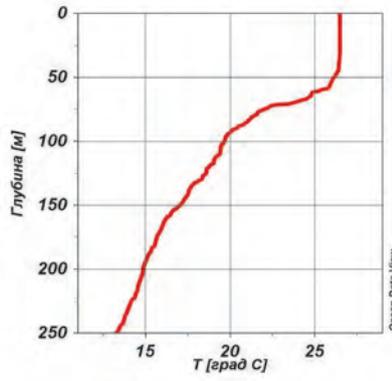
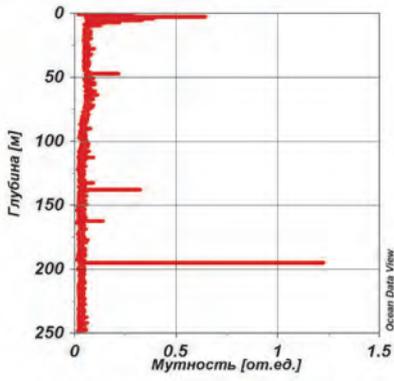


Станция st16

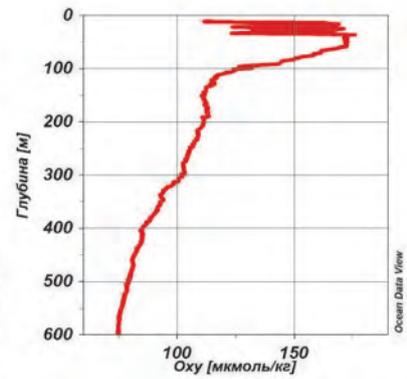
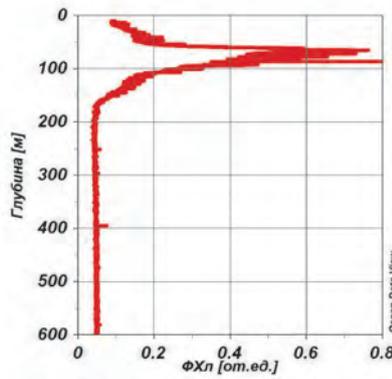
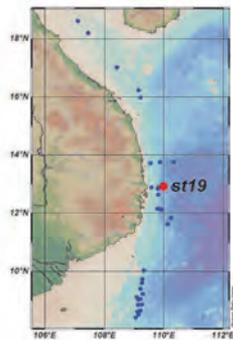
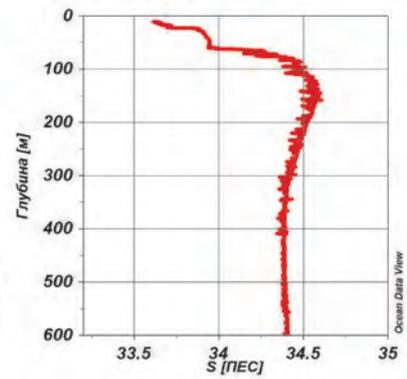
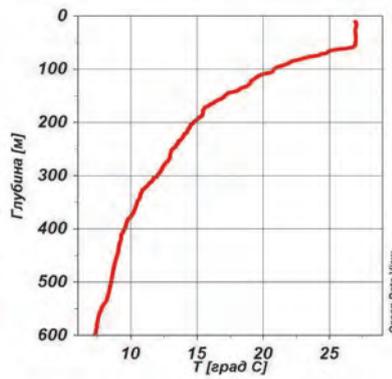
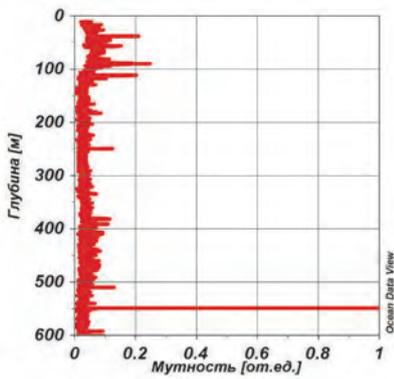


Станция st17

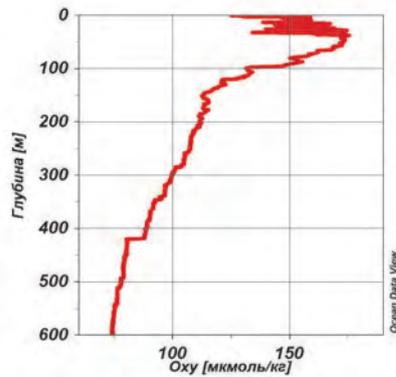
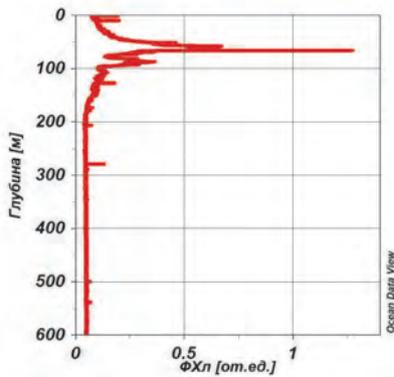
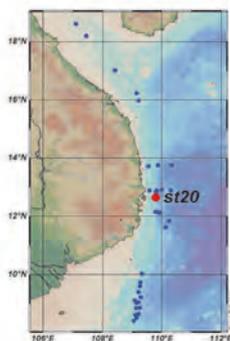
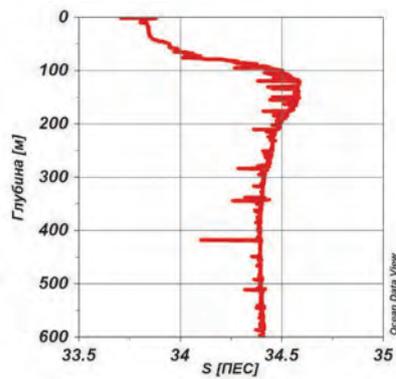
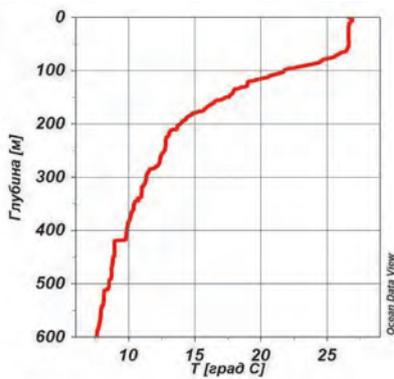
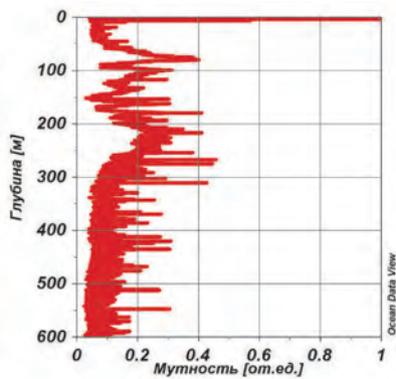
ПРИЛОЖЕНИЯ



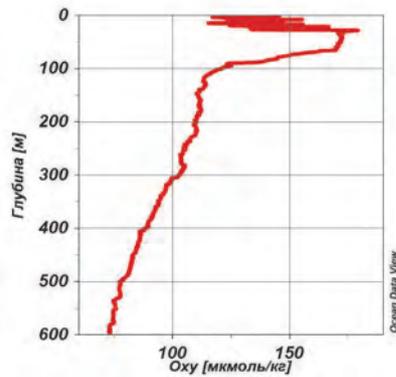
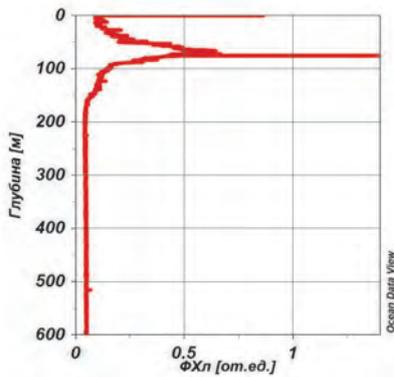
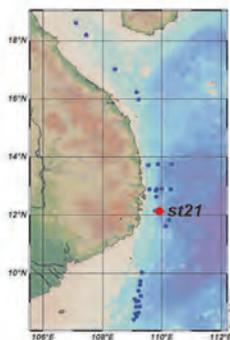
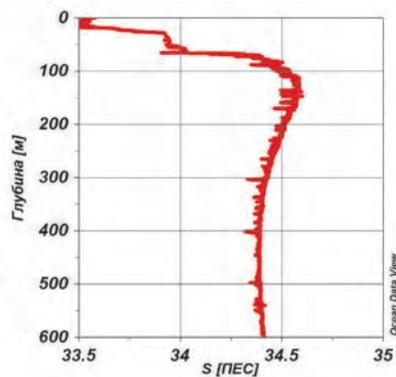
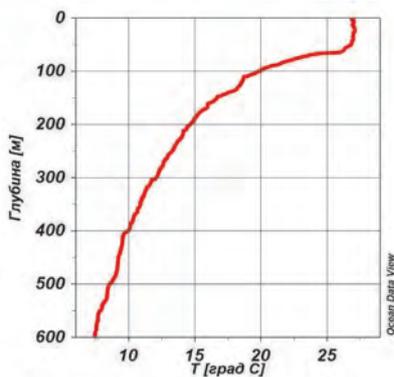
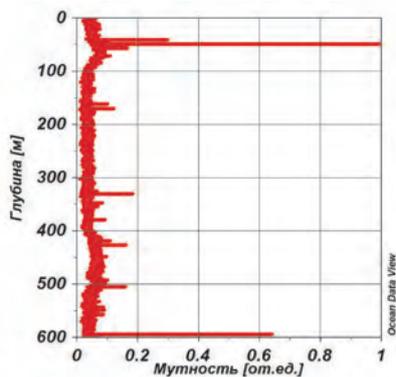
Станция st18



Станция st19

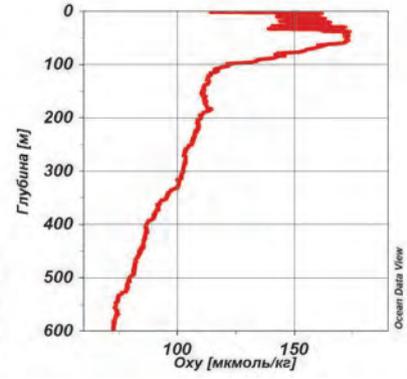
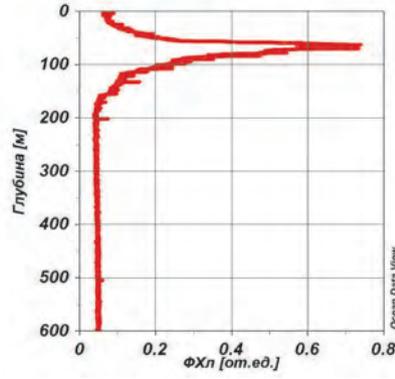
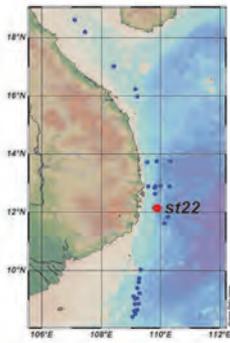
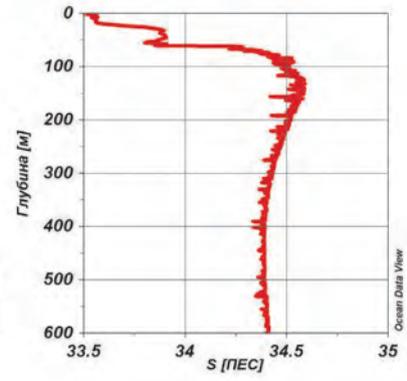
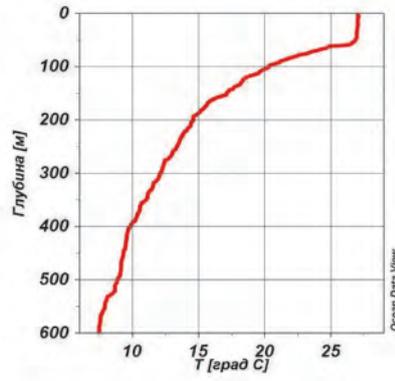
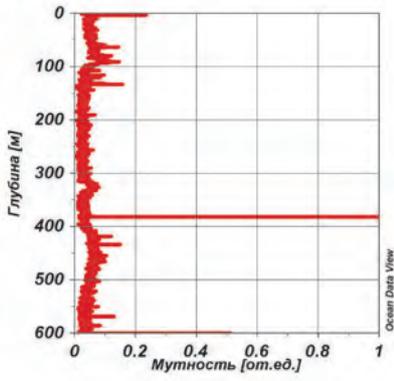


Станция st20

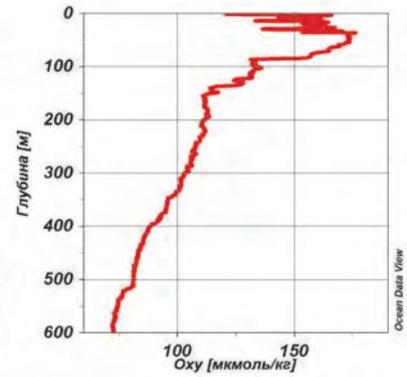
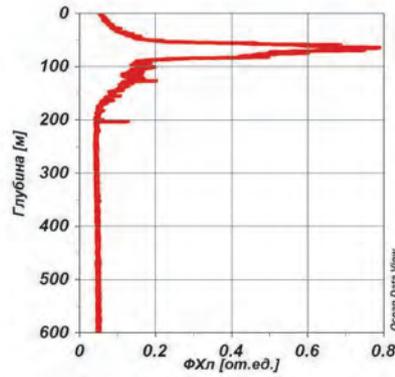
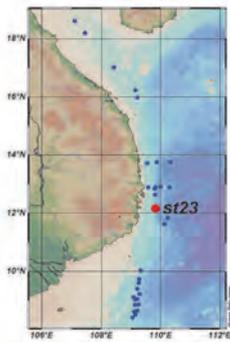
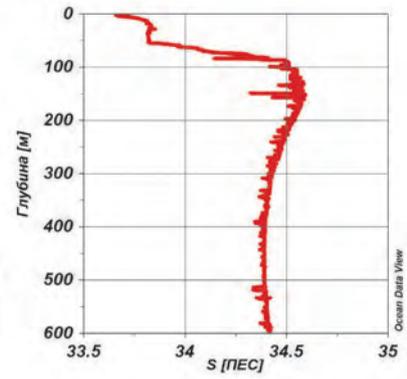
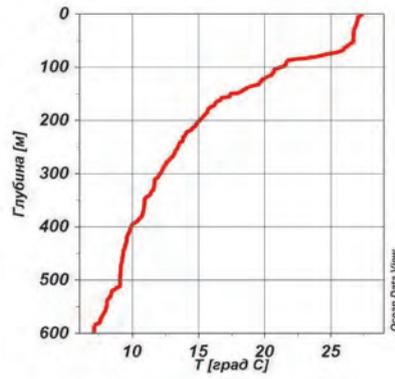
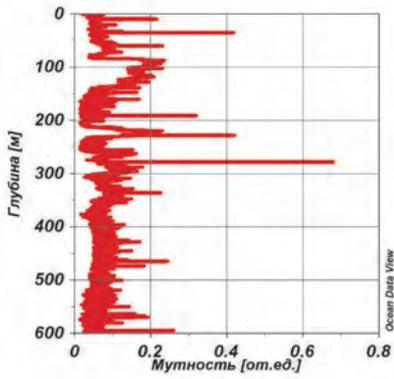


Станция st21

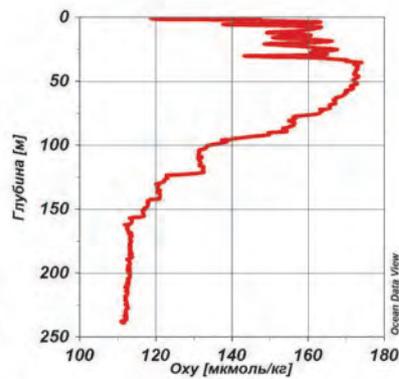
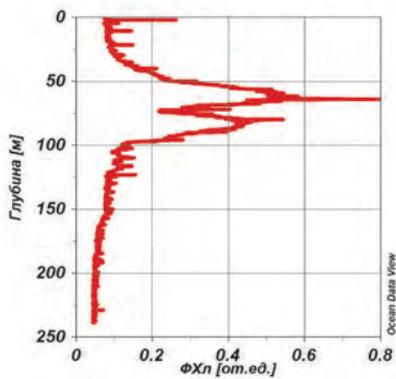
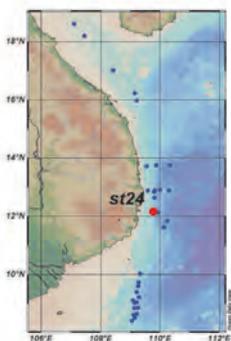
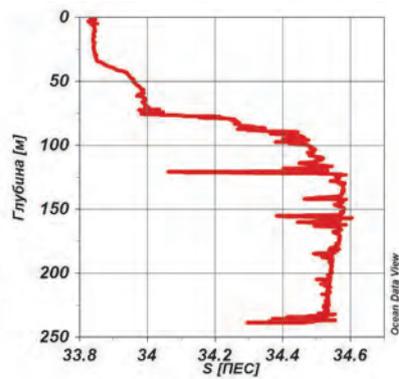
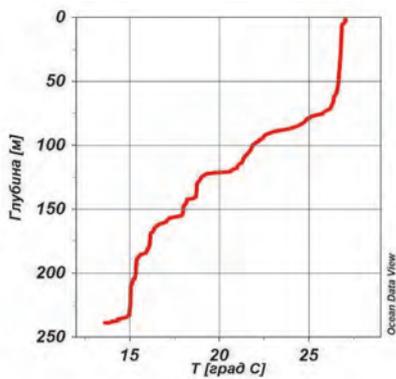
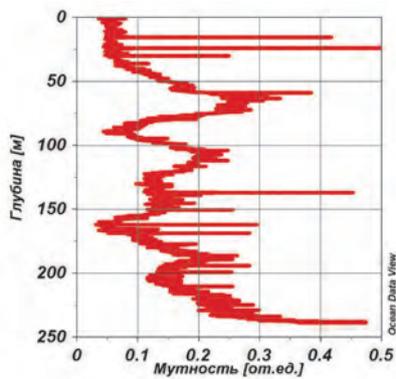
ПРИЛОЖЕНИЯ



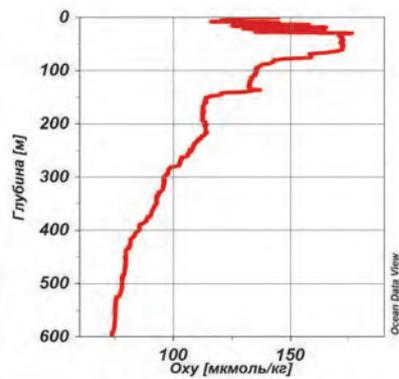
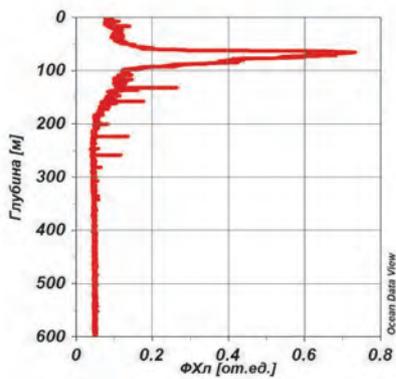
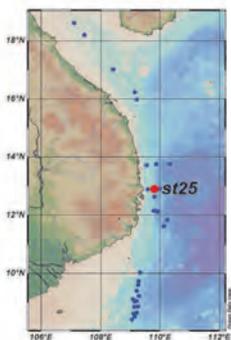
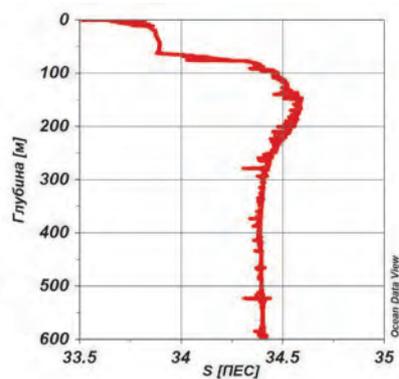
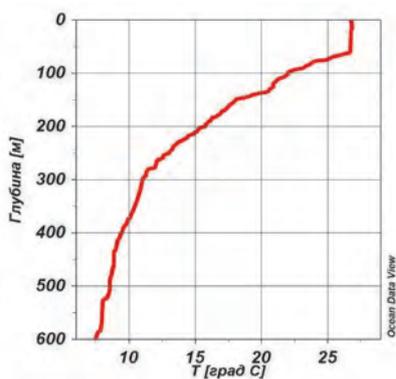
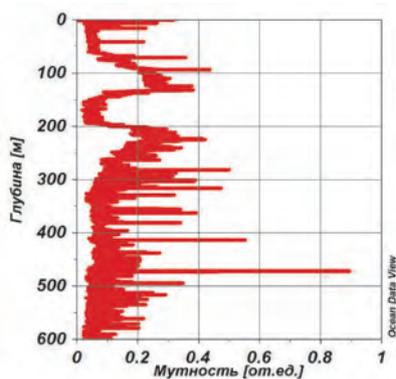
Станция st22



Станция st23

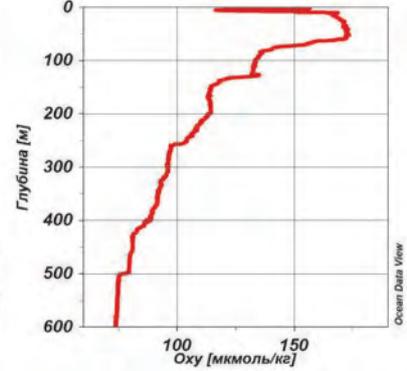
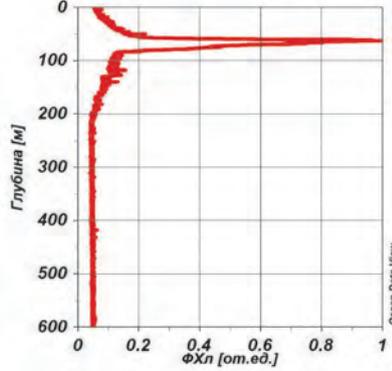
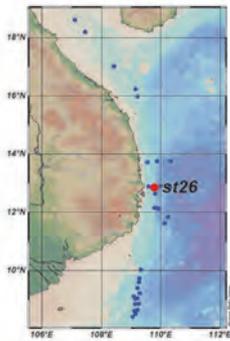
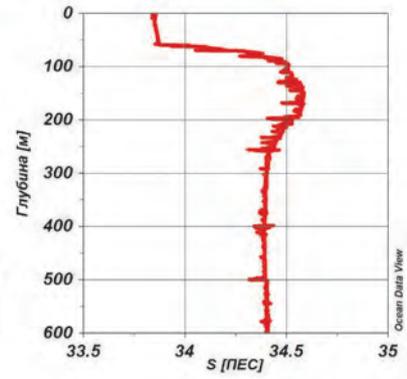
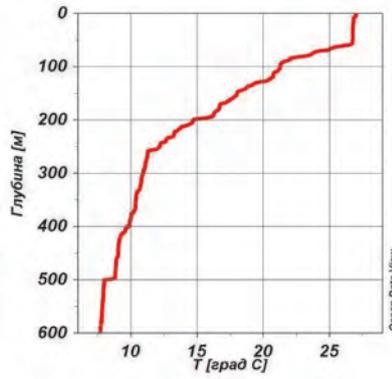
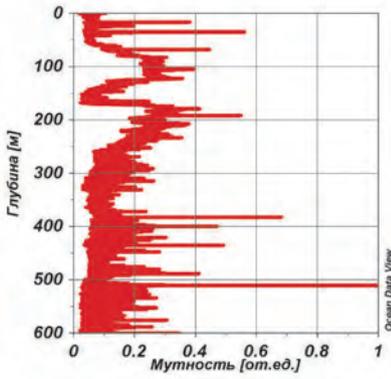


Станция st24

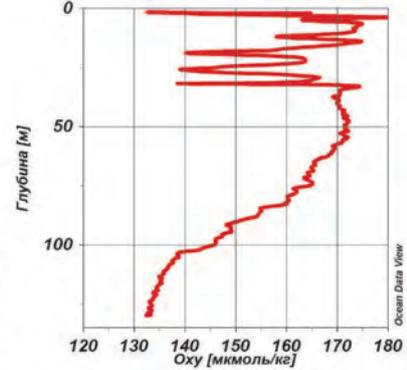
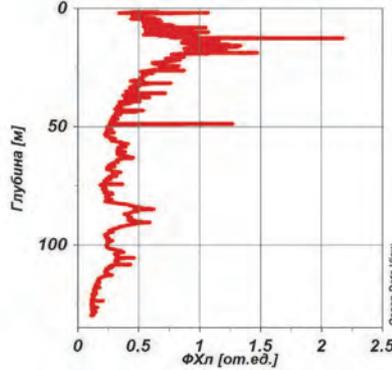
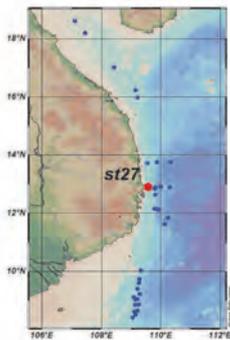
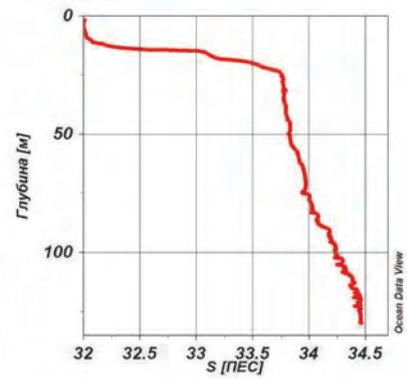
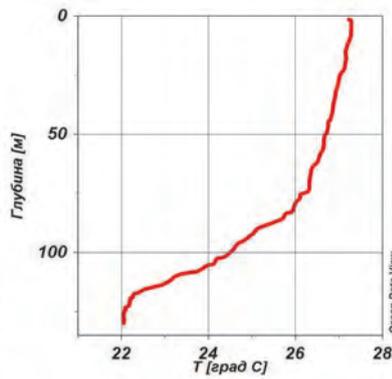
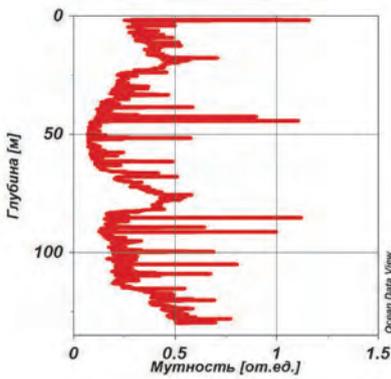


Станция st25

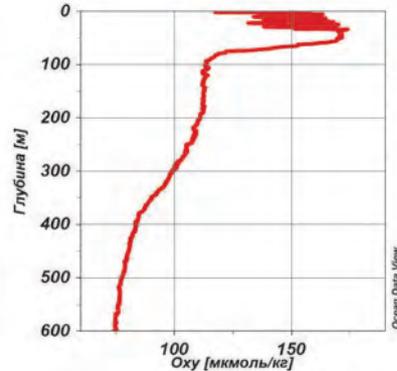
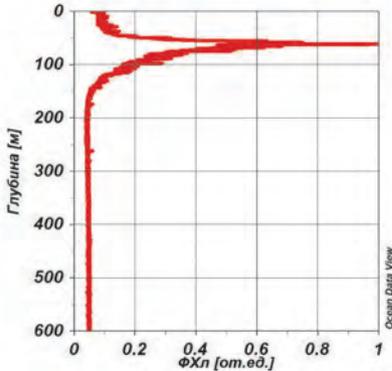
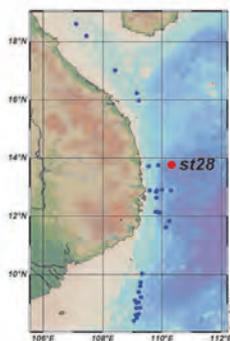
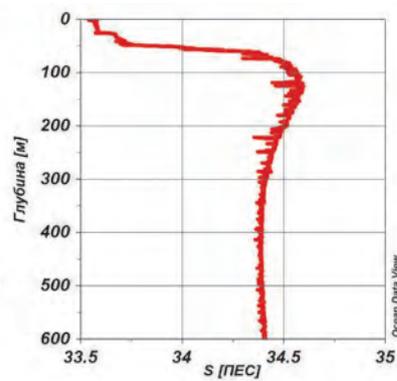
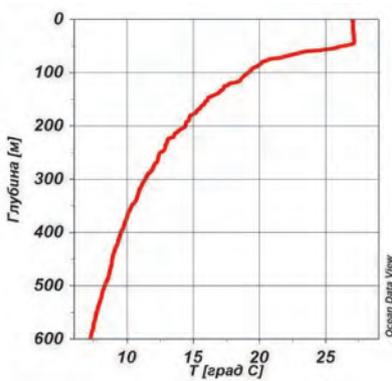
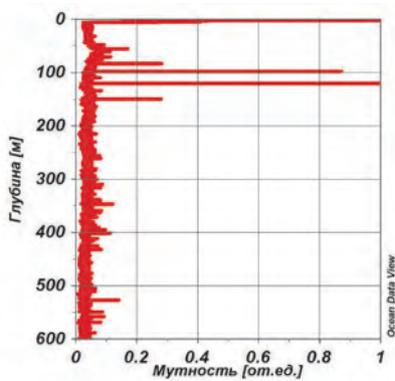
ПРИЛОЖЕНИЯ



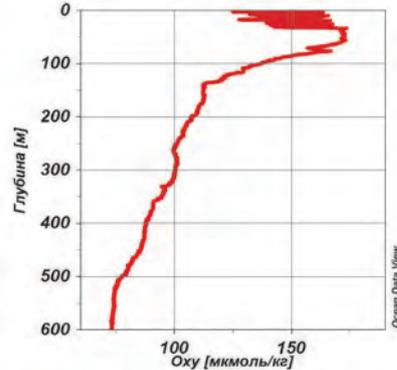
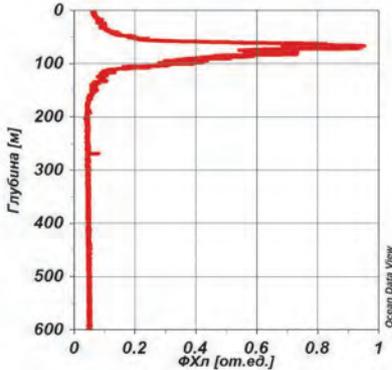
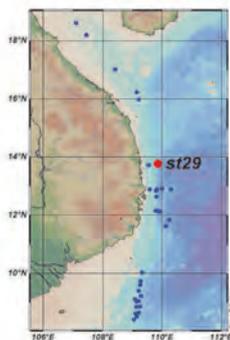
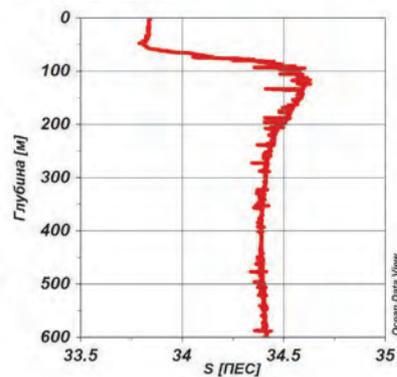
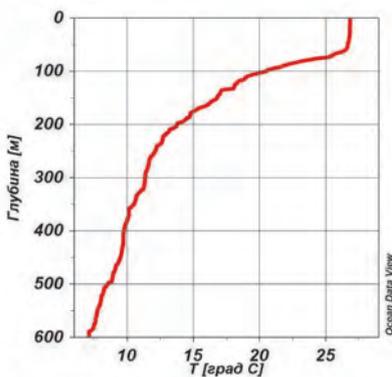
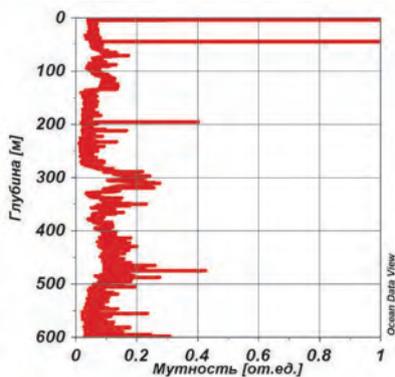
Станция st26



Станция st27

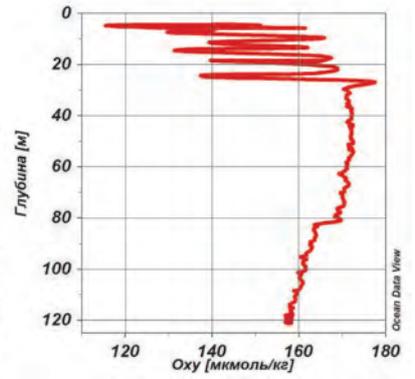
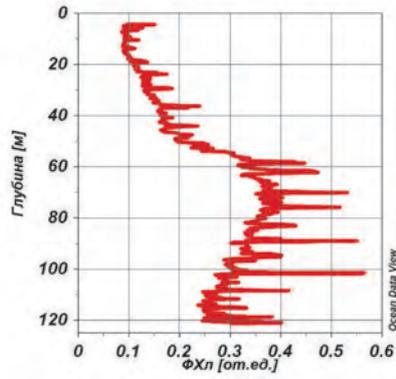
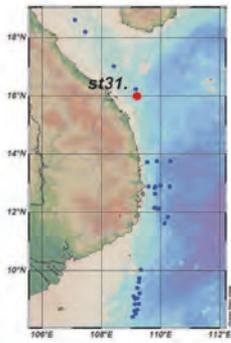
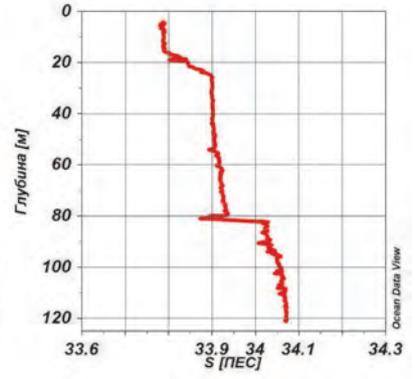
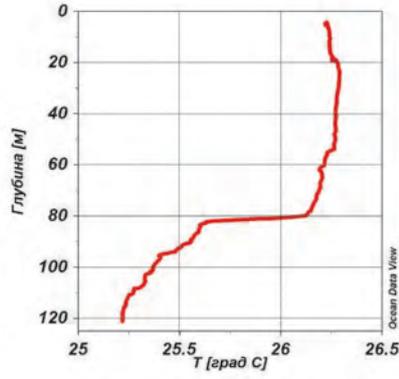
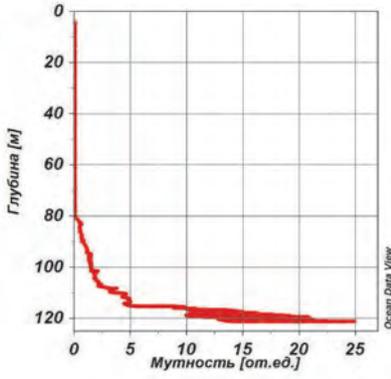


Станция st28

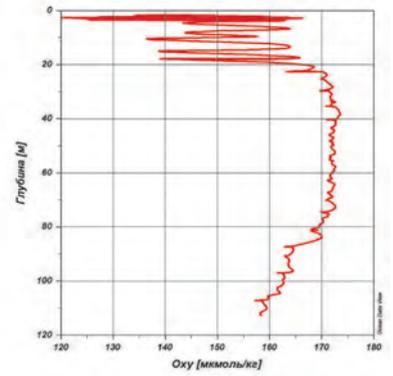
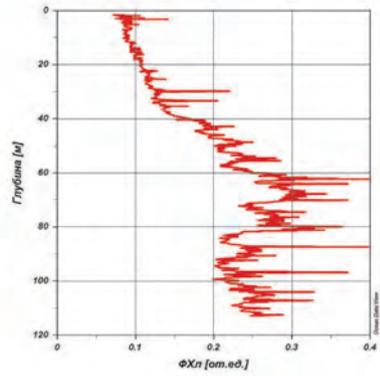
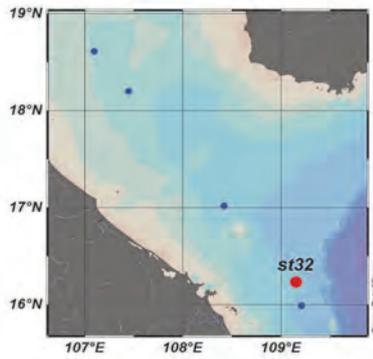
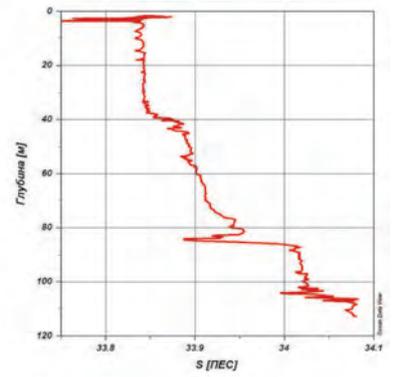
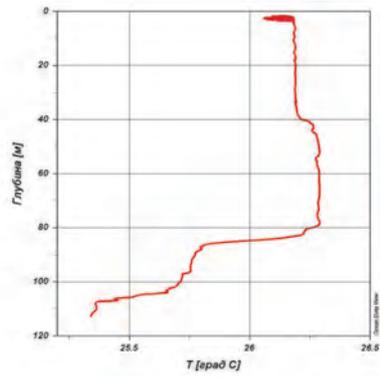
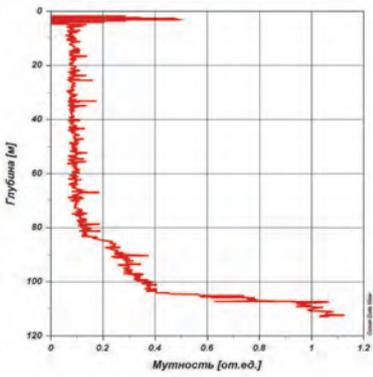


Станция st29

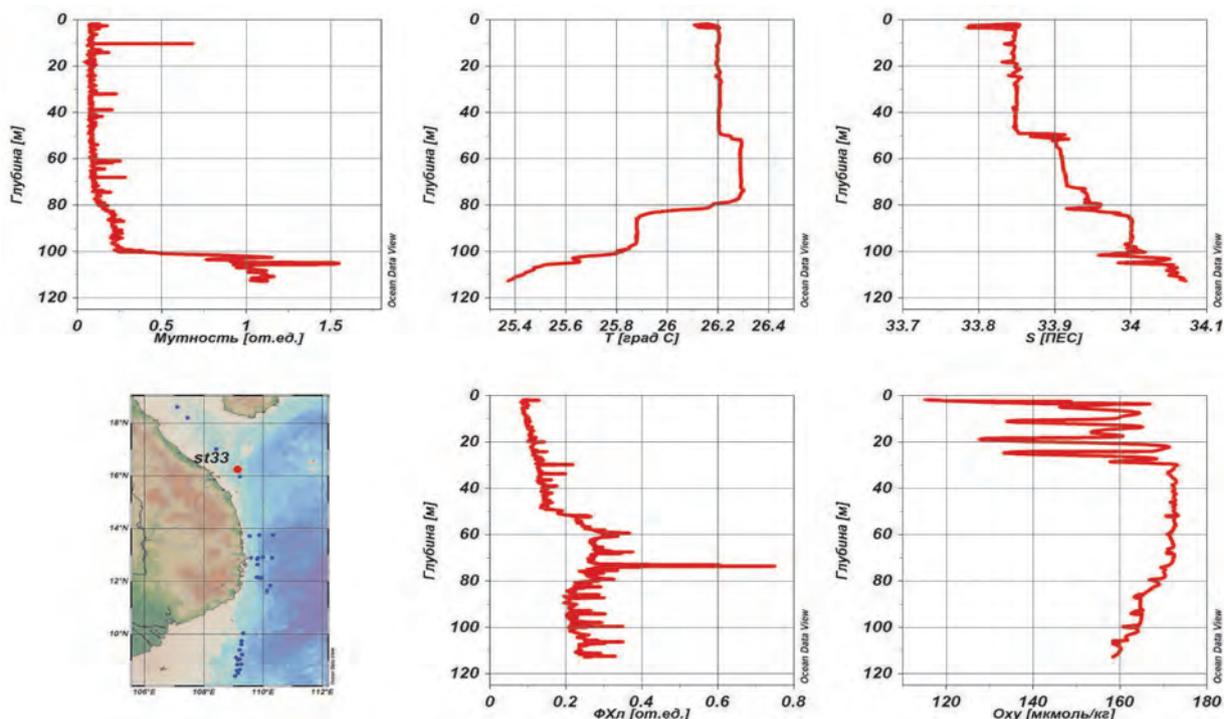
ПРИЛОЖЕНИЯ



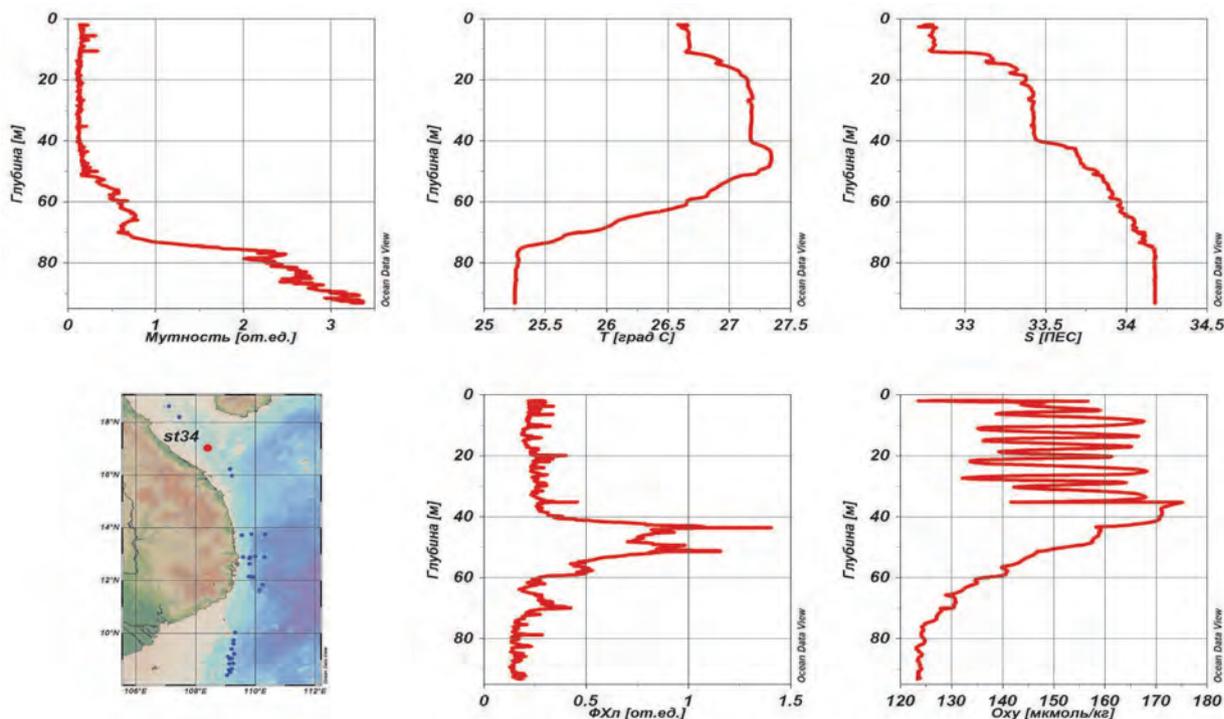
Станция st31



Станция st32



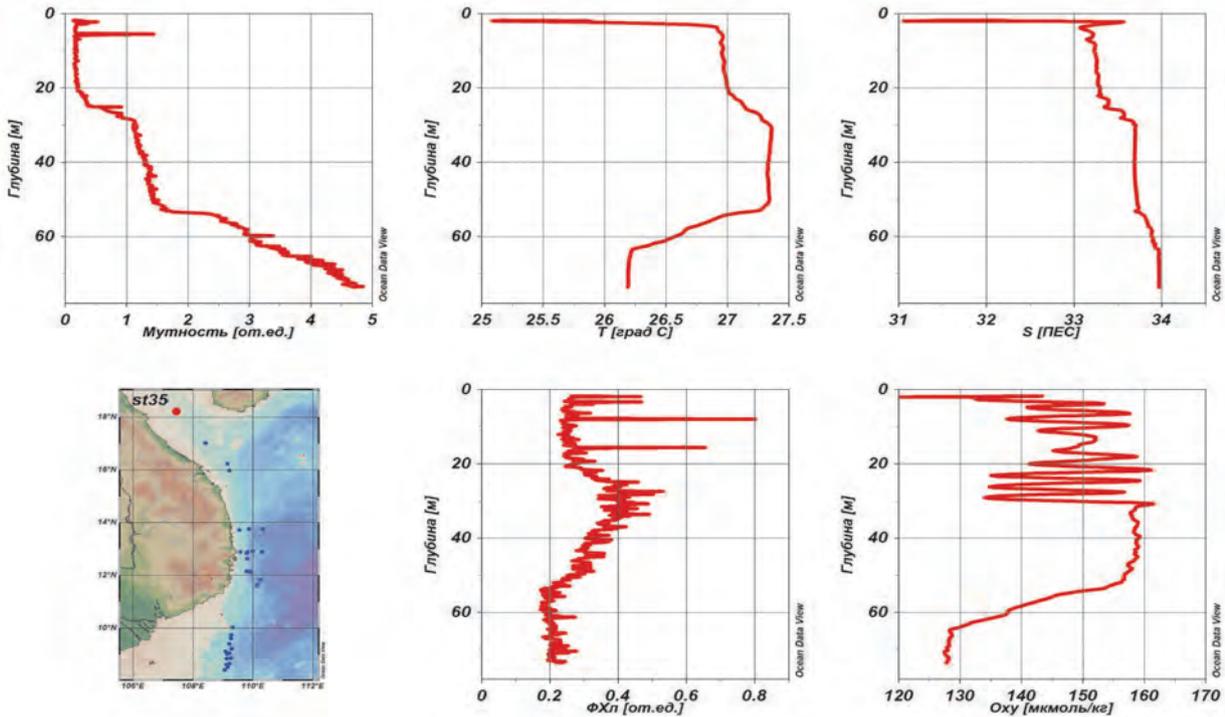
Станция st33



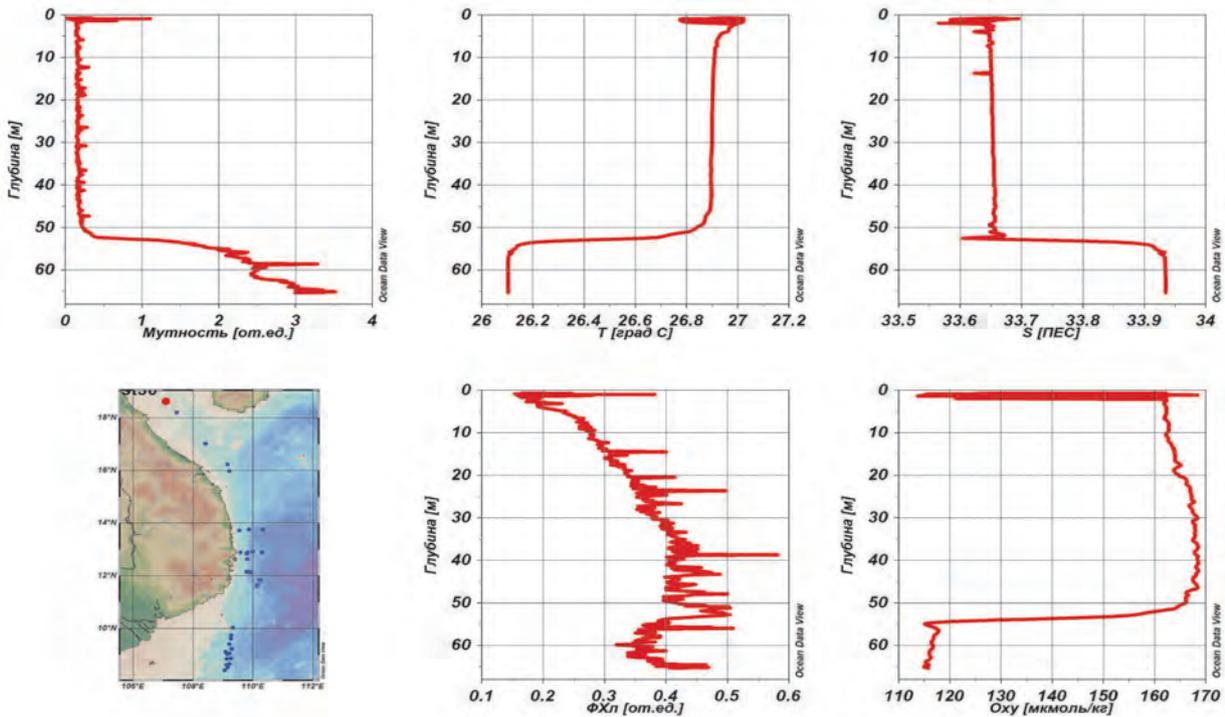
Станция st34

\* В приложении даны глубинные и вертикальные профили распределения гидрологических и гидрооптических характеристик морской воды, выполненные с помощью гидрологического комплекса SBE-911: Т – температура, S – соленость, Ох<sub>у</sub> – концентрация растворенного кислорода, Ф<sub>хл</sub> – флуоресценция хлорофилла-а, мутность, а также представлены данные пространственного распределения температуры, солености с проточной системы, организованной на судне, в которую вода поступала с глубины 4–5 м из штатной внутренней водозаборной системы по ходу движения судна.

ПРИЛОЖЕНИЯ



Станция st35



Станция 36

Начальник гидрологического отряда – Воронин А.А.

Обработка полученных в экспедиции гидрологических и гидрооптических данных выполнена специалистами ТОИ ДВО РАН: STD данные – к.т.н. Лазарюк А.Ю.; STD данные с оптическими датчиками, данные с проточной системы – Липинская Н.А.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 8

### Список участников экспедиции 88 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев»

Ф.И.О.	Должность	Место работы
Шакиров Ренат Белалович	Нач. эксп., зам. директора	ТОИ ДВО РАН
Обжиров Анатолий Иванович	Зам. нач. эксп., гл.н.с.	ТОИ ДВО РАН
Валитов Максим Георгиевич	Зам. нач. эксп., зав. лаб.	ТОИ ДВО РАН
Ли Наталья Сергеевна	Уч. секретарь, н.с.	ТОИ ДВО РАН
Стороженко Андрей Викторович	Нач. гидроакустического отр., н.с.	ТОИ ДВО РАН
Прошкина Зоя Николаевна	Нач. геофизического отр., н.с.	ТОИ ДВО РАН
Съедин Владимир Тимофеевич	Нач. геологического отр., с.н.с.	ТОИ ДВО РАН
Телегин Юрий Александрович	Нач. газогеохимического отр., н.с.	ТОИ ДВО РАН
Еськова Алена Игоревна	Нач. микробиологического отр., н.с.	ТОИ ДВО РАН
Воронин Александр Андреевич	Нач. гидрологического отр., зав. сект.	ТОИ ДВО РАН
Плетнев Сергей Павлович	Ведущий научный сотрудник	ТОИ ДВО РАН
Буланов Алексей Владимирович	Старший научный сотрудник	ТОИ ДВО РАН
Иванов Максим Владимирович	Научный сотрудник	ТОИ ДВО РАН
Калгин Владислав Юрьевич	Старший инженер	ТОИ ДВО РАН
Легкодимов Алексей Александрович	Младший научный сотрудник	ТОИ ДВО РАН
Липинская Надежда Александровна	Старший инженер	ТОИ ДВО РАН
Бовсун Мария Александровна	Инженер, аспирант ДВФУ	ТОИ ДВО РАН
Окулов Алексей Константинович	Научный сотрудник	ТОИ ДВО РАН
Швалов Дмитрий Александрович	Старший инженер	ТОИ ДВО РАН
Лифанский Евгений Владимирович	Ведущий инженер	ТОИ ДВО РАН
Максеев Даниил Сергеевич	Старший инженер	ТОИ ДВО РАН
Колпащикова Татьяна Николаевна	Вед. инженер-программист	ТОИ ДВО РАН
Цовбун Николай Моисеевич	Вед. инженер-электроник	ТОИ ДВО РАН
Крамчанин Константин Юрьевич	Младший научный сотрудник	ТОИ ДВО РАН
Нгуен Чун Тхань (Nguyen Trung Thanh)	Руководитель группы	ИМГГ ВАНТ
Ле Дык Ань (Le Duc Anh)	Научный сотрудник	ИМГГ ВАНТ
Нгуен Нгок Тиен (Nguyen Ngoc Tien)	Научный сотрудник	ИМГГ ВАНТ
Нгуен Ким Зунг (Nguyen Kim Dung)	Научный сотрудник	ИМГГ ВАНТ
Ле Дык Льюнг (Le Duc Luong)	Научный сотрудник	ИГН ВАНТ
Зан Минь Туан (Dang Minh Tuan)	Научный сотрудник	ИГН ВАНТ
Зунг Хоаи Нен (Dang Hoai Nhon)	Научный сотрудник	ИМРОС ВАНТ
Нгуен Ху Хаи (Nguyen Huu Hai)	Научный сотрудник	ИО ВАНТ
Зьон Чонг Ния (Duong Trong Nghia)	Научный сотрудник	ЦПИМР МПР СРВ
Чонг Ван Тан (Truong Van Tan)	Научный сотрудник	ЦММОС СРВ

**Список сотрудников ТОИ ДВО РАН,  
участвовавших в полевых работах Совместной Российско-Вьетнамской  
лаборатории по морским наукам и технологиям за период 2010–2020 гг.**

Ф.И.О.	Должность	Место работы
Шакиров Ренат Белалович	д.г.-м.н., зам. директора, зав. лаб.	ТОИ ДВО РАН
Обжиров Анатолий Иванович	д.г.-м.н., глав. научный сотрудник	ТОИ ДВО РАН
Валитов Максим Георгиевич	к.г.-м.н., зав. лаб.	ТОИ ДВО РАН
Телегин Юрий Александрович	к.г.-м.н., н.с.	ТОИ ДВО РАН
Легкодимов Алексей Александрович	младший научный сотрудник	ТОИ ДВО РАН
Шкабарня Григорий Николаевич	к.т.н., зав. лаб.	ТОИ ДВО РАН
Жуковин Александр Юрьевич	научный сотрудник	ТОИ ДВО РАН
Дмитриев Иван Викторович	к.т.н., старший научный сотрудник	ТОИ ДВО РАН
Никифоров Валериан Митрофанович	к.г.-м.н., зав. лаб.	ТОИ ДВО РАН
Югай Иосиф Георгиевич	вед. инженер	ТОИ ДВО РАН
Мальцева Елена Валерьевна	к.г.-м.н., ст. научный сотрудник	ТОИ ДВО РАН
Холмогоров Андрей Олегович	аспирант, старший инженер	ТОИ ДВО РАН
Сырбу Надежда Сергеевна	к.г.-м.н., зав. лаб.	ТОИ ДВО РАН
Якимов Тимур Сергеевич	аспирант, м.н.с.	ТОИ ДВО РАН

ТОИ ДВО РАН – Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва Дальневосточного отделения Российской академии наук, 690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43.

ДВФУ – Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования «Дальневосточный федеральный университет», 690922, Россия, Приморский край, о. Русский, п. Аякс 10.

ИМГГ ВАНТ – Институт морской геологии и геофизики Вьетнамской академии наук и технологий – Institute of Marine Geology and Geophysics (IMGG), Vietnam, Ha Noi, 18-Hoang Quoc Viet street.

ИГН ВАНТ – Институт геологических наук Вьетнамской академии наук и технологий – Institute of Geological Sciences, Vietnam, Hanoi, Dong Da, 84 Chua Lang.

ИМРОС ВАНТ – Институт морских ресурсов и окружающей среды Вьетнамской академии наук и технологий – Institute of Marine Environment and Resources, Vietnam, Hai Phong, Ngo Quyen District, Cau Tre Quarter, № 246 Da Nang Street.

ИО ВАНТ – Институт океанографии Вьетнамской академии наук и технологий – Institute of Oceanography, Vietnam, Khanh Hoa, Nha Trang, 01 Cau Da.

ЦПИМР МПР СРВ – Центр планирования и исследования морских ресурсов (Министерство природных ресурсов и окружающей среды СРВ) – Center for plan and survey of marine resources (MONRE), Vietnam, Ha Noi, Nam Tu Liem, My Dinh, 10 Ton That Thuyet.

ЦММОС СРВ – Центр мониторинга морской окружающей среды (ВМС Вьетнама) – Center for marine environment monitoring (Vietnamese Navy) – Vietnam, Hai Phong.

*Научное издание*

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ  
И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ  
И ПРИЛЕГАЮЩЕГО КОНТИНЕНТА**

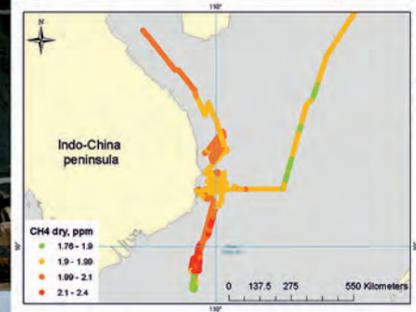
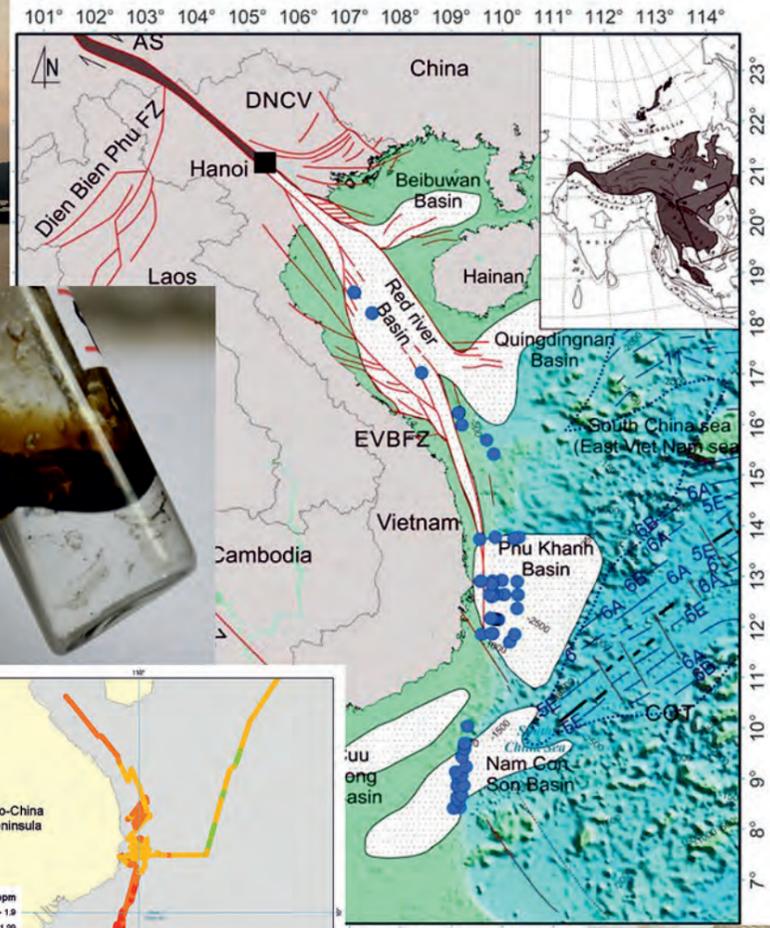
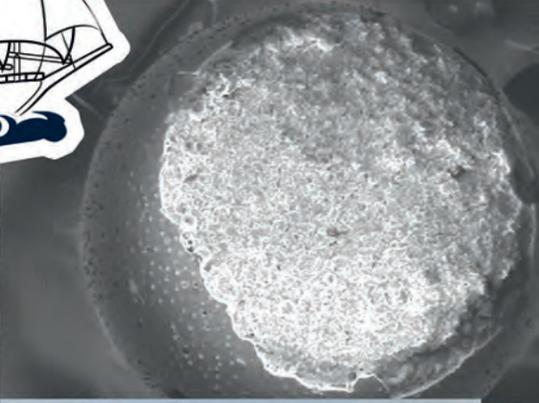
(по результатам 88 рейса  
НИС «Академик М.А. Лаврентьев»  
и береговых экспедиций 2010–2020)

Редактор издательства *Т.А. Садчикова*

Подписано к печати 20.12.2021  
Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>8</sub>. Бумага офсетная.  
Печать офсетная. Уч. изд. л. 52,0  
Тираж 450 экз.

ООО «Издательство ГЕОС»  
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, к. 332  
Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91  
e-mail: geos-books@yandex.ru  
www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ОАО «Альянс «Югполиграфиздат»»  
400001, г. Волгоград, ул. КИМ, д. 6



МИНИСТЕРСТВО  
ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И  
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ  
№ 2510/QĐ-BTNMT

СОЦИАЛИСТИЧЕСКАЯ РЕСПУБЛИКА  
ВЬЕТНАМ  
Независимость – Свобода – Счастье

Ханой, 3 октября 2019 года

**РЕШЕНИЕ**

О выдаче разрешения на проведение научно-исследовательских работ  
в морской акватории Вьетнама

МИНИСТР ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ



**VIỆN ĐỊA CHẤT VÀ ĐỊA VẬT LÝ BIỂN**  
**INSTITUTE OF MARINE GEOLOGY AND GEOPHYSICS**

