

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

2020
82

РЕГИОНАЛЬНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

REGIONAL
GEOLOGY
and METALLOGENY

Основан в 1993 году

Учредитель — Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)



№ 82/2020

Главные редакторы

А. Ф. МОРОЗОВ

О. В. ПЕТРОВ

Editors-in-Chief

Andrey MOROZOV

Oleg PETROV

Регистрационное свидетельство № П 0305 от 10.03.1993 (Перерегистрация ПИ № ФС 77-29340 от 24 августа 2007 г.)

Главные редакторы:

Морозов А.Ф., канд. геол.-минерал. наук
Петров О.В., чл.-корр. РАН

Editors-in-Chief:

Morozov A.F., PhD
Petrov O.V., Corr. Member of RAS

Заместители главного редактора:

Жамойда А.И., чл.-корр. РАН
Толмачева Т.Ю., д-р геол.-минерал. наук

Deputies Editors-in-Chief:

Zhamoyda A.I., Corr. Member of RAS
Tolmacheva T.Yu., D.Sc.

Члены редколлегии:

Бискэ Г.С., д-р геол.-минерал. наук (СПбГУ)
Бортников Н.С., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ИГЕМ РАН)
Вялов В.И., д-р геол.-минерал. наук (МГУ)
Егоров А.С., д-р геол.-минерал. наук (СПГУ)
Ермилова О.К. (ВГБ)
Жарков А.М., д-р геол.-минерал. наук (ВНИГРИ)
Кашубин С.Н., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Котов А.Б., д-р геол.-минерал. наук (ИГГД РАН)
Ларичев А.И., канд. геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Миронов Ю.Б., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Молчанов А.В., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Ошуркова М.В., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Проскурнин В.Ф., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Рундквист Д.В., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ГТМ РАН)
Сысоев А.П., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Ханчук А.И., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ДВГИ ДВО РАН)
Худолей А.К., д-р геол.-минерал. наук (СПбГУ)
Зельтманн Р., д-р геол.-минерал. наук (Музей естествознания, Лондон)

Editorial board:

Biske G.S., D.Sc. (SPbU)
Bortnikov N.S., Academician of RAS, D.Sc. (IGEM RAS)
Vyalov V.I., D.Sc. (MSU)
Egorov A.S., D.Sc. (SPMU)
Ermilova O.K. (RGL)
Zharkov A.M., D.Sc. (VNIGRI)
Kashubin S.N., D.Sc. (VSEGEI)
Kotov A.B., D.Sc. (IPGG RAS)
Larichev A.I., PhD (VSEGEI)
Mironov Yu.B., D.Sc. (VSEGEI)
Molchanov A.V., D.Sc. (VSEGEI)
Oshurkova M.V., D.Sc. (VSEGEI)
Proskurnin V.F., D.Sc. (VSEGEI)
Rundkvist D.V., Academician of RAS, D.Sc. (SGM RAS)
Sysoev A.P., D.Sc. (VSEGEI)
Khanchuk A.I., Academician of RAS, D.Sc. (FEGI FEB RAS)
Khudoley A.K., D.Sc. (SPbU)
Seltmann R., D.Sc. (Natural History Museum, London)

Журнал включен в национальную библиографическую базу данных «Российский индекс научного цитирования» (РИНЦ) и перечень Высшей аттестационной комиссии (ВАК) по специальности 25.00.00 – науки о Земле.

Адрес электронной версии журнала:

на русском языке: http://www.vsegei.ru/ru/public/reggeology_met/content
на английском языке (аннотации): <http://www.vsegei.ru/en/rgm/content/index.php>

Перепечатка материалов возможна только с письменного разрешения учредителя журнала.

Редакция: *О. Н. Алексеева, Л. В. Набиева, С. В. Щербакова*

Подписано в печать 23.06.2020. Печ. л. 15. Уч.-изд. л. 16,62. Формат 60×84/8. Тираж 300 экз. Заказ № 80000605

Адрес издательства

ВСЕГЕИ. Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.
Журнал «Региональная геология и металлогения».
Тел. (812) 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24)
E-mail: izdatel@vsegei.ru

Отпечатано

на Картографической фабрике ВСЕГЕИ. Средний пр., 72,
Санкт-Петербург, 199178, Россия
Тел. (812) 328-91-90, факс 321-81-53
www.kf-vsegei.ru

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

- Т. Н. Богданова*
Раннемеловые Astartoidea и Crassatelloidea (Bivalvia)
Центральной Азии. Раннемеловые Crassatelloidea
и Astartoidea юго-востока Туркменистана
- Д. В. Назаров, О. А. Никольская, А. С. Гладышева,
И. В. Жигмановский, М. В. Ручкин, А. В. Меркульев*
Плейстоценовые морские толщи
бассейна нижнего Енисея: ОСЛ-возраст,
фациальная и палеонтологическая характеристики
- П. В. Рекант, О. В. Петров, Д. В. Прищепенко*
Формирование складчато-надвиговой структуры
южной части шельфа Восточно-Сибирского моря
по результатам структурного анализа
сейсмических материалов
- Е. А. Данилова*
Присдвиговые цветковые структуры
юго-запада Оренбургской области
- М. Д. Сидоров, А. В. Разумный, Е. П. Исаева*
Модель земной коры и тектоническое районирование
переходной зоны континент – океан
Чукотско-Корякско-Камчатского сектора
Тихоокеанского складчатого пояса

В. А. Виноградов
О возрастном и структурном соотношениях
базитов и гранитов интрузива возвышенности
Тулай-Кирыка на Юго-Восточном Таймыре

В. Ф. Прокурнин, М. В. Наумов
Дополнение к статье В. А. Виноградова
«О возрастном и структурном соотношениях
базитов и гранитов интрузива возвышенности
Тулай-Кирыка на Юго-Восточном Таймыре»

М. Р. Жураев
Методические рекомендации
по выявлению перспективных площадей
распространения сероводородных вод

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

А. А. Байрамов
Золото-сульфидная вкрапленная
минерализация месторождения Гадир
(Малый Кавказ, Азербайджан)

75-ЛЕТИЮ ПОБЕДЫ
ПОСВЯЩАЕТСЯ

Л. И. Красный
Свет и тени прошедших лет

REGIONAL GEOLOGY

- 5 *T. N. Bogdanova*
Early Cretaceous Astartoidea and Crassatelloidea (Bivalvia)
of Central Asia. Early Cretaceous Crassatelloidea and
Astartoidea of southeastern Turkmenistan
- 16 *D. V. Nazarov, O. A. Nikolskaia, A. S. Gladysheva,
I. V. Zhigmanovskiy, M. V. Ruchkin, A. V. Merkuljev*
Pleistocene marine formations
of the lower Yenisei basin, Arctic Russia: OSL age,
facial and paleontological characteristics
- 35 *P. V. Rekant, O. V. Petrov, D. V. Prishchepenko*
The history of the formation
of southern East-Siberian sea shelf
thrust-and-fold zone. Results of the comprehensive
seismic and geological data interpretation
- 60 *E. A. Danilova*
Near-fault flower-shaped structures
in the southwestern Orenburg Region
- 69 *M. D. Sidorov, A. V. Razumny, E. P. Isaeva*
Crustal model and tectonic zoning
of the continent-ocean transition zone
in the Chukchi-Koryak-Kamchatka sector
of the Pacific Fold Belt
- 83 *V. A. Vinogradov*
Basite and granite age and structural relationships
in the intrusion
of the Tulai-Kiryak Rise, Southeast Taimyr
- 88 *V. F. Proskurnin, M. V. Naumov*
Addition to the article by V. A. Vinogradov
“Basite and granite age and structural relationships
in the intrusion
of the Tulai-Kiryak Rise, Southeast Taimyr”

91 *M. R. Zhuraev*
Methodological guidelines
for identifying areas promising
for hydrogen sulfide water

METALLOGENY

103 *A. A. Bayramov*
Gold-sulphide disseminated
mineralization of the Gadir deposit
(Lesser Caucasus, Azerbaijan)

DEDICATED TO THE 75th ANNIVERSARY
OF VICTORY

113 *L. I. Krasnyy*
Light and shadows of past years

Ю. М. Шувалов 115 Yu. M. Shuvalov
Ветераны о войне Veterans about the War

ЮБИЛЕИ ANNIVERSARIES

Андрей Федорович Морозов 116 Andrey Fedorovich Morozov

НЕКРОЛОГИ OBITUARIES

Памяти Бориса Александровича Яцкевича 118 In memory of Boris A. Yatskevich

Памяти Сергея Павловича Шокальского 119 In memory of Sergey P. Shokalsky

Раннемеловые Astartoidea и Crassatelloidea (Bivalvia) Центральной Азии

Раннемеловые Crassatelloidea и Astartoidea юго-востока Туркменистана

В статье приведено описание двустворок из нижнемеловых отложений Гаурдак-Кугитангского района (юго-западные отроги Гиссарского хребта) восточной части Туркменистана: трех видов рода *Crassatella*, одного вида рода *Astarte* и одного вида рода *Eriphyla*.

Ключевые слова: мел, двустворки, *Astarte*, *Crassatella*, Гаурдак-Кугитангский район.

T. N. BOGDANOVA (VSEGEI)

Early Cretaceous Astartoidea and Crassatelloidea (Bivalvia) of Central Asia

Early Cretaceous Crassatelloidea and Astartoidea of southeastern Turkmenistan

Three species of the genus *Crassatella*, one species of the genus *Astarte* and one species of the genus *Eriphyla* from Lower Cretaceous deposits of the Gaurdak-Kugitang District (southwestern spurs of the Gissar Ridge), eastern Turkmenistan, have been described.

Keywords: Cretaceous, bivalves, *Astarte*, *Crassatella*, Gaurdak-Kugitang District.

Для цитирования: Богданова Т. Н. Раннемеловые Astartoidea и Crassatelloidea (Bivalvia) Центральной Азии. Раннемеловые Crassatelloidea и Astartoidea юго-востока Туркменистана // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 82. — С. 5–15.

В Гаурдак-Кугитангском районе Восточной Туркмении было изучено восемь разрезов (рис. 1) морских отложений нижнего мела в интервале верхний баррем — низы сеномана. Среди большого количества остатков двустворчатых моллюсков часто встречаются раковины крассателлид и астартид (первые преобладают).

Впервые астартиды и крассателлиды из меловых отложений этого района были изучены Л. В. Романовской в 1935 г. (коллекция № 10971, ЦНИГР музей им. Ф. Н. Чернышёва, Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ). Ею были выделены три новых вида — *Astarte babatagensis*, *A. simakovi* и *Crassatella schirabadica* и два экземпляра в открытой номенклатуре — *Astarte* sp. и *Crassatella* sp. Экземпляры этих астартид были изучены автором статьи. Два ее новых вида *simakovi* и *schirabadica* принадлежат роду *Crassatella* и, скорее всего, представляют один вид *C. guerangeri* (см. табл. 2, фиг. 1). К этому виду, вероятно всего, относятся и *Crassatella* sp. Форма, описанная как *Astarte* sp., включена в данной статье в вид *C. pseudoelongata* (d'Orb.). Что касается вида *Crassatella «babatagensis»*, то он представлен одним экземпляром неудовлетворительной сохранности (см. табл. 1, фиг. 16): многие признаки, по которым можно было бы выделить новый вид, на нем не сохранились.

Позднее Е. Г. Винокурова [3] опубликовала из меловых отложений Узбекистана (Юго-Западные

отроги Гиссарского хребта) два новых вида рода *Crassatella*: *C. acrobatensis* (с. 221, табл. 2, фиг. 1–7) и *C. aksuensis* (с. 220, табл. 11, фиг. 1, 3). Первый вид по всем признакам является младшим синонимом вида *C. regularis* d'Orbigny, а второй — тождественен виду *C. guerangeri* d'Orbigny.

Наибольшим стратиграфическим значением обладает вид *C. regularis* (d'Orb), который образует скопления в узком стратиграфическом интервале



Рис. 1. Карта-схема расположения изученных разрезов в Гаурдак-Кугитангском районе Туркменистана: а — Туркменистан; б — Гаурдак-Кугитангский район (1 — Кундалинг, 2 — Каттаур, 3 — Габба, 4 — Огулбек, 5 — Кансай, 6 — Бегляр, 7 — Кампрекское устье, 8 — Газдагана)

Ярус	Аптский						Альбский						Сеноманский			
	Нижний	Средний		Верхний		Нижний	Средний		Верхний							
Подъярус																
Зона			P. melchioris	A. nolani	H. jacobii	L. tardifurcata	D. mammillatum	H. dentatus		A. rossicus						
Свита	Кундалянтауская	Лялиманская	Капитрекская	Беглярская	Чаршангинская	Каламазарская	Лучакская			Аккачигайская	Ширабадская					
Виды												Туркменистан	Франция	Швейцария	Англия	Япония
<i>Crassatella regularis</i> d'Orb.				—		—						+	+			
<i>Crassatella pseudoelongata</i> (Lor.)				—		—						+		+		
<i>Crassatella guerangeri</i> d'Orb.				—		—						+	+			
<i>Crassatella striata</i> (J. de C. Sow.)												+			+	+
<i>Astarte subformosa</i> d'Orb.	—	—	—	—	—	—	—	—	—			+				
<i>Opis oglanlensis</i> Krimh.	—	—	—					—	—	—	—	+				

Рис. 2. Стратиграфическое и географическое распространение крассателлид и астартид из нижнемеловых отложений Гаурдак-Кугитангского района Восточного Туркменистана

отложений нижнего альба (зона *Douvilleiceras mammillatum*), представленных темными глинами каламазарской свиты. Редкие экземпляры этого вида встречаются в беглярской свите зоны *Nolani* (верхний апт) и нижней части лучакской свиты (зона *Dentatus*, средний альб). Остальные два вида – *C. pseudoelongata* и *C. guerangeri* – обладают довольно широким стратиграфическим распространением: первый вид встречается в отложениях от зоны *Nolani* верхнего апта по сеноман и второй вид – от зоны *Jacobi* (верхний апт) так же по сеноман, преобладавая в интервале: верхние горизонты среднего альба – сеноман.

Вид *C. pseudoelongata*, по мнению автора статьи, является промежуточным звеном в возрастной цепочке видов *C. oblongata* (Desh.) – валанжин, *C. elongata* (Woods) – апт, *C. pseudoelongata* (Lor.) – альб. Все эти виды можно объединить несколькими морфологическими признаками: вытянутые в длину (в разной степени) очертания раковины, раковина довольно плоская (наибольшая выпуклость на заднем поле) с продольным понижением от макушки к нижнему краю. Ранние виды характеризуются вытянутой раковиной, длина которой сильно превышает высоту: *C. oblongata* – В/Д = 0,52, *C. elongata* В/Д = 0,66, описываемые туркменские экземпляры *C. pseudoelongata* В/Д = 0,63–0,83 (с преобладанием величин от 0,70 до 0,80), при этом соотношение В/Д в примакушечной части раковины этого вида сохраняется около 0,55. Л. В. Романовская также отмечала,

что у раковин, названных ею *A. «babatagensis»*, очертания с возрастом меняются от удлиненных к округлым (у раковины экземпляра № 44/10971 В/Д равно 0,88). Учитывая выше сказанное, экземпляр *A. «babatagensis»*, скорее всего, можно рассматривать как наиболее молодой представитель в названной выше цепочке видов.

Кроме видов рода *Crassatella* в морских меловых отложениях Гаурдак-Кугитангского района найдены довольно многочисленные раковины западнотуркменского вида *Opis oglanlensis* Krimholz. Они в основном неудовлетворительной сохранности и лишены раковинного слоя, но по очертаниям раковины, несомненно, принадлежат к названному виду (описание вида см. в Региональная геология и металлогения, № 81, с. 17).

В целом описанный здесь комплекс двустворок юго-восточной части Туркменистана резко отличается от западнотуркменского прежде всего соотношением количества видов астартид и крассателлид (в восточных разрезах Туркменистана преобладают крассателлиды), а также тем, что является типично тетическим. При этом следует отметить, что вид *C. guerangeri* обнаруживает большое сходство с видами крайних западных – калифорнийских – районов океана Тетис. Только один вид – *Eriphyla striata* – распространен в сеномане Англии и принадлежит к среднеевропейским видам. Такая резкая таксономическая разница западно- и восточнотуркменского комплексов, возможно, объясняется

тем, что Гаурдак-Кугитангский комплекс характерен в основном для альбских и верхнемеловых отложений, в то время как западотуркменский основан на находках раковин в возрастном диапазоне берриас — апт. С другой стороны, меловые отложения Юго-Западных отрогов Гиссара (в том числе и Гаурдакского района) принадлежат Среднеазиатской провинции Тетической области [1], что накладывает своеобразный облик на комплексы различных групп фауны, в том числе и двустворчатых моллюсков [2].

Стратиграфическое и географическое распространение описанных в статье видов показано на рис. 2.

Коллекция под № 13273 хранится в ЦНИГР музее им. Ф. Н. Чернышёва в Санкт-Петербурге.

НАДСЕМЕЙСТВО CRASSATELLOIDEA FÉRUSSAC, 1822

СЕМЕЙСТВО CRASSATELLIDAE FÉRUSSAC, 1822

Род *Crassatella* Lamarck, 1799

Crassatella regularis d'Orbigny, 1844

Табл. 1, фиг. 1–11

Crassatella regularis: [14, с. 80, табл. 266, фиг. 4–6].

?*Crassatella macrodonta*: [19, с. 295, табл. 5, фиг. 12–14].

?*Crassatella zitteliana*: [19, с. 296, табл. 5, фиг. 15–19].

?*Crassatella subregularis*: [8, с. 162, табл. 21, фиг. 3, 4].

Crassatella acrabatensis: [3, с. 221, табл. 2, фиг. 1–7].

Голотип — экземпляр, изображенный в работе А. д'Орбиньи [14, с. 80, табл. 266, фиг. 4–6]; Южная Франция, департамент Од; средний турон. По монотипии.

Материал. 322 экземпляра (227 двустворчатых, 34 левых и 61 правая створка) в основном хорошей сохранности.

Описание. Раковина мелкая, треугольных или треугольно-округлых очертаний, умеренно или слабоскошенная, часто с оттянутым задненижним углом, наибольшая выпуклость — в области макушки, на некоторых раковинах от макушки к задненижнему углу протягивается тупой киль, делящий поверхность створки на переднее и заднее поля (части). Передневерхний край длинный, прямой или слабовогнутый, по дуге переходит в круто закругленный передний край. Нижний край длинный слабовыпуклый или почти прямой, иногда с мелкой выемкой у задненижнего угла. Задний край прямой короткий и под тупыми углами соединяется с нижним и задневерхним слабовыпуклым длинным краем. Макушка низкая маленькая острая, повернута вперед и не выступает за край створок. Макушечный угол от 80° до 100° (преобладает 90°). Луночка широкоовальная мелкая, иногда с тонкими струйками, переходящими с раковины, края луночки неотчетливые. Щиток длинный узкий, края неотчетливые. Поверхность раковины покрыта частыми тупыми многочисленными концентрическими ребрышками с равными промежутками;

очень редко на нескольких экземплярах видна тонкая радиальная ребристость; на линии от макушки к задненижнему углу створок ребра резко изгибаются и несколько ослабевают на заднем поле. Края изнутри на всех экземплярах тонко зазубренные.

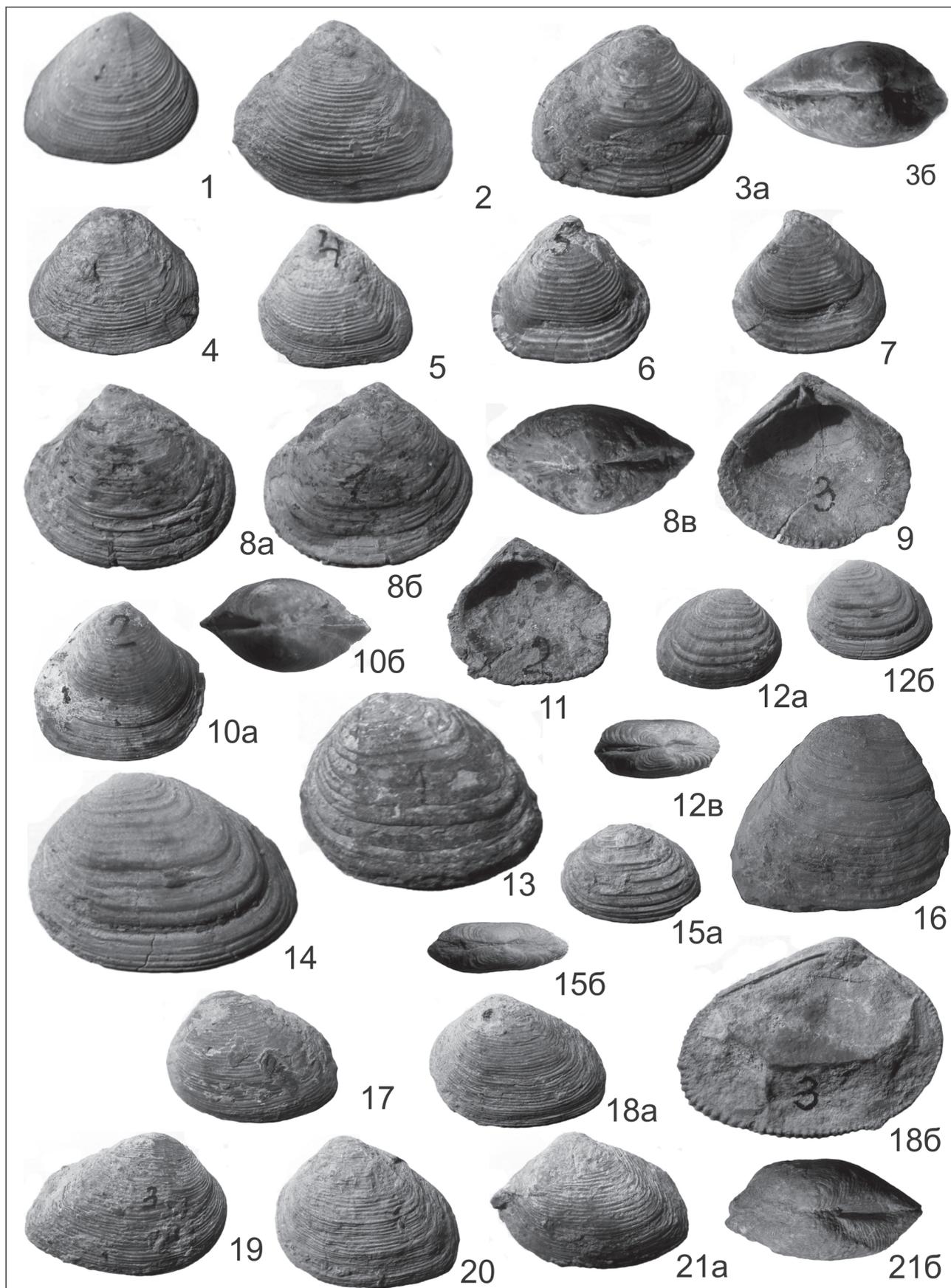
Размеры (мм) и отношения:

Номер экз.	Д	В	Вп	В/Д	Вп/В	ДПЧ	ДПЧ/Д	МУ
12/13273 д	10,1	8,2	—	0,81	—	4,7	0,46	—
13/13273 п	10,9	9,1	2,7	0,83	0,30	5,5	0,50	90°
22/13273 д	11,0	11,0	6,4	1,00	0,58	4,0	0,36	90°
16/13273 д	11,2	10,2	—	0,91	—	5,8	0,51	—
1/13273 д	12,2	10,0	6,0	0,81	0,60	3,6	0,30	100°
3/13273 д	12,2	10,4	5,6	0,85	0,53	—	—	—
23/13273 д	12,2	11,7	6,5	0,95	0,55	3,6	0,30	—
4/13273 д	13,3	11,5	6,5	0,86	0,56	4,3	0,32	—
13/13273 д	13,5	12,6	6,9	0,93	0,54	5,8	0,43	—
6/13273 д	13,8	13,3	7,2	0,96	0,54	4,7	0,34	90°
10/13273 д	14,5	13,0	7,2	0,89	0,55	5,5	0,38	—
5/13273 д	14,5	13,5	—	0,93	—	7,0	0,48	90°
20/13273 д	14,5	13,0	7,5	0,89	0,57	5,6	0,38	—
8/13273 п	15,0	13,5	—	0,90	—	5,5	0,36	90°
21/13273 д	15,0	13,7	7,5	0,91	0,54	5,3	0,35	90°
15/13273 д	15,2	14,1	7,5	0,92	0,53	5,8	0,38	—
11/13273 д	15,2	14,5	8,5	0,95	0,58	6,7	0,44	—
9/13273 д	15,3	13,4	6,8	0,87	0,50	6,4	0,42	90°
17/13273 д	15,5	14,2	6,2	0,91	0,43	7,4	0,47	—
19/13273 д	16,0	14,5	8,0	0,90	0,55	5,3	0	33
2/13273 д	16,1	13,0	7,0	0,80	0,53	7,5	0,45	90°
7/13273 п	17,6	16,0	5,7	0,94	0,35	6,7	0,38	100°
18/13273 д	18,8	17,1	9,2	0,90	0,54	7,8	0,41	100°

Сравнение и замечания. М. Бланкенхорн [4] включил вид *regularis* в синонимику вида *Crassatella macrodonta* (J. de C. Sowerby), который был изображен в работе А. Седжвика и Р. Мурчисона [17, табл. 38, фиг. 8]. На наш взгляд, раковина, изображенная в последней работе, отличается от вида д'Орбиньи большими размерами, более длинным передним краем, менее отчетливым килевым перегибом и плавным переходом заднего в верхнезадний край, которые образуют одну слабовыпуклую кривую. Вопрос об идентичности этих двух видов может быть решен при непосредственном сравнении английского и французского экземпляров, а не рисунков из работ Седжвика и Мурчисона и д'Орбиньи. Косвенным подтверждением самостоятельности этих видов может служить то, что А. Дондт, описывая вид *C. macrodonta* в работе [7, с. 76], не включила в его синонимику вид *C. regularis*, хотя, судя по отметкам (v.) в этой же работе, видела экземпляр *C. macrodonta*, изображенный Седжвиком и Мурчисоном.

Сходными с описываемым видом являются очень похожие друг на друга раковины *Crassatella macrodonta* (J. de C. Sowerby) и *C. zitteliana* Stoliczka, изображенные Ф. Столичкой [19, табл. 5, фиг. 12–14 и табл. 5, фиг. 15–19] из сантона — маастрихта (Group Argialoor) Индии. По представлениям автора статьи, это может быть один вид. Скорее всего, это вид *zitteliana*, так как крассателлы, изображенные Ф. Столичкой под названием *macrodonta*, сильно отличаются от вида Дж. де К. Сауэрби. *C. zitteliana* несколько более короткая, чем *regularis* на рисунке у д'Орбиньи,

Таблица 1



и, кроме того, объединить среднеаптско-среднеальбский вид с сантон-маастрихтским довольно трудно.

Crassatella subregularis Douville [8, табл. 21, фиг. 3, 4] из апта Иордании отличается от описываемого вида характером ребристости на заднем поле раковины, где у *C. subregularis* ребра соединяются по два, образуя валики.

Распространение. Туркменистан — средний апт — средний альб; Узбекистан — нижний альб; Южная Франция — турон; Иордания — апт.

Местонахождение. Гаурдак-Кугитангский район: Кампрекское ущелье, возв. Каттаур, Кансай, колодцы Огулбек и Бегляр — средний апт (калигрекская свита, зона *Parahoplites melchioris*) — средний альб (лучакская свита, зона *Hoplites dentatus*).

Crassatella pseudoelongata (Loriol, 1882)

Табл. 1, фиг. 12–15

Astarte pseudoelongata: [13, с. 71, табл. 9, фиг. 2].

Голотип — экземпляр, изображенный в работе Лориоля [13, табл. 9, фиг. 2]; Швейцария, альб. По монотипии.

Материал. 87 экземпляров (61 двустворчатый, 18 правых и 8 левых створок) хорошей сохранности.

Описание. Раковина в основном средних размеров и треугольно-овальных или треугольно-округлых очертаний, умеренно или слабобоскошенная; резко неравносторонняя, часто с оттянутым задненижним углом, наибольшая выпуклость — в задней половине раковины; от макушки вниз протягивается слабая широкая депрессия; на некоторых раковинах по линии от макушки к задненижнему углу наблюдается заметный изгиб поверхности створок типа очень неотчетливого кия, делящий поверхность на переднее и заднее поля. Передневерхний край довольно короткий, прямой или слабоогнутый, по дуге переходит в круто закругленный короткий передний край. Нижний край длинный слабовыпуклый или почти прямой. Задний край выпуклый или почти прямой, короткий, под

углами от 90° до 120° соединяется с нижним краем и по плавной дуге — со слабовыпуклым длинным задневерхним краем. Макушка низкая маленькая острая, слабо повернута вперед, не выступает за край створок. Макушечный угол от 105° до 130°. Луночка овальная мелкая гладкая, края большей частью неотчетливые. Щиток длинный (в 2 раза длиннее луночки) узкий, края в различной степени отчетливые. Поверхность раковины покрыта концентрическими ребрами, в средней части створок — грубыми и довольно широко расставленными. В районе макушки (около 6 мм вниз от макушки) ребра тонкие частые (возможно, это линии роста, которые дают представление об очертаниях створок в юной стадии: створки вытянуты в длину, почти прямоугольные; на ребрах нижней части молодых раковин имеется отчетливая выемка, пропадающая с ростом раковины); в нижней части взрослых особей ребра становятся тоньше и сближаются. На линии от макушки к задненижнему углу створок все ребра резко изгибаются и несколько ослабевают на заднем поле. Края изнутри на всех экземплярах тонко зазубренные.

Размеры (мм) и отношения:

Номер экз.	Д	В	Вп	В/Д	Вп/В	ДПЧ	ДПЧ/Д	МУ
28/13273 д	18,4	14,5	7,6	0,78	0,52	7,0	0,38	130°
29/13273 д	19,6	12,4	8,3	0,63	0,70	7,6	0,38	130°
30/13273 д	20,3	16,0	8,4	0,78	0,52	9,7	0,47	120°
31/13273 д	21,5	16,9	—	0,78	—	8,6	0,40	130°
26/13273 д	21,9	18,2	9,0	0,83	0,49	7,6	0,35	—
25/13273 д	22,7	18,3	10,8	0,80	0,59	10,0	0,44	125°
32/13273 д	23,4	17,6	—	0,75	—	19,6	0,45	—
33/13273 д	24,1	16,6	10,6	0,68	0,64	9,2	0,38	120°
37/13273 д	24,5	19,5	11,2	0,79	0,57	—	—	130°
39/13273 д	25,2	18,2	11,6	0,72	0,63	8,5	0,34	—
27/13273 д	15,3	18,1	10,0	0,71	0,55	10,3	0,43	—
24/13273 д	25,5	19,2	9,3	0,75	0,48	9,2	0,36	—
38/13273 д	25,8	21,5	11,5	0,83	0,53	—	—	122°
34/13273 д	33,5	28,1	14,0	0,83	0,50	13,4	0,40	125°
35/13273 д	34,1	25,2	—	0,73	—	11,7	0,34	105°
44/10971 л	37,4	34,5	20,2	0,92	0,58	14,4	0,38	—
36/13273 д	40,0	32,9	—	0,80	—	13,2	0,33	—

Сравнение и замечания. Гиссарские экземпляры описываемого вида, как уже

Таблица 1

Фиг. 1–11. *Crassatella regularis* d'Orbigny. 1 — 1/13273 (×3): правая створка; Кампрекское ущелье, нижний альб; 2 — 2/13273 (×3): левая створка; 3а, б — 3/13273 (×3): а — правая створка, б — со стороны макушки; Кундалян, средний альб; 4 — 4/13273 (×2): левая створка; Кансай, нижний альб; 5 — 5/13273 (×2): левая створка; Кундалян, нижний альб; 6 — 6/13273 (×3): правая створка; Огулбек, нижний альб; 7 — 7/13273 (×2): левая створка; Кансай, нижний альб; 8а, б, в — 8/13273 (×2): а — левая створка, б — правая створка, в — со стороны макушки; 9 — 9/13273 (×2): правая створка изнутри; Огулбек, нижний альб; 10а, б — 10/13273 (×2): а — правая створка, б — со стороны макушки; Кансай, нижний альб; 11 — 11/13273 (×2): правая створка изнутри; Огулбек, нижний альб.

Фиг. 12–15. *Crassatella pseudoelongata* (Loriol). 12а, б, в — 24/13273, нат. вел.: а — правая створка, б — левая створка, в — со стороны макушки; Огулбек, верхний альб; 13 — 25/13273 (×2): левая створка; Бегляр, нижний альб; 14 — 26/13273 (×2): левая створка; 15а, б — 27/13273, нат. вел.: левая створка; Огулбек, нижний альб.

Фиг. 16. *Crassatella «babatagensis»* Romanovskaya. 44/10971, нат. вел.: правая створка; Таджикистан, Шаартузский район, коллекция Л. В. Романовской.

Фиг. 17–21. *Crassatella guerangeri* d'Orbigny. 17 — 40/13273, нат. вел.: левая створка; Бегляр, нижний альб; 18а, б — 41/13273: а — левая створка (нат. вел.), б — левая створка изнутри (×2); Бегляр, верхний апт; 19 — 42/13273, нат. вел.: правая створка; 20 — 43/13273: левая створка, нат. вел.; Бегляр, нижний альб; 21а, б — 44/13273, нат. вел.: а — левая створка, б — со стороны макушки; Бегляр, верхний апт

было сказано, принадлежат группе *C. oblongata* (Deshayes) [12, с. 5, табл. 6, фиг. 1a–c] – *C. elongata* (d'Orbigny) [14, с. 68, табл. 263, фиг. 8–11] из нижнего неокома Франции (преимущественно валанжин по другим авторам). От обоих сравнимых видов взрослые экземпляры *C. pseudoelongata* отличаются более короткой и более высокой раковиной, менее узким задненижним концом, более грубыми и более редкими ребрами, толстой раковиной и, возможно, меньшим макушечным углом. Однако примакушечная часть раковины, соответствующая молодым особям, имеет удлиненные очертания, тонкие частые ребра и отчетливую выемку на нижнем крае, что придает сходство с вышеназванными видами и позволяет предположить их родственную связь. Наиболее близка *C. pseudoelongata* к экземплярам *C. elongata*, изображенным Г. Вудсом [21, табл. 14, фиг. 2, 3] из апта Англии, имеющим довольно короткую и высокую раковину.

По своей различной в зависимости от стадий роста скульптуре описываемый экземпляр сходен с сеноманской *A. cingulata* Geinitz [11, с. 226, табл. 50, фиг. 8a, b], которая отличается от него одинаково удлиненными очертаниями раковины на всех стадиях роста.

Овальные очертания и сходная скульптура примакушечной части створок сближают *C. pseudoelongata* с изображенными Коксом экземплярами средней величины нижнекеммериджского вида из Сомали *Astarte seytalis* Holzhaus, 1913 [6, с. 180, табл. 19, фиг. 4a, b]. Однако второй, более крупный экземпляр *A. seytalis* [6, табл. 19, фиг. 5], сильно отличается очень тонкой концентрической ребристостью на большей части поверхности створки, кроме примакушечной части.

В коллекции Л. В. Романовской (№ 46/10971) присутствует экземпляр *Astarte* sp. из сеноманских отложений разреза Кундаляннтау. Он не имеет видового названия, по-видимому, по причине того, что найден в единственном экземпляре, но по всем признакам раковины, без сомнения, принадлежит виду *pseudoelongata*.

Распространение. Туркменистан – верхний апт – сеноман; Швейцария – альб.

Местонахождение. Гаурдак-Кугитангский район: Кампрекское ущелье, Кансай, возв. Кугитанг, колодцы Огулбек, Бегляр – верхний апт (беглярская свита, зона *Acanthohippites polani*) – нижний сеноман (тюбегатанская свита).

Crassatella guerangeri d'Orbigny, 1844

Табл. 1, фиг. 17–21; табл. 2, фиг. 1

Crassatella guerangeri: [14, с. 76, табл. 265, фиг. 1, 2].
non *Astarte guerangeri*: [14, с. 71, табл. 266 bis, фиг. 1–5].
Crassatella aksuensis: [3, с. 220, табл. 11, фиг. 1–3].

Голотип – экземпляр, изображенный в работе д'Орбиньи [14, табл. 265, фиг. 1, 2]; Франция, департамент Сартр, Манс; верхний мел, турон. По монотипии.

Материал. 47 экземпляров (16 левых, 15 правых створок и 16 двустворчатых раковин) удовлетворительной сохранности.

Описание. Раковина средних и крупных размеров треугольно-овальных или прямоугольно-овальных очертаний, умеренно и сильно скошенная; неравносторонняя, со слабооттянутым задненижним углом, наибольшая выпуклость – в макушечной области. На раковинах по линии от макушки к задненижнему углу наблюдается заметный изгиб поверхности створок в виде нерезкого сглаженного кия, делящего поверхность на переднее и заднее поля. Передневерхний край довольно короткий, прямой или слабоогнутый, плавно переходит в круто закругленный короткий передний край. Нижний край длинный, слабовыпуклый или почти прямой. Задний край прямой, довольно короткий, под углом ~ 90° соединяется с нижним краем и под углами от 130° до 150° – с прямым задневерхним краем. Макушка низкая, притупленная, слабо повернута вперед, не выступает за края створок. Макушечный угол от 110° до 120°. Луночка короткоовальная широкая и довольно глубокая, края отчетливые. Щиток узкий длинный (в 2 раза длиннее луночки) ланцетовидный, края в различной степени отчетливые. И луночка и щиток покрыты тонкими струйками (продолжения ребер), а поверхность раковины – равномерно расположенными сильными и многочисленными концентрическими ребрами. На киле все ребра резко изгибаются и на закилевой части несколько ослабевают, приобретая вид тонких пластинок. На закилевой части иногда прослеживается очень слабая депрессия, протягивающаяся от макушки к заднему краю, образуя на нем слабую выемку. Края изнутри на всех экземплярах отчетливо зазубренные. Зубы не наблюдались.

Размеры (мм) и отношения:

Номер экз.	Д	В	Вп	В/Д	Вп/Д	ДПЧ	ДПЧ/Д	МУ
45/13273 л	9,6	7,0	2,9	0,73	0,41	3,1	0,32	90°
46/13273 л	18,4	16,2	3,0	0,88	0,18	4,7	0,25	100°
47/13273 л	23,5	19,5	6,4	0,82	0,33	7,0	0,29	120°
48/13273 л	29,5	24,2	7,0	0,82	0,29	9,1	0,30	117°
49/13273 л	30,7	24,8	7,1	0,80	0,28	13,1	0,42	–
40/13273 л	31,4	24,4	10,0	0,77	0,40	10,0	0,32	110°
50/13273 д	31,4	23,4	9,6	0,74	0,48	11,1	0,35	~120°
51/13273 л	31,8	28,6	9,6	0,89	0,33	10,0	0,31	~115°
41/13273 л	32,0	24,4	8,9	0,76	0,36	11,8	0,36	~110°
42/13273 д	33,6	26,0	17,0	0,77	0,65	11,5	0,34	–
43/13273 д	33,6	27,8	16,7	0,82	0,60	11,1	0,33	–
44/13273 д	35,8	24,8	18,5	0,69	0,74	12,0	0,33	115°
52/13273 п	42,4	34,4	13,7	0,81	0,39	14,0	0,33	~115°
43/10971 д	43,5	32,0	21,0	0,73	0,65	13,1	0,30	100°
53/13273 д	44,7	34,4	21,5	0,76	0,62	12,7	0,28	~100°

Сравнение и замечания. Наиболее близкий вид к описываемому – *Crassatella tuscana* (Gabb) [10, табл. 30, фиг. 257] из верхнего мела Калифорнии (группа Чико), от которой *C. guerangeri* отличается более грубой ребристостью, несколько более удлиненной раковиной (В/Д 0,69–1,02 вместо 0,70) и меньшим макушечным углом (100°–120° вместо 125°). Но в целом

это два очень близких вида. В 1879 г. Вайтивс [20, табл. 18, фиг. 6] рассматривал вид *tuscana* (меловые отложения о-ва Ванкувер, Канада) вариететом вида Габба *S. conradiana* Gabb так же из верхнемеловых отложений Калифорнии [10, табл. 24, фиг. 161], с которым восточнотуркменские экземпляры тоже обнаруживают некоторое сходство. Но описываемый здесь вид отличается от вида *A. conradiana* Gabb (так как понимал его автор) треугольно-округлыми очертаниями раковины вместо почти овальных, практически прямым задним краем, угловатым задним концом, наличием ясного кия, достигающего до задненижнего угла раковины, менее резкой концентрической скульптурой, одинаково выраженной как на арее, так и остальной поверхности раковины, и значительно меньшим макушечным углом. Здесь же следует сказать, что экземпляр, изображенный Вайтивсом как *S. conradiana* [20, табл. 18, фиг. 5], практически идентичен его собственному вариетету *tuscana* (см. выше), и, скорее всего, эти два экземпляра представляют один самостоятельный вид *S. tuscana*, с которым более всего сходен туркменский.

От *Crassatella desvauxi* Coquand [5, табл. 13, фиг. 8, 9] из сантона Алжира описываемый вид отличается более короткой раковинкой, менее круто вогнутым передневерхним краем раковины и менее сдвинутой вперед более тупой макушкой.

Распространение. Туркменистан – верхний апт (зона Н. jacobii) – турон; Северная Франция – турон.

Местонахождение. Гаурдак-Кугитангский район: Кампрекское ущелье – сеноман (тюбегатангская свита); Кансай – верхний альб (аккапчигайская свита); кол. Бегляр – верхний апт (чаршангинская свита, зона Н. jacobii) – верхний альб, (лучакская свита, зона *Anahoplites rossicus*); кол. Огулбек – верхний альб (лучакская свита, зона *A. rossicus*).

НАДСЕМЕЙСТВО ASTARTOIDEA D'ORBIGNY, 1844

СЕМЕЙСТВО

ASTARTIDAE D'ORBIGNY, 1844

Подсемейство *Astartinae* d'Orbigny, 1844

Род *Astarte* J. Sowerby, 1816

Astarte subformosa d'Orbigny, 1850

Табл. 2, фиг. 2–9

Astarte formosa: [14, с. 65, табл. 262, фиг. 10–12] (non *A. formosa* J. de C. Sowerby in Fitton, 1836, табл. 16, фиг. 16)

Astarte subformosa: [15, с. 77]

Лектотип – экземпляр «*Astarte*» *formosa*, изображенный в работе д'Орбиньи [14, табл. 262, фиг. 10, 11]; Франция, департамент Об, местечко Brienne; неоком. По монотипии.

Материал. Около 100 экземпляров в основном разрозненных створок; большинство раковин

и отпечатков наблюдаются в виде скоплений на поверхности породы (табл. 2, фиг. 2).

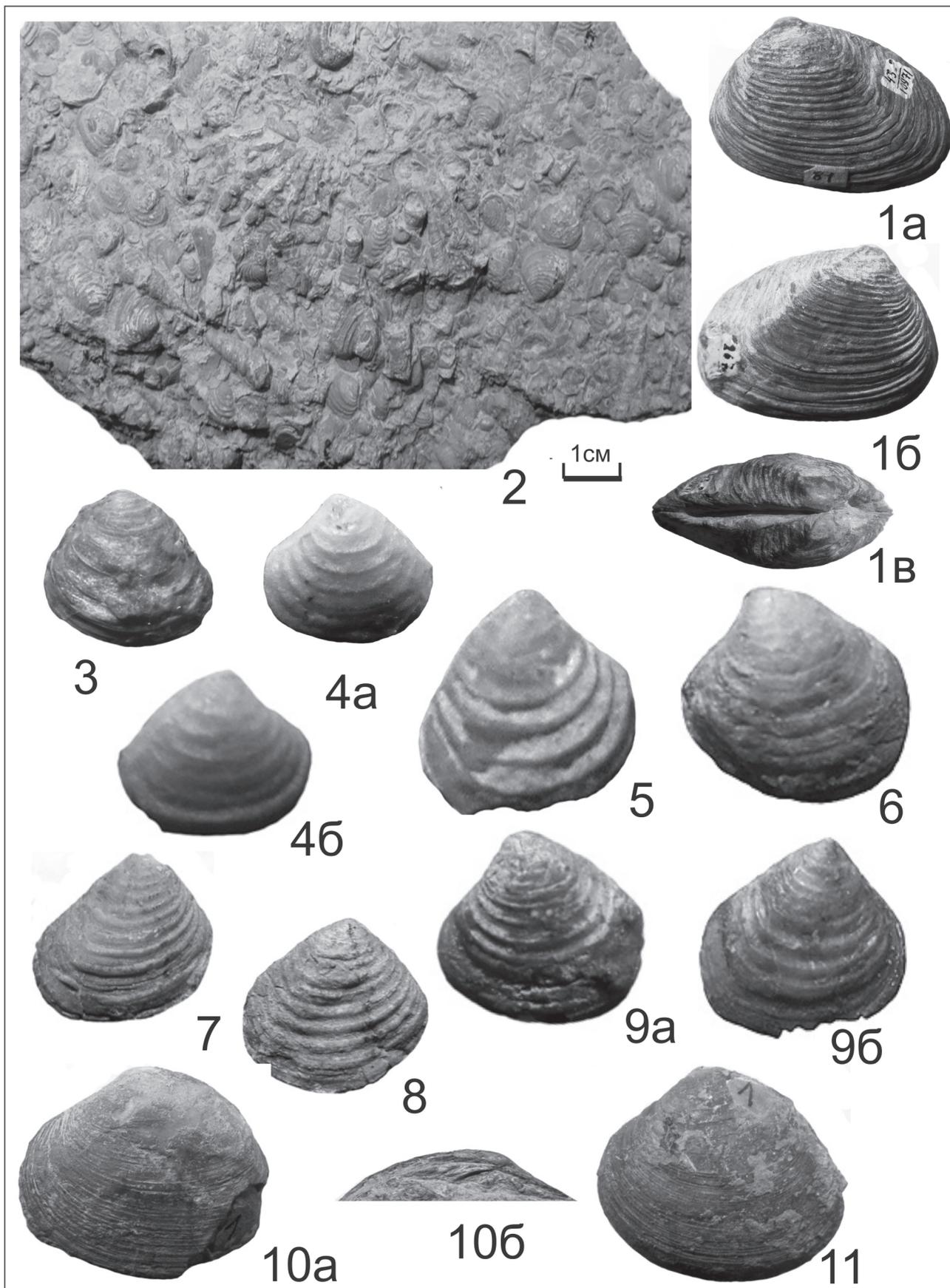
Описание. Раковина очень мелкая (до 10 мм в длину) неравносторонняя с очертаниями скошенного треугольника, слабоудлиненная и с оттянутым задненижним углом, уплощенная. Передневерхний край довольно короткий, прямой или слабоогнутый, плавно переходит в круто закругленный короткий передний край. Последний по крутой дуге соединяется с нижним краем, слабо и неравномерно выпуклым. Задний край обычно прямой, довольно короткий, под углом ~ 90° соединен с нижним краем и плавно переходит в прямой или слабовыпуклый задневерхний край. Макушки маленькие острые низкие и слабо повернуты вперед, не выступая за края створок. Макушечный угол от 85° до 95°. Луночка разной длины овальная уплощенная, края отчетливые. Щиток узкий, длиннее луночки, ланцетовидный, края в различной степени отчетливые. И луночка и щиток гладкие. Поверхность раковины покрыта равномерно расположенными ступенеобразными концентрическими ребрами в количестве 9–15, с дополнительной тонкой ребристостью на вертикальной части ребер. Горизонтальная часть ребер плоская, перегиб в вертикальную часть – острый. Зубы не наблюдались.

Размеры (мм) и отношения:

Номер экз.	Д	В	Вп	В/Д	Вп/Д	ДПЧ	ДПЧ/Д	МУ
54/13273 л	4,6	4,0	–	0,86	–	–	–	–
56/13273 л	5,1	4,5	3,9	0,88	0,66	–	–	–
55/13273 л	5,2	4,4	2,5	0,84	0,56	2,3	0,44	85°
61/13273 л	6,9	5,0	–	0,83	–	2,1	0,35	–
62/13273 л	7,0	6,2	3,4	0,88	0,55	2,6	0,37	95°
63/13273 п	7,0	6,3	–	0,90	–	3,4	0,48	–
64/13273 п	7,2	5,7	–	0,79	–	3,3	0,46	–
65/13273 п	7,2	6,5	–	0,99	–	3,5	0,48	95°
57/13273 д	7,9	7,1	4,3	0,89	0,60	3,0	0,38	85°
58/13273 п	8,4	8,0	–	0,95	–	3,6	0,43	95°
66/13273 л	8,5	7,1	–	0,83	–	2,8	0,33	95°
67/13273 л	9,0	7,0	–	0,77	–	3,8	0,42	–
68/13273 д	9,2	7,5	3,8	0,81	0,50	3,7	0,40	90°
59/13273 д	9,4	7,7	3,3	0,82	0,43	3,7	0,39	90°
60/13273 п	10,2	7,8	–	0,76	–	–	–	90°

Сравнение и замечания. Французский экземпляр, названный в 1843 г. А. д'Орбиньи *A. formosa* [14, табл. 262, фиг. 10–12], позднее переименованный этим автором в *A. subformosa* [15, с. 77], отличается от английских раковин *A. formosa* J. de C. Sowerby из верхнего альба Blackdown Англии более низкой раковинкой и меньшим макушечным углом, а от французского экземпляра *A. subformosa* гаурдакские – обособленностью заднего края и более резким (острым) углом излома концентрических ребер на линии от макушки к задненижнему углу раковины. Описываемые раковины *A. subformosa* обладают сходством с некоторыми раковинками крайне изменчивого вида *A. numismalis*, в частности с его голотипом [14, табл. 262, фиг. 6], который характеризуется преобладающим количеством

Таблица 2



концентрических ребер, по сравнению с большинством раковин *A. numismalis*. Но в целом *A. subformosa* отличается от *A. numismalis* менее грубой ребристостью с менее выраженной ступенчатостью ребер и менее скошенной раковиной. Близким количеством ребер (10–12) и плоской раковиной наши экземпляры сходны с видом *A. laticosta* Deshayes [12, табл. 4, фиг. 4, 5] из мела Франции, однако отчетливо различаются дифференциацией задневерхнего и заднего краев раковины и переломом ребер на линии от макушки к задненижнему углу. Этими же признаками и неравносторонностью раковин *A. subformosa* отличается от *A. sp.* Woods [21, табл. 14, фиг. 21] из местонахождения Speeton Clay Спитона Англии.

Распространение. Туркменистан – апт – альб; Франция – неоком.

Местонахождение. Гаурдак-Кугитангский район: Кампрекское ущелье – нижний апт (кундаляннтаусская свита) – верхний альб (лучакская свита, зона *Anahoplites rossicus*); возв. Кундалян, кол. Бегляр – средний альб (лучакская свита, зона *Noplites dentatus*); кол. Огулбек, Кансай – верхний альб (лучакская свита, зона *Anahoplites rossicus*).

Подсемейство Eryphilinae Chavan, 1952 *Eriphyla striata* (J. de C. Sowerby, 1829)

Табл. 2, фиг. 10, 11

Astarte striata: [18, с. 35, табл. 520, фиг. 1; 21, с. 116, табл. 17, фиг. 2–7].

Голотип – экземпляр, изображенный в работе Дж. де К. Сауэрби [18, табл. 520, фиг. 1]; Англия; сеноман. По монотипии.

Материал. Пять экземпляров (два двустворчатых и три левых створки).

Описание. Раковина крупная овально-округлых очертаний; сильно или умеренно равномерно выпуклая, умеренно или слабоскошенная. Макушка заостренная низкая, слабо повернута и слабо сдвинута вперед. Передневерхний край короткий слабоогнутый, задневерхний – выпуклый, передний, нижний и задний края плавно переходят один в другой, образуя выпуклую кривую. Скульптура створки состоит из тонких, сближенных концентрических ребер, практически отсутствующих в области макушки. Луночка короткая овальная, неотчетливо отграниченная. Щиток не виден.

Размеры (мм) и отношения

Номер экз.	Д	В	Вп	В/Д	Вп/В	ДПЧ	ДПЧ/Д	МУ
70/13273 л	43,4	38,5	12,8	0,88	0,33	16,9	0,38	135°
71/13273 л	45,9	39,3	11,0	0,85	0,27	17,2	0,37	—
72/13272 д	48,8	41,2	22,5	0,84	0,27	19,5	0,47	120°
73/13273 д	50,8	41,4	26,0	0,81	0,31	21,4	0,42	120°

Сравнение. Г. Вудс [21, с. 116] ставит в синонимику описываемого вида вид *A. concinna* J. de C. Sowerby [9, с. 341, табл. 16, фиг. 15] из сеномана Англии (графство Сомерсет), однако автор этого вида Дж. де К. Сауэрби считает, что *E. striata* отличается от «*A.*» *concinna* округлыми, вместо вытянутых, очертаниями раковины. *Astarte striata* отличается от «*A.*» *orbicularis* [18, с. 35, табл. 520, фиг. 2] более правильными округлыми очертаниями и обособленной заостренной макушкой и меньшим апикальным углом. По почти округлым очертаниям раковин наиболее сходны с описываемым видом *Eriphyla substriata* Leymerie и *E. illunata* Leymerie [12, с. 4, табл. 6, фиг. 3а, в и 2а, б] из мела Франции. Раковины первого вида более скошены (ДПЧ/Д – 0,28 вместо 0,37–0,47). *E. illunata* также более скошена и не имеет выраженных луночки и щитка. Раковины *E. laevis* (Phillips) [16, с. 122, табл. 2, фиг. 18, 19] из мела Юго-Восточной Франции более высокие (0,99–1,22 вместо 0,81–0,88) и более выпуклые (0,35–0,39 вместо 0,27–0,33) с более отчетливой концентрической скульптурой. Экземпляр *Crassatella* sp. из коллекции Романовской 1935 г. (ЦНИГР музей № 50/10971) обладает округлыми очертаниями, очень слабыми концентрическими ребрами и в целом очень близки виду *E. striata*.

Распространение. Туркменистан, Англия, сеноман.

Местонахождение. Гаурдак-Кугитангский район: Кампрекское ущелье и кол. Огулбек – сеноман (тюбегатанская свита).

Автор статьи глубоко признателен В. В. Аркадьеву за техническую помощь в оформлении статьи: составление карты-схемы расположения разрезов, фотографирование образцов и компьютерную обработку фотографий для составления палеонтологических таблиц.

Таблица 2

Фиг. 1а, б, в. *Crassatella guerangeri* d'Orbigny. 43/10971, нат. вел.: а – левая створка, б – правая створка, в – со стороны макушки; Гаурдакский район, пос. Кугитанг, коллекция Л. В. Романовской.

Фиг. 2–9. *Astarte subformosa* d'Orbigny. 2 – 69/13273, плита с раковинами и отпечатками раковин *A. subformosa*; Бегляр, верхний альб; 3 – 54/13273 (×8): левая створка; 4а, б – 55/13273 (×6): а – левая створка, б – правая створка; 5 – 56/13283 (×8): правая створка; Кундалян, средний альб; 6 – 57/13273 (×5): левая створка; 7 – 60/13273 (×3): левая створка; 8 – 58/13273 (×3): правая створка; 9а, б – 59/13273 (×4): а – левая створка, б – правая створка; Огулбек, средний альб.

Фиг. 10, 11 – *Eriphyla striata* (J. de C. Sowerby). 10а, б – 70/13273 (нат. вел.): а – левая створка, б – замок левой створки; Кампрекское ущ., сеноман; 11 – 71/13273 (нат. вел.): левая створка; Огулбек, сеноман

1. Бобкова Н. Н., Луппов Н. П. Особенности Среднеазиатской поздне меловой палеозоогеографической провинции // Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных палеогеографических провинций: Доклады советских геологов на Международном геологическом конгрессе. — М.: Недра, 1964. — С. 193–203.

2. Богданова Т. Н. Двустворки рода *Plicatula* Lamarck, 1801 из нижнемеловых отложений Центральной Азии // Вопросы палеонтологии и стратиграфии верхнего палеозоя и мезозоя (Памяти Галины Григорьевны Пославской): Сб. науч. статей. — Саратов: Научная книга, 2004. — С. 79–91 (Тр. НИИГео СГУ им. Н. Г. Чернышевского, нов. сер., вып. 16).

3. Винокурова Е. Г. Новые и некоторые ранее известные виды двустворок из меловых отложений Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта // Биостратиграфия осадочных образований Узбекистана. Сб. 9. — Ташкент, 1970. — С. 198–229.

4. Blanckenhorn M. Die Bivalven der Kreideformation von Syrien-Palästina // *Palaeontographica*. — 1934. — Bd. 81. Abt. A. Lfg. 4–6. — Ss. 161–301.

5. Coquand M. H. Géologie et Paléontologie de la région sud de la province de Constantine // *Mémoires Société d'émulation Provence*. — Marseille, 1862. — T. II. — 366 p.

6. Cox L. R. Cretaceous Gastropoda and Lamellibranchia // *Mesozoic Paleontology of British Somaliland*. — London, 1935. — Pp. 198–204.

7. Dhondt A. V. Bivalves from the Hochmoos Formation (Gosau-Group Oberösterreich, Austria) // *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*. — 1987. — Vol. 88. Abt. A. — S. 41–101.

8. Douvillé H. Les terrains secondaires dans le massif du Moghara, a l'est de l'isthme de Suez, d'après les explorations de M. Couyat-Barthoux // *Paleontologie. 1 et 2 parties. Mém. De l'Acad. Des Sci.* — Paris, 1916. — Ser. 2. Vol. 54. — Pp. 1–184.

9. Fitton W. H. Observation on some of the strata between the Chalk and the Oxford Oolite in the South-east of England // *Transactions of the Geological Society of London*. — 1836. — Ser. 2. Vol. 4. — Pp. 103–390.

10. Gabb W. M. Triassic and Cretaceous fossils // *Palaeontology*. — 1864. — Vol. 1. Sect. 4. — Pp. 57–217.

11. Geinitz H. B. Das Albtholgebirge in Sachsen. I Teil: Der Untere Quader // *Palaeontographica*. — Cassel, 1871–1875. — Bd. 20 (1). — 319 s.

12. Leymerie A. Mémoire sur le terrain Crétacé du département de l'Aube. Part II (Palaeont.) // *Mém. Soc. Géol. France*. 1841–1842. — Vol. 4. N 1. — 127 p.

13. Lorient P. Études sur la faune des couches du Gault de Cosne (Nièvre) // *Mémoires Soc. Paléont. Suisse*. — 1882. — Vol. 9. N 2. — 118 p.

14. d'Orbigny A. Paléontologie française Terrain crétacés. T. 3: Lamellibranchia. — Paris, 1843–1847. — 870 p.

15. d'Orbigny A. Prodrôme de paleontology stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés. — Paris, 1850. — Vol. 2. — 428 p.

16. Phillips J. Illustration of the Yorkshire; or, a description of the strata and organic remain of the Yorkshire coast. — York, 1829. — 122 p.

17. Sedgwick A., Murchison R. A sketch of the structure of the Eastern Alps; with Sections through the Neever Formations on the Northern Flanks of the Chain and through the Tertiary Deposits of Styria, etc. // *Geological Society of London*. — 1835. Ser. 2. Vol. 3. Pt. 2–3. — Pp. 301–420.

18. Sowerby J. de C. The Mineral Conchology of Great Britain. — London, 1829. — Vol. 6. — 234 p.

19. Stoliczka T. Cretaceous Fauna of Southern India = Pelecypoda of the Cretaceous rocks of Southern India // *Memoirs of the Geol. Survey of India. Vol. 3: Palaeontologia Indica. Ser. 6.* — Calcutta, 1871. — Pp. 423–429.

20. Whiteaves J. F. On the fossils of the Cretaceous Rocks of Vancouver and adjacent Islands in the Strait of Georgia // *Geol. Surv. Canada*. — 1879. — Vol. 1. Pt. 2. — Pp. 93–190.

21. Woods H. A. A Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. Vol. 2. Pt. 3 // *Palaeontogr. Soc.* 1906. — Vol. 60. — Pp. 97–132.

1. Bobkova N. N., Luppov N. P. Peculiarity of Middleasian Late Cretaceous paleozoogeographical Province. *Stratigraphy of Upper Paleozoic and Mesozoic of Southern paleozoogeographical Provinces. Reports of Soviet geologists at the International Geological Congress*. Moscow: Nedra. 1964. Pp. 193–203. (In Russian).

2. Bogdanova T. N. Bivalves of the Genus *Plicatula* Lamarck, 1801 from the Lower Cretaceous of Central Asia. *Questions of Upper Paleozoic and Mesozoic paleontology and stratigraphy*. Saratov: Nauchnaya kniga. 2004. Pp. 79–91. (In Russian).

3. Vinokurova E. G. New and some earlier known species of Bivalves from Cretaceous deposits of the South-West spars of Gissar ridge. *Biostratigraphy of sedimentary formations*. Coll. 9. 1970. Pp. 198–229. (In Russian).

4. Blanckenhorn, M. 1934: Die Bivalven der Kreideformation von Syrien-Palästina. *Palaeontographica*. 81. A. 4–6. 161–301.

5. Coquand, M. H. 1862: Géologie et Paléontologie de la région sud de la province de Constantine. *Mémoires Société d'émulation Provence*. Marseille. II. 366.

6. Cox, L. R. 1935: Cretaceous Gastropoda and Lamellibranchia. *Mesozoic Paleontology of British Somaliland*. London. 198–204.

7. Dhondt, A. V. 1987: Bivalves from the Hochmoos Formation (Gosau-Group Oberösterreich, Austria). *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*. 88. A. 41–101.

8. Douvillé, H. 1916: Les Terrains Secondaires dans le Massif du Moghara, a l'Est de l'Isthme de Suez, d'après les explorations de M. Couyat-Barthoux. *Paleontologie. 1 et 2 parties. Mém. De l'Acad. Des Sci.* Paris. 2. 54. 1–184.

9. Fitton, W. H. 1836: Observation on some of the strata between the Chalk and the Oxford Oolite in the South-east of England. *Transactions of the Geological Society of London*. 2. 4. 103–390.

10. Gabb, W. M. 1864: Triassic and Cretaceous fossils. *Palaeontology*. 1. 4. 57–217.

11. Geinitz, H. B. 1871–1875: Das Albtholgebirge in Sachsen. I Teil: Der Untere Quader. *Palaeontographica*. Cassel. 20 (1). 319.

12. Leymerie, A. 1841–1842: Mémoire sur le terrain Crétacé du département de l'Aube. Part II (Palaeont.). *Mém. Soc. Géol. France*. 4. 1. 127.

13. Lorient, P. 1882: Études sur la faune des couches du Gault de Cosne (Nièvre). *Mémoires Soc. Paléont. Suisse*. 9. 2. 118.

14. d'Orbigny, A. 1843–1847: *Paléontologie française Terrain crétacés. T. 3: Lamellibranchia*. Paris. 870.

15. d'Orbigny, A. 1850: *Prodrôme de paleontology stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés*. Paris. 2. 428.

16. Phillips, J. 1829: *Illustration of the Yorkshire; or, a description of the strata and organic remain of the Yorkshire coast*. York. 122.

17. Sedgwick, A., Murchison R. 1835: A sketch of the structure of the Eastern Alps; with Sections through the Neever Formations on the Northern Flanks of the Chain and through the Tertiary Deposits of Styria, etc. *Geological Society of London*. 2. 3. 2–3. 301–420.

18. Sowerby, J. de C. 1829: *The Mineral Conchology of Great Britain*. London. 6. 234.

19. Stoliczka, T. 1871: Cretaceous Fauna of Southern India = Pelecypoda of the Cretaceous rocks of Southern India. *Memoirs of the Geol. Survey of India. Vol. 3: Palaeontologia Indica. Ser. 6*. Calcutta. 423–429.

20. Whiteaves, J. F. 1879: On the fossils of the Cretaceous Rocks of Vancouver and adjacent Islands in the Strait of Georgia. *Geol. Surv. Canada*. 1. 2. 93–190.

21. Woods, H. A. 1906: A Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. Vol. 2. Pt. 3. *Palaeontogr. Soc.* 60. 97–132.

Богданова Тамара Николаевна – канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <tnbogdanova@list.ru>

Bogdanova Tamara Nikolaevna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia. <tnbogdanova@list.ru>

Д. В. НАЗАРОВ (ВСЕГЕИ, СПбГУ), О. А. НИКОЛЬСКАЯ,
А. С. ГЛАДЫШЕВА, И. В. ЖИГМАНОВСКИЙ (ВСЕГЕИ),
М. В. РУЧКИН (ВСЕГЕИ, СПбГУ), А. В. МЕРКУЛЬЕВ (ЗИН РАН)

Плейстоценовые морские толщи бассейна нижнего Енисея: ОСЛ-возраст, фациальная и палеонтологическая характеристики

Получены новые структурно-геологические, палеонтологические и геохронометрические данные, позволяющие расчленить верхне- и среднеоплейстоценовые морские образования, выходящие на земную поверхность в бассейне нижнего Енисея. Дана характеристика составному стратотипу хетского мариния, залегающему между среднеоплейстоценовыми моренами в долинах рек Бол. Хета и Танама. ОСЛ-возраст хетского мариния 230–190 тыс. лет, что позволяет отнести его к пятой ступени среднего неоплейстоцена и МИС 7. В составе его фауны присутствует характерный вид *Cyrtodaria jennisae* Sachs, 1951, вымерший до позднего неоплейстоцена. Хетский мариний перекрыт тазовской мореной, в которую вложены алевроиты и пески морской толщи с бореальной фауной моллюсков и ОСЛ-возрастом 130–100 тыс. лет. Этот мариний относится к первой ступени верхнего неоплейстоцена и МИС 5e. В бассейне р. Бол. Хета он перекрыт образованиями ермаковского ледникового комплекса, а севернее, в бассейне р. Танама, слагает регионально выдержанную морскую террасу.

Ключевые слова: средний и верхний неоплейстоцен, двустворчатые моллюски *Cyrtodaria jennisae*, Арктика, Западная Сибирь, стратиграфия, корреляция.

D. V. NAZAROV (VSEGEI, SPbU), O. A. NIKOLSKAIA,
A. S. GLADYSHEVA, I. V. ZHIGMANOVSKIY (VSEGEI),
M. V. RUCHKIN (VSEGEI, SPbU), A. V. MERKULJEV (ZIN RAS)

Pleistocene marine formations of the lower Yenisei basin, Arctic Russia: OSL age, facial and paleontological characteristics

New data on geological structures, paleontology and geochronometry of the surficial sedimentary mantle of the lower Yenisei basin have been obtained. The data allow to divide the Upper and Middle Pleistocene marine formations, exposed in river bluffs. The Kheta marine formation has been described on the Bolshaya Kheta River. The formation, sandwiched between two Middle Pleistocene till horizons, has yielded OSL data in range 230–190 ka and is correlated with MIS 7. The Kheta fauna contains a characteristic Pleistocene mollusk *Cyrtodaria jennisae* Sachs, 1951, which extinct before the Late Pleistocene. The Kheta marine formation is overlain by the Taz till which is covered by marine silt and sand with boreal mollusk fauna and OSL age 130–100 ka. The latter is correlated with MIS 5e and covered by the Upper Pleistocene glacial complex in the Bolshaya Kheta basin. This marine formation composes a well-pronounced terrace in the Tanama basin. The marine terrace can be traced throughout the region, north of the Bolshaya Kheta basin.

Keywords: Middle and Late Pleistocene, Bivalvia *Cyrtodaria jennisae*, Arctic, West Siberia, stratigraphy, correlation.

Для цитирования: Назаров Д. В. Плейстоценовые морские толщи бассейна нижнего Енисея: ОСЛ-возраст, фациальная и палеонтологическая характеристики / Д. В. Назаров, О. А. Никольская, А. С. Гладышева, И. В. Жигмановский, М. В. Ручкин, А. В. Меркульев // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 82. – С. 16–34.

Введение. Одна из ключевых проблем четвертичной геологии арктической части Западной Сибири – ареал распространения морских межледниковых среднеоплейстоценовых отложений, их характеристика и взаимоотношения с маринием верхнего неоплейстоцена. В середине прошлого века к морским отложениям среднего плейстоцена, выходящим на дневную поверхность, относили образования санчуговского горизонта [19]. Они слагали основания естественных выходов четвертичных пород в низовьях р. Енисей. После того, как было доказано,

что санчуговские диамиктоны являются мореной [13], в бассейне нижнего Енисея практически не осталось выходов морских пород, которые можно было бы отнести к среднему плейстоцену. Среди них пупковские слои с Th/U возрастом 233 или 170 тыс. лет [12] (рис. 1, А, точка 7), вскрытые в 100 км к югу от Туруханска. С. Л. Троицкий, впрочем, сомневался в валидности даты, полученной В. А. Зубаковым частично по подъемному материалу, и предполагал для пупковских слоев верхнеплейстоценовый возраст [22]. В 2019 г. на основании ИК-ОСЛ-датирования появилась

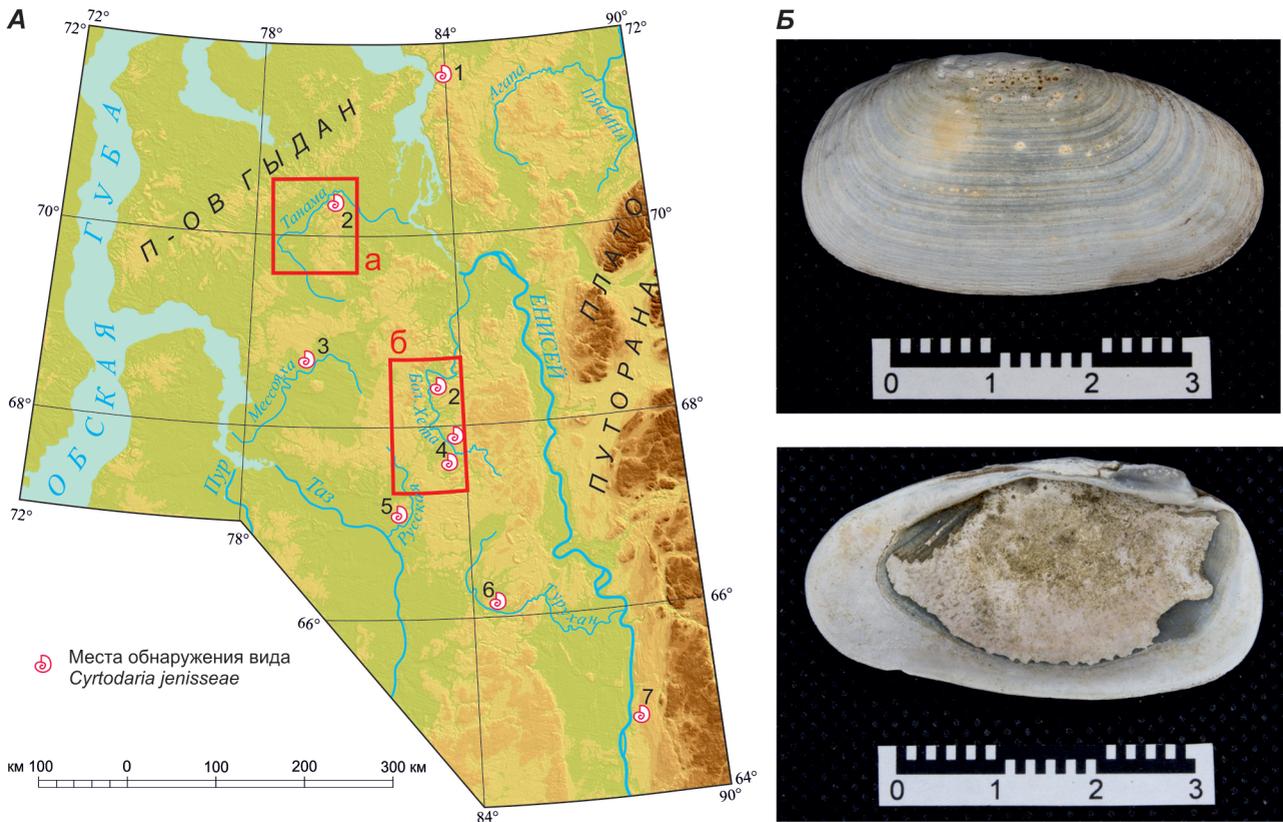


Рис. 1. Схема расположения участков исследований (А) и *Cyrtodaria jenisseae* Sachs, 1951 (Б)

А: а – р. Танама (см. рис. 8, А), б – р. Бол. Хета (см. рис. 2). Местонахождения остатков *Cyrtodaria jenisseae*, по данным из разных источников: 1 – [8]; 2 – настоящая работа; 3 – Р. А. Биджиев и др., 1981; 4 – [5]; 5 – [10]; 6 – [15]; 7 – [12].

Б: экземпляр из обр. 7254-141

информация об образованиях среднего неоплейстоцена, вскрытых в разрезах вдоль правого берега р. Енисей ниже Никитинского Яра [9]. Однако генезис ряда датированных песчаных толщ остается неясен и требует дальнейших исследований.

На рубеже веков были получены новые данные о возрасте каргинского мариния [1–4; 6; 27], который соответствует межледниковью позднего неоплейстоцена арктической Сибири и синхронен МИС 5 или МИС 5е. Этот факт позволил вернуться к идее В. А. Зубакова [11] о том, что нижележащая, по В. Н. Саксу [19], казанцевская морская толща относится к среднему плейстоцену [24]. Однако недавние работы продемонстрировали, что в стратотипической местности, в разрезе на р. Казанка, казанцевский мариний, как и каргинский, обладает верхнеплейстоценовым возрастом [7], отличаясь лишь возможной корреляцией с подстадиями МИС 5. На р. Казанка ИК-ОСЛ-и ЭПР-возраст песков с морскими моллюсками большей частью соответствует МИС 5а, а на мысе Каргинский – МИС 5е [6; 7; 27].

Одним из признаков морских отложений среднего неоплейстоцена, возможно, является вымерший моллюск *Cyrtodaria jenisseae* Sachs, 1951 [20]. Однако сам В. Н. Сакс до того, как выделил этот вид, определял его как современный *Cyrtodaria siliqua* (Spengler, 1793). Руководствуясь ранними

выводами В. Н. Сакса, С. Л. Троицкий принял оба вида за один [23], и *Cyrtodaria siliqua* практически исчезла из последующих определений исследователей енисейского севера. Тем не менее работы последних лет [14], включая настоящую, продемонстрировали, что оба вида самостоятельны и могут встречаться в одних и тех же толщах на севере Сибири. В результате при изучении материалов предшественников непонятно, какой моллюск был определен на самом деле – современный или вымерший. Это означает, что все разрезы с потенциальным *Cyrtodaria jenisseae* нуждаются в ревизии, если мы хотим использовать его как руководящий вид для среднего неоплейстоцена (рис. 1).

Прежние представления. Несмотря на разногласия исследователей по поводу возраста и происхождения четвертичных отложений в пределах региона, принципиальное строение разреза в среднем течении р. Бол. Хета представлялось достаточно однозначно (см. рис. 3, А).

Практически на всем протяжении долины реки от устья р. Покойницкая до устья р. Ахиктакаги береговые обрывы сложены песками, алевролитами и глинами с обильными остатками морских моллюсков *in situ*. Вместе с бореально-арктическими и арктическими видами, обитающими

в современном Карском море, были определены бореальные виды *Limecola balthica* (Linnaeus, 1758), *Mytilus edulis* Linnaeus, 1758, *Arctica islandica* (Linnaeus, 1767) и *Cyrtodaria jensiseae*. Последние два вида, по мнению В. Н. Сакса [19], типичны для казанцевского горизонта, выделенного им в низовьях р. Енисей. По этой причине морские образования в долине р. Бол. Хета относили либо к казанцевскому горизонту [10; 16; 21], либо по разнице в составе и структуре расчленили на санчуговские, казанцевские и хетские слои [5]. Так или иначе возраст морских отложений в долине р. Бол. Хета определяли как верхнеплейстоценовый.

Подощва морской формации практически повсеместно находится ниже уреза реки. Лишь на двух участках долины в среднем течении вскрываются подстилающие образования. На первом, близ устья р. Покойницкая, основание разреза сложено оскольчатым темно-серым и бурым суглинком с редкой галькой и обломками раковин морских моллюсков — среднеплейстоценовой бахтинской мореной, по мнению В. В. Комарова (В. А. Калинин и др., 1980). Наличие обломков морской фауны позволило некоторым исследователям рассматривать эти образования как ледниково-морские фации санчуговской свиты [5; 10].

Второй участок расположен близ устья р. Солёная. В основании берегового обрыва здесь выходят пески с косыми сериями, торфом и остатками стволов ели. Эти пески относились сначала к верхнеплейстоценовым аллювиальным мессовским слоям [5; 19], а позднее — к среднеплейстоценовому аллювию (А. С. Лавров и др., 1983). По А. С. Лаврову, пески перекрыты слоем плотного валунного суглинка, который он отнес к среднеплейстоценовой основной морене. Непосредственно выше залегают глинистые отложения с фауной морских моллюсков и фораминифер казанцевского возраста.

С поверхности морские пески, алевроиты и глины долины р. Бол. Хета на всем протяжении рассматриваемого участка перекрыты образованиями верхнеплейстоценового ледникового комплекса — основной мореной, водно- и озерно-ледниковыми отложениями — зырянскими [5; 10] или ермаковскими (В. А. Калинин и др., 1980). На 11 км выше по течению от устья р. Ахиктакаги подошва морены, залегающая на морских отложениях, круто падая в северном направлении, уходит под урез реки.

Полевые работы 2016 и 2017 гг., которые проводились в рамках государственного геологического картирования ВСЕГЕИ, позволили получить новые данные о геологическом строении бассейнов рек Бол. Хета и Танама (рис. 1, А, 2 и см. 8). Методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) получены возрасты для морских толщ среднего и верхнего неоплейстоцена, даны их детальная фациальная и палеонтологическая характеристики, уточнен характер взаимоотношений морских толщ с образованиями ледниковых

комплексов среднего и верхнего неоплейстоцена. Описанию этих результатов и посвящена статья.

Материалы и методы исследований. По материалам дистанционного зондирования были составлены предварительные схемы дешифрирования, отображающие предполагаемые границы геологических тел, которые позднее проверялись на местности. В поле изучались естественные выходы пород по берегам рек, которые вручную расчищались лопатами на максимально возможных площадях стенки обнажения. Каждая расчистка выравнивалась кельмами для создания плоской поверхности и получения непротиворечивой информации об облике контактов между толщами и отдельными фациями в пределах толщи, непрерывного прослеживания контактов по простиранию, документации структурно-текстурных особенностей, полной фациальной характеристики, фотодокументации и послыного опробования. При описании осадочных текстур используется терминология из книги Г.-Э. Рейнека и И. Б. Сингха [18]. Точная географическая привязка и абсолютные высоты точек наблюдения определялись при помощи приемника ГЛОНАСС/GPS и специального альтиметра, позволяющего измерять относительную высоту с точностью до 0,5 м.

Корреляция изученных толщ проводится со стратотипами местных подразделений и сопоставляется с МИС. Горизонты региональной стратиграфической схемы Западной Сибири [1] не используются, так как требуют ревизии [2; 4] и могут ввести в заблуждение.

Палеонтологический анализ. Для остатков фауны, залегающих *in situ*, отбирались представительные объемы (2–10 ведер) грунта из защищенных стенок обнажений, вручную промывались в ситах с размером ячеек 1–4 мм, а отмытые раковины морских моллюсков предоставлялись для анализа. Кроме того, осуществлялся ручной сбор раковин с бечевника реки у подножия обнажения или из осыпи на склоне обрыва. В приведенных ниже результатах анализа указан источник поступления материала — *in situ* или подъемный. Определения собранной фауны проводилось в Зоологическом институте РАН (Санкт-Петербург).

ОСЛ-датирование. На данный момент получено 14 ОСЛ-возрастов из разрезов на рассматриваемой территории (табл. 1), анализ образцов выполнен в лаборатории ОСЛ ВСЕГЕИ. Пробоподготовка производилась стандартным способом [31] — с выделением зерен кварца и калиевых полевых шпатов фракций 180–250 и 90–180 мкм. Измерения эквивалентной дозы выполнялись на анализаторе ТЛ и ОСЛ Risø TL/OSL Reader DA-20 C/D. С этой целью для кварца использовался SAR-протокол [25], а для калиевых полевых шпатов — протокол post-IR IRSL (pIRIR₂₉₀) [28]. В последних была измерена величина остаточной дозы после облучения солнечным светом в течение ~ 170 ч. Активности радия, тория и калия определялись на сверхнизкофоновом

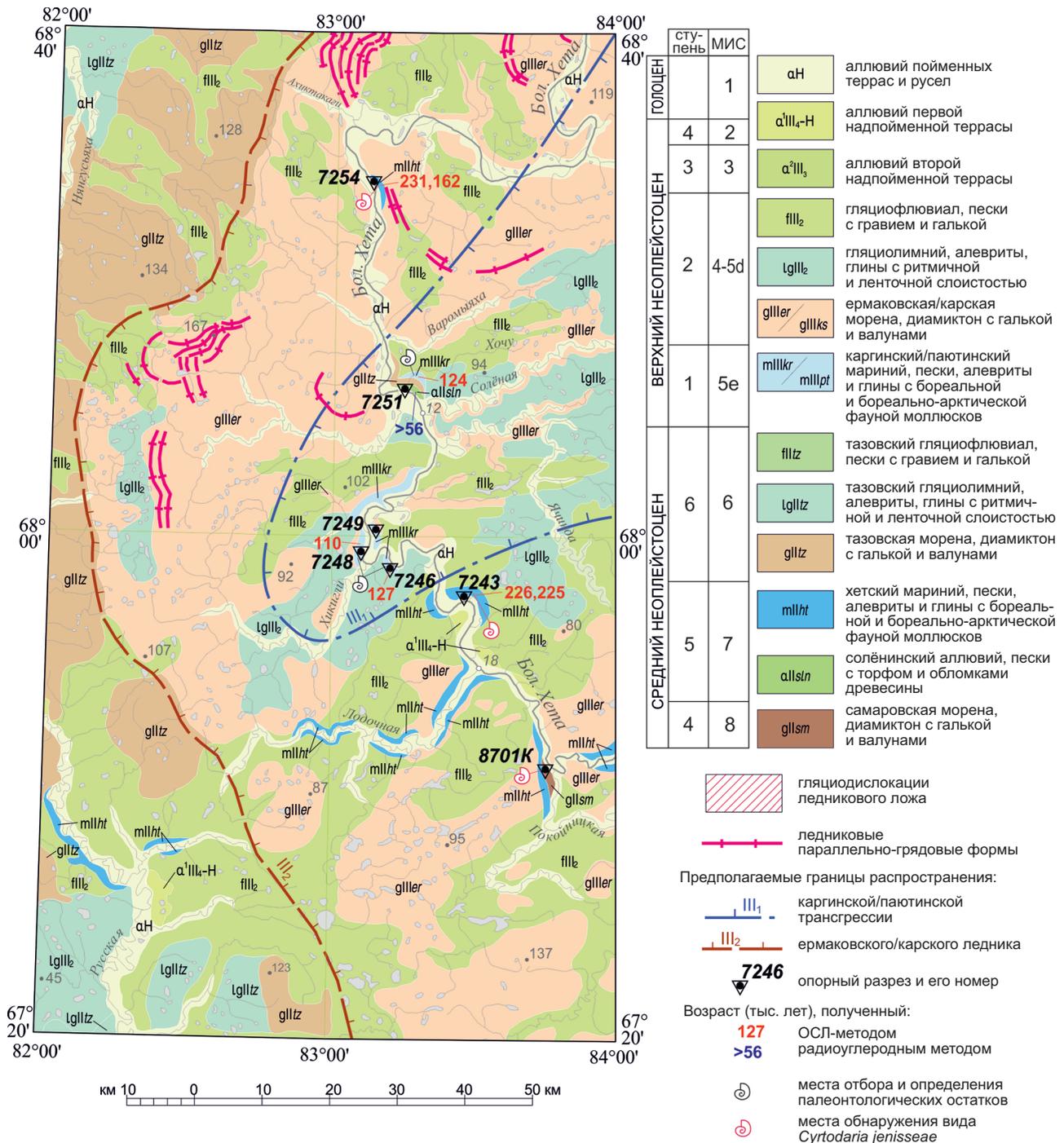


Рис. 2. Карта четвертичных образований района среднего течения р. Бол. Хета

гамма-спектрометре с детектором на основе особо чистого германия Canberra BE3825 после герметизации образца воском и выдержки в течение 20 дней. Предполагалась полная водонасыщенность опробованных пород на протяжении всего времени после их отложения.

Для расчета исходного сигнала в кварце использовались первые 0,32 с кривой затухания ОСЛ, а для фона – последующие 0,8 с. Эквивалентные дозы в зернах кварца лежат выше предела, определяемого значением $2D_0$ [32], и измерены с использованием суммы экспоненциальной

и линейной функций для построения кривой доза-эффект. Достоверность полученных таким способом дат продемонстрирована Э. Мюррэем [26] при определении возраста среднеплейстоценовых отложений в долине р. Сейда (Печорская низменность). Эквивалентные дозы $pIRIR_{290}$ и IR_{50} получены при использовании первых 1,6 с для расчета исходного сигнала и последних 20 с – фона. В последнем столбце табл. 1 приведены даты, вычисленные при использовании интервала 128–136 с для расчета исходного сигнала. Выбор этого интервала обусловлен уменьшением

Таблица 1

Результаты датирования проб методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ)

Номер п. п.	Полевой номер	Лабораторный номер	Влажность, %	Фракция, мкм	Число навесок	Удельная активность, Бк/кг			Эквивалентная доза, Гр			Мощность дозы, Гр/тыс. лет	Возраст, тыс. лет		
						²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K	SAR	IR ₅₀ pIRIR ₂₉₀ (0–1,6 с)	IR ₅₀ (128–136 с)		SAR	pIRIR ₂₉₀ (0–1,6 с)	IR ₅₀ (128–136 с)
1	7213-172	RGI-331a	32	180–250	6	15,6 ± 0,3	17,2 ± 0,3	571 ± 27	317 ± 76	265 ± 20 577 ± 36	374 ± 30	1,75 ± 0,08	182 ± 44	200 ± 18	135 ± 14
		RGI-331b													
2	7213-173	RGI-332a	21	180–250	6	24,2 ± 0,5	22,1 ± 0,4	593 ± 28	158 ± 32	231 ± 16 473 ± 30	336 ± 15	2,21 ± 0,10	71 ± 15	139 ± 13	103 ± 8
		RGI-332b													
3	7214-189	RGI-374a	15	180–250	6	10,2 ± 0,2	11,3 ± 0,3	665 ± 31	211 ± 35	230 ± 8 551 ± 25	325 ± 23	2,15 ± 0,11	98 ± 17	166 ± 13	102 ± 10
		RGI-374b													
4	7219-223	RGI-191a	23	180–250	8	5,6 ± 0,2	4,9 ± 0,2	364 ± 17	140 ± 11	138 ± 7 308 ± 14	201 ± 7	1,09 ± 0,06	129 ± 12	—	—
		RGI-191b													
5	7219-226	RGI-384	26	180–250	6	8,0 ± 0,2	9,0 ± 0,2	370 ± 18	124 ± 7	—	—	1,17 ± 0,06	107 ± 8	—	—
		RGI-192a													
6	7220-249	RGI-192b	26	180–250	5	7,0 ± 0,2	7,3 ± 0,2	479 ± 22	226 ± 28	333 ± 20 812 ± 33	465 ± 18	2,37 ± 0,17	167 ± 22	332 ± 27	196 ± 16
		RGI-213a													
7	7220-253	RGI-213b	23	180–250	4	9,4 ± 0,2	9,3 ± 0,2	422 ± 20	258 ± 20	376 ± 15 784 ± 54	467 ± 32	1,37 ± 0,07	189 ± 17	319 ± 32	196 ± 19
		RGI-164a													
8	7243-516	RGI-164b	33	90–180	6	11,5 ± 0,3	12,2 ± 0,3	682 ± 32	441 ± 36	422 ± 27 796 ± 38	506 ± 23	1,95 ± 0,09	226 ± 21	282 ± 26	191 ± 17
		RGI-158a													
9	7243-519	RGI-158b	21	180–250	3	13,9 ± 0,3	16,1 ± 0,3	651 ± 31	473 ± 23	587 ± 25 804 ± 35	817 ± 36	2,10 ± 0,10	225 ± 16	241 ± 18	262 ± 19
		RGI-159a													
10	7246-115	RGI-159b	20	90–250	4	13,1 ± 0,6	12,4 ± 0,4	674 ± 22	267 ± 39	329 ± 9 519 ± 19	377 ± 13	2,11 ± 0,11	127 ± 20	151 ± 11	121 ± 9
		RGI-162a													
11	7248-139	RGI-162b	27	90–180	5	10,5 ± 0,3	10,1 ± 0,2	621 ± 29	198 ± 26	259 ± 8 443 ± 17	324 ± 10	1,80 ± 0,09	110 ± 16	157 ± 15	130 ± 12
		RGI-160a													
12	7251-554	RGI-160b	31	180–250	3	15,3 ± 0,7	15,2 ± 0,5	710 ± 27	264 ± 65	343 ± 11 499 ± 18	386 ± 14	2,12 ± 0,09	124 ± 31	145 ± 11	125 ± 9
		RGI-163a													
13	7254-144	RGI-163b	26	90–180	6	10,6 ± 0,3	8,9 ± 0,3	593 ± 27	284 ± 37	377 ± 32 759 ± 54	523 ± 37	1,76 ± 0,09	162 ± 23	285 ± 32	210 ± 23
		RGI-161a													
14	7254-152	RGI-161b	27	180–250	4	11,5 ± 0,3	9,9 ± 0,2	599 ± 28	408 ± 23	548 ± 25 939 ± 41	650 ± 29	1,76 ± 0,09	231 ± 17	319 ± 25	233 ± 18
		RGI-161b													

Примечание: Значения возраста pIRIR₂₉₀ скорректированы на величину остаточной дозы – 24 Гр для 1–4, 6, 7 и 50 Гр для 8–14.

Результаты определения возраста радиоуглеродным методом

Полевой номер	Лабораторный номер	Стратиграфическое положение	Материал	¹⁴ C возраст, лет	Калиброванный возраст
7251-163	ЛУ-8989	Солёнинский аллювий aIIsln	Древесина из торфа	≥ 56 640	—
7215-202	ЛУ-8513	Аллювий 2 н.п. террасы a2III3	Растительный детрит	31 040 ± 350	35 000 ± 360
7215-203	ЛУ-8514	Аллювий 2 н.п. террасы a2III3	Растительный детрит	27 690 ± 390	31 700 ± 450
7219-233	ЛУ-8516	Паютинский мариний mIIIрт	Фрагмент древесины	≥ 45 530	≥ 49 210

величины аномального падения при смещении пределов интегрирования вправо по оси времени [29] и результатами собственных исследований. Указанные возрасты хорошо согласуются с датами, полученными по кварцу (полужирный шрифт в табл. 1). Погрешности измеренных величин соответствуют доверительному интервалу 1σ.

Радиоуглеродное датирование. В долинах рек Бол. Хета и Танама было получено четыре новых радиоуглеродных возраста (табл. 2). Для радиоуглеродного анализа из зачищенных стенок обнажений с глубины не менее 0,5 м вручную отбирались растительный детрит, остатки древесины и торф. Радиоуглеродное датирование выполнено в лаборатории Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана СПбГУ по стандартной методике. Измерение радиоуглерода в образце бензола проводили на низкофономом жидкостно-сцинтилляционном спектрометре Quantulus 1220. По результатам измерения скоростей счета образца, фона и стандарта вычислялся радиоуглеродный и календарный возрасты.

Результаты. Новейшие полевые работы и последующий анализ полученных данных позволили установить наличие двух морских разновозрастных толщ, разделенных моренной. Ниже приводится описание опорных разрезов морских формаций, часть из которых предлагается объединить в составной стратотип.

Хетский мариний. Обнажение Холдо (7243 на рис. 2, 3, Б и 4, А) расположено на правом берегу р. Бол. Хета в ее верхнем течении (67° 54' 55,4" с. ш., 83° 27' 17,3" в. д., низовой конец), ниже устья руч. Холдо, вытекающего из одноименного озера (рис. 2, 3, Б и 4, А). Обрыв общей протяженностью 1,3 км обращен на юг, а его высота над урезом воды в реке достигает 35 м. Урез реки расположен на 17 м абс. выс. В обнажении вскрывается коренной борт долины с отметками поверхности водораздела 65–70 м абс. выс.

Основание разреза расположено на 28 м абс. выс. Здесь вскрыты серо-сизые тонкозернистые пески и алевриты со смещенной восходящей рябью течения и мощностью слоев около 1–2 мм. Через метр, вверх по разрезу, нижняя пачка согласно переходит в желто-серые мелкозернистые пески мощностью 2–2,5 м

с редким глиняным гравием и вилообразной фазерной слоистостью (рис. 4, Б). Из этой пачки с отметки 30,3 м абс. выс. получен ОСЛ-возраст 225 ± 16 тыс. лет. С четким неровным контактом, без следов перерывов в осадконакоплении, пески перекрыты серо-сизыми параллельно-слоистыми глинистыми алевритами и мелкозернистыми песками (рис. 4, Б, В). Мощность отдельных слоев изменяется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Контакты между слоями неровные, в песчаных прослоях изредка встречаются остатки фазерной слоистости, вся пачка сильно биотурбирована с многочисленными следами зарывания моллюсков глубиной до 20 см (рис. 4, В, Г). На фоне параллельной слоистости читаются ритмы мощностью до 50 см, включающие серию из десятков чередующихся глинистых и алевритистых слоев. В одной серии большей мощностью обладают глинистые слои, в другой — алевритистые. В пачке содержатся многочисленные створки моллюсков и остатки раковин ракообразных: бореально-арктические виды *Macoma calcarea* (Gmelin, 1791), *Hiatella arctica* (Linnaeus, 1767), *Balanus* sp., *Mya* sp. (*in situ*); *Ennucula tenuis* (Montagu, 1808), *Astarte borealis* (Schumacher, 1817) (подъемный материал). Местами створки собираются по несколько штук в отдельных «гнездах». В этом же обнажении предшественниками [5] собраны бореально-арктические виды *Astarte montagui* (Dillwyn, 1817), *Chirona hameri* (Ascanius, 1767), *Cryptonatica affinis* (Gmelin, 1791), *Mya truncata* Linnaeus, 1758 и арктический вид *Serripes groenlandicus* (Mohr, 1786), а также характерный *Cyrtodaria jenisseae*.

Пачка глинистых алевритов с остатками фауны слагает большую часть видимого разреза, достигая мощности 20 м. Из нее с абс. отм. 44,3 м получен ОСЛ-возраст 226 ± 21 тыс. лет. Судя по характерным осадочным текстурам и набору фауны, перечисленные пачки формировались в литоральной зоне при незначительном изменении динамических характеристик приливов и отливов. ОСЛ-возраст морской толщи соответствует пятой ступени среднего неоплейстоцена и МИС 7.

Морскую толщу в обнажении Холдо перекрывают с угловым несогласием и эрозионным контактом охристо-серые среднезернистые пески с желобообразной косой слоистостью при глубине промоин до 10 см, с рассеянными и собранными

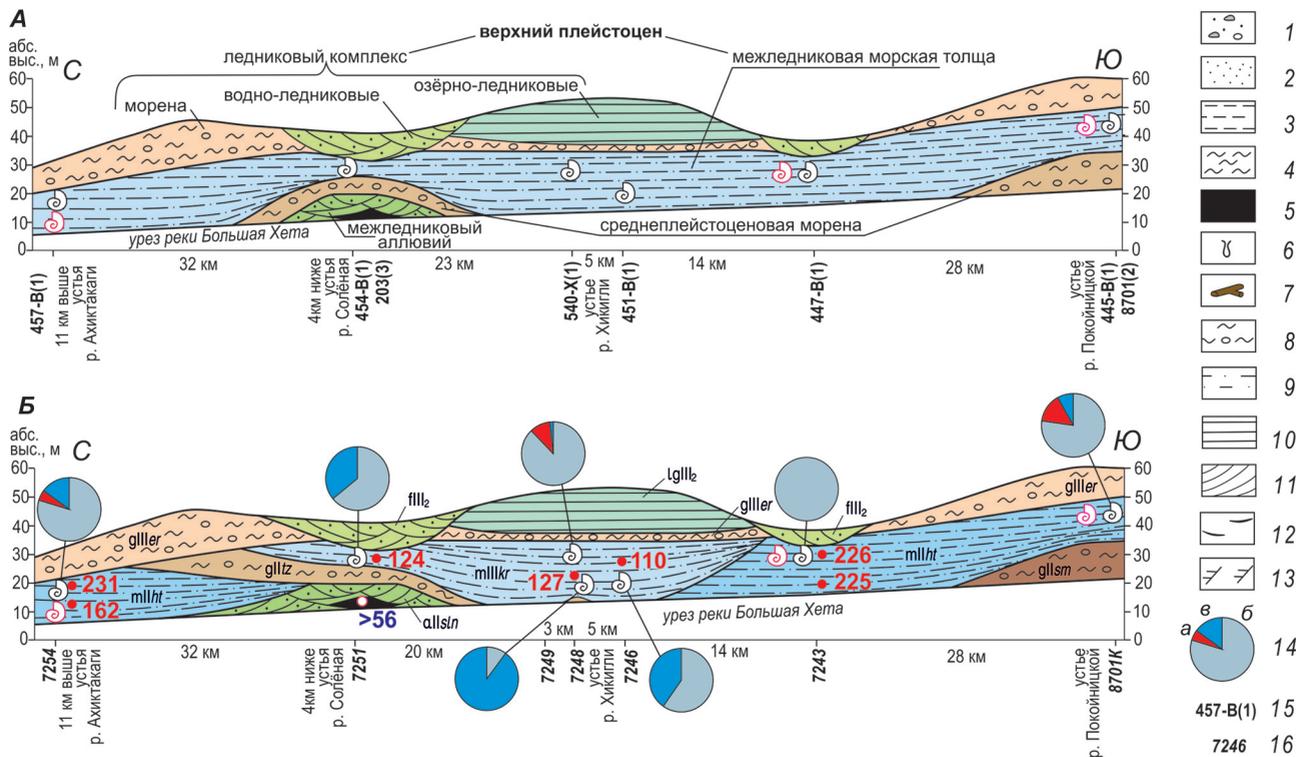


Рис. 3. Схемы соотношений четвертичных образований среднего течения р. Бол. Хета по данным предшественников (А) и настоящей работы (Б)

1–13 – механический состав и текстурные характеристики образований: 1 – галька, гравий, 2 – пески, 3 – алевриты, 4 – глины, 5 – торф, 6 – ихнофоссилии, 7 – обломки древесины, 8 – диамиктон алевритистый, глинистый с валунами и галькой, 9 – алевриты и пески с параллельной слоистостью, 10 – ленточные глины, алеврито-глинистые ритмиты, 11 – косая слоистость, 12 – флазерная слоистость, 13 – слоистость восходящей ряби течения; 14 – диаграмма количественного соотношения представителей видов малакофауны в объеме пробы: а – бореальных, б – бореально-арктических, в – арктических; 15, 16 – номера точек наблюдения: 15 – цифра в скобках – источник: 1 – [5]; 2 – В. А. Калинин и др., 1980; 3 – А. С. Лавров и др., 1983, 16 – вынесенные на карту на рис. 2. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2

в линзы галькой и гравием, с линзами глинистых алевритов – продуктом периодического заиления. Пески интерпретированы нами как гляциофлювиал второй ступени верхнего неоплейстоцена.

Обнажение Ахиктакаги (7254 на рис. 2 и 3, Б) расположено на правом берегу р. Бол. Хета в низовой части рассматриваемого участка (68°28'15,3" с. ш., 83°06'56,0" в. д., низовой конец) в 11 км выше по течению от устья ее левого притока р. Ахиктакаги. Общая протяженность обнажения юго-западной экспозиции 900 м, относительная высота от 16 до 27 м выше уреза воды в реке, который находится на отметке 6 м абс. выс. В данном месте река прорезает возвышенность с характерным холмисто-западинным рельефом и отметками до 124 м абс. выс.

В нескольких расчистках здесь вскрыты сизо-серые или серые с охристым оттенком параллельно переслаивающиеся мелкозернистые пески и алевриты видимой мощностью 7 м от основания нижней расчистки на 14 м абс. выс. до кровли на высоте 21 м абс. выс. Мощность каждого прослоя от 1 до 10 см. Контакты между прослоями четкие лишь местами. Тем не менее их выдержанность можно проследить по простиранию минимум на несколько десятков

метров. Первичные осадочные текстуры практически полностью уничтожены биотурбациями. Четко различить можно лишь желобообразные врезы глубиной до 5 см в кровле алевритистых прослоев, заполненные светло-серыми песками (рис. 5, А). Эти хаотично располагающиеся по разрезу врезы на фоне выдержанного по простиранию параллельного переслаивания позволяют предположить, что пески и алевриты формировались в приливно-отливной зоне. Отдельно выделяются ходы зарывания моллюсков и бесконечные следы илоедов. По всему разрезу рассеяны створки раковин моллюсков, местоположение которых нередко отмечено сильным ожелезнением. Среди них определены непосредственно из разреза: бореально-арктические *Astarte montagui*, *Astarte elliptica* (Brown, 1827), *Macoma calcarea* (Gmelin, 1791), *Mya pseudoarenaria* Schlessch, 1931, *Amauropsis islandica* (Gmelin, 1791), *Hiatella arctica*, *Ciliatocardium ciliatum* (Fabricius, 1780), *Axinopsida orbiculata* (G. O. Sars, 1878), *Yoldiella lenticula* (Møller, 1842), *Solariella obscura* (Couthouy, 1838), *Boreocingula castanea* (Møller, 1842) и арктические *Portlandia arctica* (Gray, 1824), *Serripes groenlandicus*, *Cylichnoides validus* (Leche, 1878) и *Laona quadrata* (S. Wood, 1839).

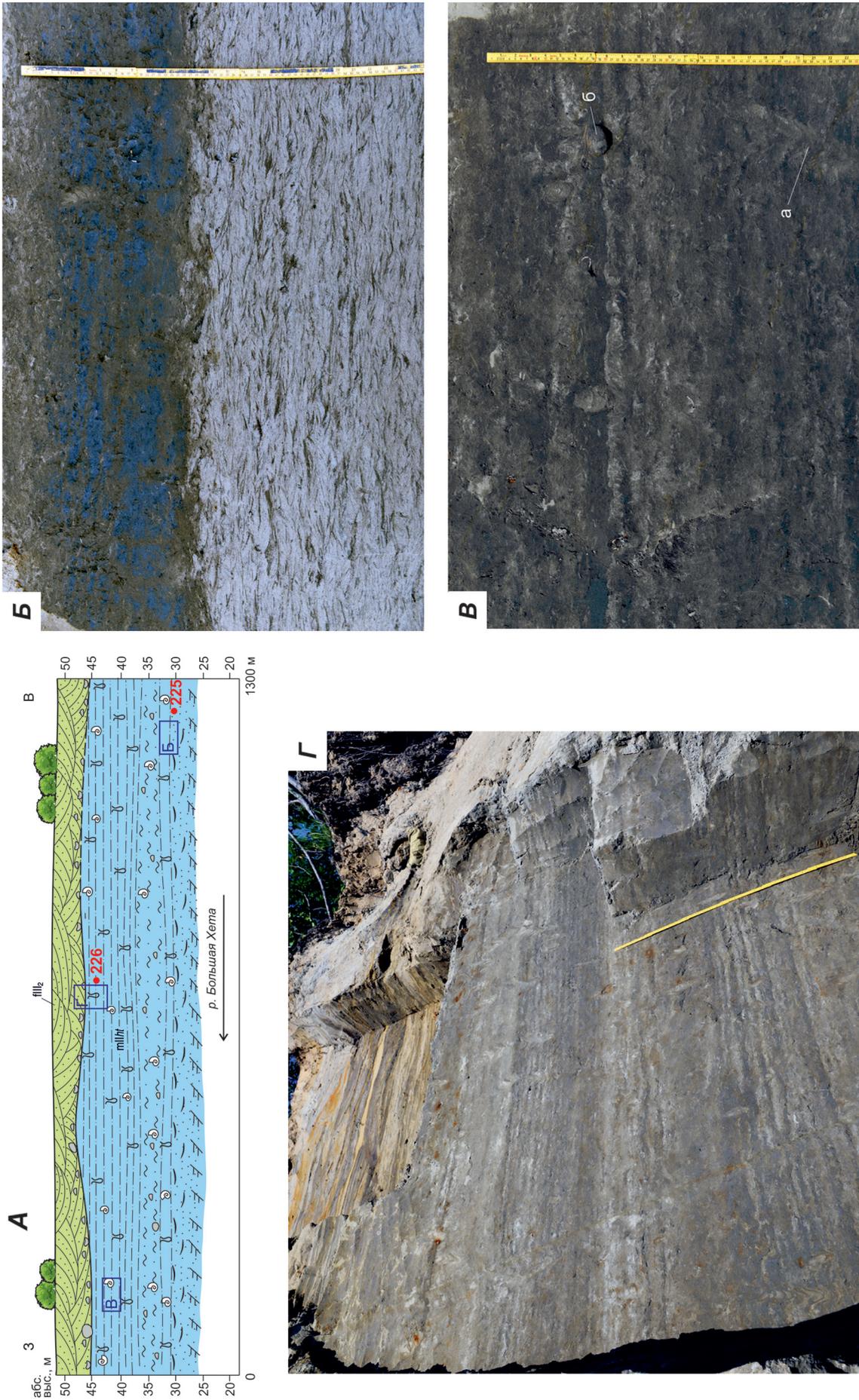


Рис. 4. Обнажение Холдо (7243 на рис. 2, 3, Б)

А – схема. Объекты съемки отмечены синими прямоугольниками, усл. обозн. см. на рис. 2 и 3; **Б** – мелкозернистые пески с редким глиняным гравием и вилообразной фазерной слоистостью; **В** – параллельно-слоистые глинистые алевроиты и мелкозернистые пески со следами зарывания моллюсков (*a*), створками раковин и дробстоном (*b*); **Г** – ритмы параллельно-слоистых глинистых алевроитов и мелкозернистых песков мощностью до 50 см



Рис. 5. Обнажение Ахиктакаги (7254 на рис. 2 и 3, Б)

А – параллельно переслаивающиеся мелкозернистые пески и алевриты с многочисленными биотурбациями, створками моллюсков и желобообразными врезами глубиной до 5 см в кровле алевритистых прослоев, заполненные светло-серыми песками (показаны белыми стрелками); **Б** – морские пески, перекрытые глинисто-алевритистым диамиктоном основной морены. Граница отмечена штриховой линией. Четырехугольниками обозначены местоположения фотографий **А** и **В**; **В** – полосчатая ассимиляционная морена на контакте диамиктона и песков с глиняным гравием, кусочками перетертого диамиктона и мелкими обломками раздробленных створок из подстилающих песков

На нерасчищенном склоне и бечевнике собраны бореальный вид *Cyrtodaria siliqua* и бореально-арктические виды *Mya truncata*, *Plicifusus kroeyeri* (Møller, 1842), *Admete viridula* (Fabricius, 1780), *Musculus niger* (J. E. Gray, 1824), *Cryptonatica affinis*, *Curtitoma tenuicostata* (G. O. Sars, 1878), *Balanus* sp., *Solariella obscura*, *Neptunea* sp., *Ariadnaria borealis* (Broderip & G. B. Sowerby I, 1829), *Buccinum terraenovae* Mörch, 1869, арктический вид *Euspira tenuistriata* (Dautzenberg & H. Fischer, 1911), а также *Cyrtodaria jennisseeae*.

Из морских песков получены две ОСЛ-даты 162 ± 23 и 231 ± 17 тыс. лет с отметок 15 и 16,2 м абс. выс. соответственно.

Параллельно переслаивающиеся пески и алевриты на абсолютной высоте 21 м перекрыты сизо-коричневым глинисто-алевритистым диамиктоном с полосчатой, местами массивной, текстурой и рассеянными галькой и щебнем (рис. 5, **Б**). На контакте песков и диамиктона находится переходный слой мощностью до 0,4 м с тонкими (от миллиметра до 1 см) волнистыми прерывистыми полосами, большим количеством глинистого гравия, кусочками перетертого диамиктона и мелкими обломками раздробленных створок из подстилающих песков (рис. 5, **В**). Видимая мощность диамиктона около 2 м. Состав, структура, характерный облик подошвы диамиктона и гляциокарстовый рельеф окружающих пространств позволяют утверждать ледниковое происхождение пород верхней части разреза. Переходный слой в подошве диамиктона представляет собой

ассимиляционную морену, образовавшуюся в результате интеграции морских песков и ледникового льда.

ОСЛ-возраст морской толщи в обнажении Ахиктакаги, с учетом погрешности измерений, близок к таковому в обнажении Холдо и соответствует пятой ступени среднего неоплейстоцена и МИС 7. По совокупности геологических и геоморфологических признаков перекрывающая морена относится нами к верхнему неоплейстоцену.

Обнажение 8701К. Мариний, аналогичный по своему положению в разрезе и палеонтологической характеристике описанному в обнажениях Холдо и Ахиктакаги, изучен В. В. Комаровым на левом берегу р. Покойницкая, левого притока р. Бол. Хета, чуть выше устья (разрез 8701К на рис. 2 и 3, **Б**, $67^{\circ} 41' 00,4''$ с. ш., $83^{\circ} 46' 59,0''$ в. д.) (В. А. Калинин и др., 1980).

Основание разреза сложено серым алевритопесчаным диамиктоном с галькой и валунами преимущественно траппового состава и видимой мощностью до 12 м. В диамиктоне наблюдаются многочисленные ксенокласты мелкозернистых песков с обломками раковин морских моллюсков. В. В. Комаров называл этот диамиктон среднеплейстоценовой бахтинской мореной, выходящей на поверхность и слагающей холмы и гряды южнее 66° с. ш. А. А. Земцов [10] такие «суглинистые» отложения с валунно-галечным материалом и фауной морских моллюсков плохой сохранности в основании разрезов рек Русской

и Бол. Хеты именовал ледниково-морскими отложениями тазовско-санчуговской свиты. Мы относим эти образования к самаровской морене четвертой ступени среднего неоплейстоцена.

На размытой кровле морены залегает семнадцатиметровая песчано-алевритовая толща. Текстуры представлены параллельной и косой перекрестной слоистостью. Прослои алеврита содержат растительный детрит. В песках встречаются обломки и целые раковины морских моллюсков, среди которых определены бореальные виды *Arctica islandica*, *Mytilus edulis*, *Limecola balthica*, бореально-арктические *Ciliatocardium ciliatum*, *Astarte borealis*, *Astarte montagui*, *Mya truncata*, *Cryptonatica affinis*, *Euspira pallida* (Broderip & Sowerby, 1829), *Buccinum hydrophanum* Hancock, 1846, а также *Cyrtodaria jensiseae* [5]. В. В. Комаров относил эти морские отложения к верхнеплейстоценовой казанцевской свите (В. А. Калинин и др., 1980). Благодаря присутствию *Cyrtodaria jensiseae* и общему положению в разрезе, мы коррелируем морскую толщу в устье р. Покойническая с маринием в обнажениях Холдо и Ахиктакаги.

Венчается разрез темно-серым глинистым диамиктоном верхнеплейстоценовой ермаковской морены с редкой галькой и валунами преимущественно траппового состава мощностью до 4 м.

Каргинский мариний. Обнажения Хикигли (7246, 7248 и 7249 на рис. 2, 3, Б и 6, А) расположены на обоих берегах р. Бол. Хета в 6 км вверх по течению и в 2 и 3 км вниз по течению от устья левого притока р. Хикигли соответственно. Наиболее представительно обнажение 7248 (67° 58' 22,5" с. ш., 83° 06' 29,8" в. д., верховой конец), остальные лишь дополняют его в деталях строения отдельных толщ. Обрыв протяженностью 1,3 км обращен на юго-восток и вскрывает возвышенность с отметками до 86 м абс. выс. Высота обрыва над рекой достигает 54 м в его верховой части и опускается до 42 м в низовой. Урез воды в реке находится на высоте 14 м выше уровня моря.

В основании разреза в интервале от 17 до 18 м абс. выс. вскрыты охристо-серые тонкозернистые пески без видимых водно-осадочных текстур. В них присутствуют редкие тонкие (первые миллиметры) изогнутые и прерывистые (2–20 см) слойки серых мелкозернистых песков, местами разорванных миллиметровыми сбросами. Верхний контакт песков четкий с карманом глубиной 20 см, в который проваливаются алевритистые глины вышележащей морской толщи. Из-за небольшого по площади выхода песков, вскрытых в шурфе, их генезис установить проблематично. Быть может, это субаэральные образования, нарушенные криогенными процессами, или песчаная часть нижележащей морены. Так или иначе эти пески залегают в основании разреза у р. Хикигли и не относятся к морским образованиям.

Перекрываются пески сизо-коричневыми плотными алевритистыми глинами с прослоями (до 6 см) серых мелкозернистых

тонко-параллельно-слоистых песков (рис. 6, Б). Прослои не выдержаны по простиранию, их длина не превышает нескольких метров. В глинах рассеяны многочисленные створки моллюсков. Контакты песчаных слоев с вмещающими алевроглинами нарушены биотурбациями. Мощность алевроглин около 4 м.

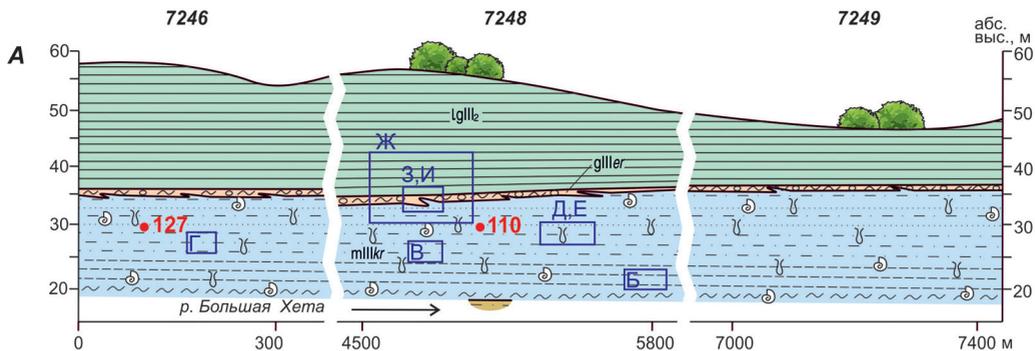
На 22 м абс. выс. алевритистые глины переходят в мелкозернистые пески с прослоями алевритистых глин и алевритов от нескольких миллиметров до 20 см мощностью. Переход от нижней пачки алевроглин к песчаной пачке постепенный. Песчаные прослои вверх по разрезу становятся более мощными и вместо подчиненного значения приобретают доминирующее. Цвет у песков серый и светло-серый, а у тонкозернистых прослоев — сизо-коричневый или серо-сизый. Слоистость параллельная, волнистая, флазерная и мелко-масштабная косая желобообразная (рис. 6, В, Г). Глубина желобов редко превышает несколько сантиметров, а поперечник — первые десятки сантиметров. Многие крупные флазеры сложены мелким растительным детритом. Многочисленны рассеянные створки моллюсков. Изредка в разрезе встречаются прослои в несколько сантиметров мощностью с пологонаклонной параллельной слоистостью и глиняным гравием из подстилающих или уже размытых прослоев.

Вся песчаная пачка испещрена следами жизнедеятельности морских организмов — следами зарывания, ходами и т. п. Их глубина, поперечное сечение, форма и положение в пространстве очень разнообразны, а размеры редко превышают первые сантиметры. Нам удалось запечатлеть уникальный объект — отпрепарированные ветром ихнофоссилии в рыхлых мелко- и тонкозернистых осадках (рис. 6, Д, Е). По заключению П. А. Безносова (ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар), комплекс ихнофоссилий содержит *Psilonichnus* isp., *Skolithos* isp., *Arenicolites* isp., cf. *Spirophyton (Zoophycos)* isp., cf. *Thalassinoides* isp. и в целом характеризует псилоихновую и сколитовую ихнофауны.

Непосредственно из разреза среди моллюсков определены бореальный *Limecola balthica*, бореально-арктические *Astarte montagui*, *Astarte arctica* (Gray, 1824), *Astarte crenata* (Gray, 1824), *Hiatella arctica*, *Macoma calcarea*, *Lyonsia arenosa* (Møller, 1842), *Musculus discors* (Linnaeus, 1767), *Amauropsis islandica*, *Ennucula tenuis*, *Axinopsida orbiculata*, *Frigidoalvania cruenta* (Odhner, 1915), арктические *Portlandia arctica*, *Colus sabini* (Gray, 1824), *Obesotoma starobogatovi* Bogdanov, 1990, *Cylichnoides scalptus* (Reeve, 1855), *Cylichnoides densistriatus* (Leche, 1878), *Bathyarca glacialis* (Gray, 1824).

Из подъемного материала — бореальный вид *Cyrtodaria siliqua*, арктические виды *Colus sabini*, *Cyrtodaria kurriana* Dunker, 1861.

Характер осадочных текстур, их сочетаний и пространственных взаимоотношений свидетельствует о приливно-отливных условиях формирования песчаной пачки. Любопытно, что аналогичные выводы об обстановке осадконакопления



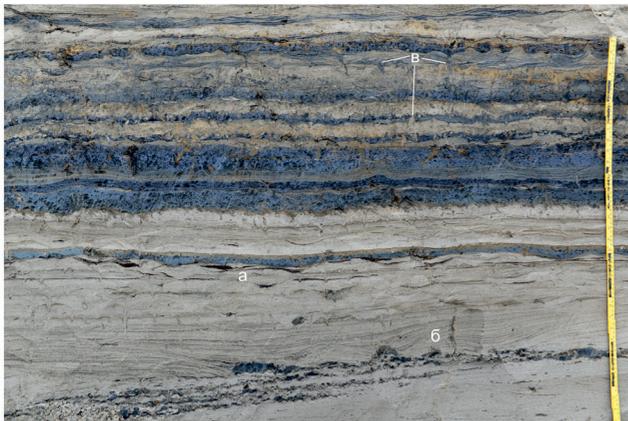
Б



Д



В



Е



Г



Рис. 6. Обнажения у устья р. Хикигли (7246, 7248, 7249 на рис. 2 и 3, Б)

А – схема. Объекты съемки отмечены синими прямоугольниками, усл. обозн. см. на рис. 2 и 3;

Б – алевритистые глины с прослоями мелкозернистых тонко-параллельно-слоистых песков, многочисленными створками моллюсков и биотурбациями;

В – пески с параллельной, волнистой, флазерной (*а*), мелкомасштабной косоугольной слоистостью (*б*) и следами жизнедеятельности морских организмов (*в*);

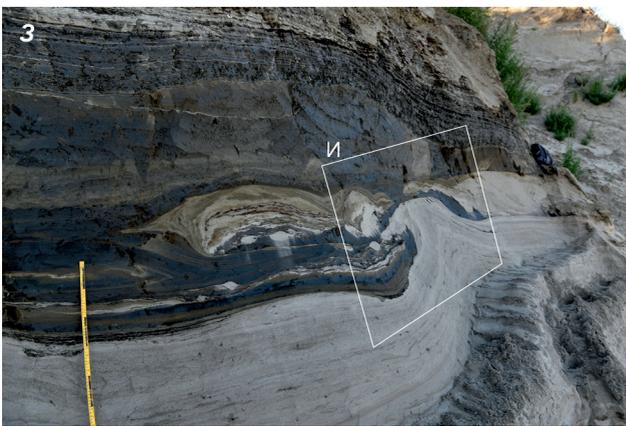
Г – те же пески, что и на **В**, но с чуть более глубокими желобообразными промоинами и глиняным гравием в нижнем прослое;

Д, Е – отпрепарированные ветром ихнофоссилии в рыхлых мелко- и тонкозернистых песках и алевритах;

Ж – гляциодинамический контакт в подошве диамиктона основной морены;

З – текстуры захвата песков в вышележащий диамиктон, превращающиеся в отторженцы-ксенокласты и развальцовывающиеся на отдельные полосы и будины. В верхней части – ленточные глины и глинисто-алевритистые ритмиты озерно-ледниковых образований;

И – смятые в складки и разбитые на блоки морские пески, подстилающие диамиктон основной морены. Текстура захвата песков в толщу диамиктона. Ксенокласты песков во вмещающем диамиктоне



следуют и из анализа комплекса ихнофоссилий. Глинистая фация в основании разреза, вероятно, более глубоководная, а вскрытая последовательность отражает регрессивный характер видимой части морской толщи.

Из песчаной пачки получены две ОСЛ-даты 127 ± 20 и 110 ± 16 тыс. лет, что, учитывая характер взаимоотношений всей морской толщи с подстилающими и перекрывающими образованиями вместе с палеонтологической характеристикой, позволяет отнести ее к первой ступени верхнего звена неоплейстоцена и коррелировать с межледниковым каргинским маринием. Ранее, в стратотипе у мыса Каргинский в низовьях Енисея, было получено шесть ОСЛ-возрастов от 117 до 97 тыс. лет [6; 27], четыре ИК-ОСЛ-возраста в интервале 119,7–93,5 тыс. лет и одна ЭПР-дата $94,2 \pm 7,8$ тыс. лет [7].

На абсолютной высоте 31 м морская толща с резким угловым несогласием перекрыта сизокоричневым песчано-алевритистым диамиктоном

мощностью до 0,8 м. В подошве диамиктона многочисленны текстуры захвата подстилающих песков в виде внедряющихся в вышележащую толщу опрокинутых и лежачих складок волочения, диапиров и пламевидных текстур (рис. 6, Ж, З). Внутри диамиктона текстуры захвата распадаются на отдельные ксенокласты-отторженцы песков во вмещающей породе, развальцовываются на линзы и прерывистые полосы, растаскиваются с образованием будин. В песчаных ксенокластах и вдоль всего контакта в зоне тектонического меланжа наблюдаются многочисленные надвиги (рис. 6, И), раздробленные кусочки глин и створок моллюсков (рис. 6, З), смятые в мелкие складки рыхлые породы.

Перечисленные детали свидетельствуют о гляциотектонической природе контакта, а мало-мощный диамиктон — не что иное, как верхне-неоплейстоценовая основная морена. Важно, что все пликативные и дизъюнктивные нарушения, а также иные дирекционные структуры вдоль

подошвы имеют одинаковую ориентировку. Они расположены в субгоризонтальной зоне перпендикулярно к склону обрыва и направлены с востока-северо-востока на запад-юго-запад. Свой экзарационный характер и геометрию деформаций подошва морены сохраняет во всех трех обнажениях 7246, 7248 и 7249 (рис. 2, 3, Б и 6, А) на протяжении более 7 км вдоль реки, примерно на одной абсолютной высоте около 30 м и вне зависимости от экспозиции склонов. На диамиктоне основной морены закономерно располагаются ленточные глины и алевро-глинистые ритмы приледникового водоема видимой мощностью до 8 м (рис. 6, 3). Они согласно перекрывают диамиктон, а масштабные деформации вдоль экзарационной подошвы древнего ледника менее чем в метре под ними никак не отражаются на нормальном залегании гляциолимния.

Обнажение у р. Солёная (7251 на рис. 2, 3, Б и 7, А) расположено на правом берегу р. Бол. Хета, в 4 км ниже по течению от устья правого притока р. Солёная ($68^{\circ}11'37,2''$ с. ш., $83^{\circ}13'56,8''$ в. д., низовой конец). Обрыв протяженностью 1,2 км обращен практически целиком на юг и вскрывает толщи, которые слагают окружающую равнину с отметками от 60 до 80 м абс. выс. Высота обрыва над рекой 32–35 м. Урез воды в реке находится на высоте 12 м выше уровня моря.

В основании разреза залегают среднезернистые светло-серые и белесые пески с крупномасштабной плоскостной и желобообразной косою слоистостью. Мощность отдельных серий варьирует от 0,1 до 0,5 м. Местами в основании той или иной серии встречаются желобообразные промоины второго порядка глубиной в первые сантиметры. В основании толщи вдоль всего обнажения встречаются крупные остатки стволов ели и куски торфа, который был практически полностью размыт при формировании песков. Автохтонная часть торфяника сохранилась в 650 м выше по течению от низового конца обнажения. Здесь был расчищен блок до 3 м в поперечнике и 0,6 м мощностью (рис. 7, Б). Торф переуплотненный с тонкими (до 1 см) прослоями сизого алевролита. Кровля торфа находится на 16 м абс. выс. Под торфом вскрыто несколько десятков сантиметров сизо-серых алевролитов, которые являются нижним элементом разреза. Общая мощность косослоистых песков достигает 8 м. Сочетания осадочных текстур позволяют предполагать, что пески — стрежневая фация русловой аллювия. Радиоуглеродный возраст торфа ожидаемо оказался за пределами и составил $\geq 56\ 640$ тыс. лет. Это единственный известный выход среднеплейстоценового торфяника в арктической части Западной Сибири.

На абсолютной высоте 24 м с резким угловым несогласием аллювиальные пески перекрыты охристо- и сизо-коричневым песчано-алевритистым диамиктоном с рассеянными галькой, валунами и песчаными ксенокластами (рис. 7, В). В подошве диамиктона — выраженная

ассимиляционная зона гляциодинамического контакта (рис. 7, Г) мощностью 0,4 м. Эта зона с текстурами захвата и складками волочения в основании насыщена подстилающими песками, разбитыми и развальцованными на прерывистые параллельные полосы — результат послойно-пластичного движения мореносодержащего льда. В центральной части диамиктовой толщи вскрыт крупный песчаный ксенокласт размером более 3 м по длинной оси. Этот отторженец сферoidalной формы состоит из разбитых на блоки и смятых в складки песков с остатками первичных осадочных текстур. Примечательно, что на контакте с ксенокластом во вмещающем диамиктоне видны «складки по квадрантам» (quarter folds) (рис. 7, Д), аналогичные таковым в динамометаморфических милонитах [30]. Эти складки располагаются на противоположных сторонах ксенокласта и образовались при вращении блока песков в теле ледника в зоне больших давлений из-за разницы скоростей послойно-пластического течения. Нижние слои, испытывающие большее трение, двигались медленнее, чем верхние. Все вышеуказанное не оставляет сомнений в ледниковой природе диамиктона.

Диамиктон мощностью до 5 м на 29 м абс. выс. с угловым несогласием перекрыт сизо-серо-коричневыми глинистыми алевролитами с большим количеством рассеянных створок моллюсков. На фоне массивного оскольчатого алевролита по всему разрезу прослеживаются прерывистые прослой серого мелкозернистого песка мощностью в первые миллиметры с тонкой параллельной слоистостью и ходами зарывания, протыкающими вмещающий алевролит (рис. 7, Е). Вверх по разрезу алевролиты постепенно, за счет увеличения мощности песчаных прослоев, переходят в сизо-серые пески с лингоидной и параллельной слоистостью, с прослоями серо-сизых алевролитов мощностью первые сантиметры. Из песков получен ОСЛ-возраст 124 ± 31 тыс. лет. В низовой части обнажения алевролиты с внутриформационным несогласием переходят в параллельно переслаивающиеся пески и алевролиты с желобообразной косою слоистостью в основании.

Непосредственно из разреза алевролитистой фации морской толщи определены бореально-арктические виды *Macoma calcarea*, *Hiatella arctica*, *Lyonsia arenosa*, *Astarte montagui*, *Axinopsida orbiculata* и арктические виды *Portlandia arctica*, *Cylichnoides densistriatus*, *Obesotoma starobogatovi*.

Танама. В расположенной к северу долине р. Танама наблюдается ситуация, аналогичная той, что описана для р. Бол. Хета. Основание видимого разреза сложено глинистыми алевролитами и песками морской толщи с остатками *Cyrtodaria jennisseeae* и ОСЛ-возрастом 189 ± 17 , 182 ± 44 и 167 ± 22 тыс. лет (рис. 8, обн. 7220). В районе ур. Оленьи рога, где р. Танама делает поворот и меняет направление своего течения с северного на южное, на морские пески надвинут блок верхнемеловых алевролитов и глин мощностью не менее 60 м и площадью более 100 км² [6].

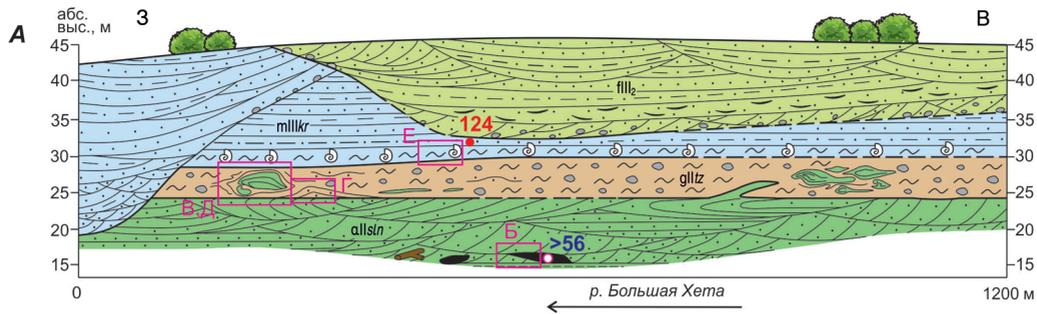


Рис. 7. Обнажение у устья р. Солёная (7251 на рис. 2 и 3, Б)
А – схема. Объекты съёмки отмечены красными прямоугольниками, усл. обозн. см. на рис. 2 и 3;
Б – блок среднеплейстоценового торфа в основании аллювиальной толщи;
В – светло-серые аллювиальные пески основания разреза рядом с лопатой и человеком. Перекрывающий их сизо-коричневый диамиктон основной морены с полосчатой текстурой, редкими гальками, валунами и песчаным отторженцем сферoidalной формы. В верхней части фотографии – серо-сизые глинистые алевриты с большим количеством створок моллюсков;
Г – ассимиляционная зона гляциодинамического контакта между аллювиальными песками и диамиктоном основной морены;
Д – песчаный отторженец-ксенокласт сферoidalной формы. В правой и левой частях фотографии, у вытянутых кончиков ксенокласта, во вмещающем диамиктоне видны «складки по квадрантам» (показаны белыми стрелками). Эти треугольной формы складки свидетельствуют о вращении отторженца по часовой стрелке в теле насыщенного обломочным материалом ледникового льда;
Е – подошва глинистого алеврита с рассеянными створками моллюсков и прерывистыми прослоями мелкозернистого песка

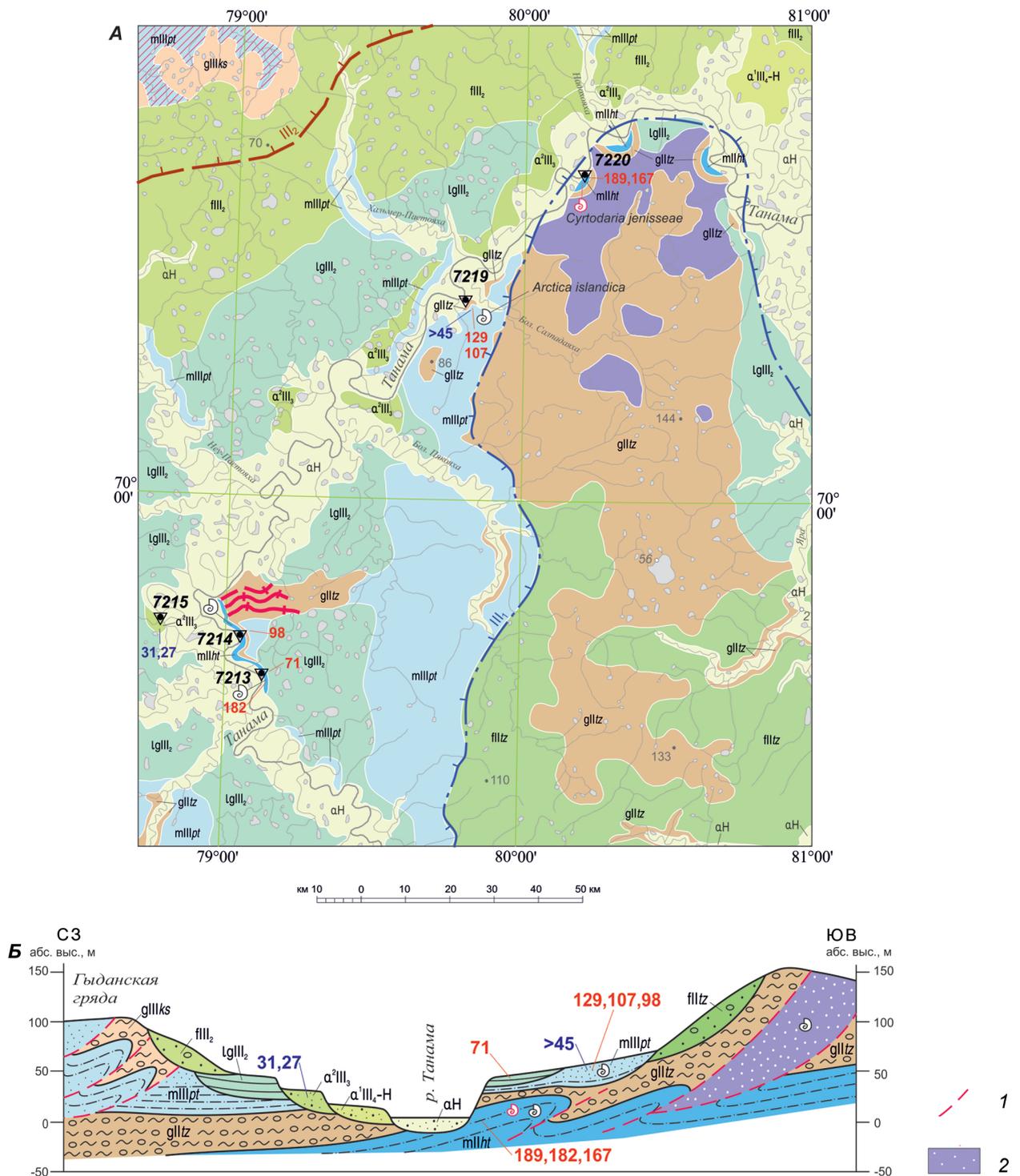


Рис. 8. Карта (А) и схема соотношений (Б) четвертичных образований района среднего течения р. Танама
 1 – разрывные гляциотектонические нарушения; 2 – отторженец меловых стратифицированных пород. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2 и 3

В остальных обнажениях морская толща среднего неоплейстоцена перекрыта диамиктоном основной морены тазовского оледенения.

В породы среднеплейстоценового ледникового комплекса вложены морские пески и алевриты с многочисленными остатками *Arctica islandica* – характерного тепловодного моллюска, с ОСЛ-возрастом 129 ± 12 , 107 ± 8 и 98 ± 17 тыс. лет

и запредельной ^{14}C датой $\geq 45,53$ тыс. лет (рис. 8, обн. 7214 и 7219). Пески и алевриты слагают выдержанную в рельефе террасу с отметками 60–70 м абс. выс. и коррелируются с паютинским маринием, стратотип которого расположен южнее, на побережье Тазовской губы [17]. В паютинский мариний бас. р. Танама вложены озерно-ледниковые ритмиты и ленточные глины

с ОСЛ-возрастом 71 ± 15 тыс. лет, а в них аллювий второй надпойменной террасы с радиоуглеродным возрастом $31,0 \pm 0,4$ и $27,7 \pm 0,4$ тыс. лет.

Обсуждение результатов. Представленные данные позволяют констатировать наличие двух разновозрастных морских толщ в обнажениях долин рек Бол. Хета и Танама (рис. 3, Б и 8). Нижняя из них названа хетским маринием вслед за хетскими слоями В. С. Волковой [5] без изменения объема выделяемого подразделения с составным стратотипом в обнажениях Ахиктакаги, Холдо и 8701К (рис. 2). Подошва хетского мариния большей частью скрывается ниже уреза воды в реке, но в южной части района, у устья р. Покойницкая, она поднимается до отметок около 35 м абс. выс. Кровля везде размыта либо эродирована ледником, и самая верхняя часть разреза сохранилась в обн. Холдо на абсолютной высоте чуть менее 50 м. Здесь можно наблюдать фациальные изменения, свидетельствующие о регрессивном характере разреза. Большая его часть сложена песчаными образованиями литорали, которые удивительно выдержаны и сохраняют основные структурно-текстурные признаки как минимум на расстоянии в 65 км между обн. Холдо и Ахиктакаги. При этом пески хетского мариния резко отличаются от песков в серии обнажений у р. Хикигли, где вскрыта вышележащая морская толща. Характерной чертой хетского мариния является присутствие в нем бореальных видов моллюсков и вымершего вида *Cyrtodaria jenisseae* (рис. 1, Б), который не встречается в каргинских и паютинских отложениях.

Четыре из шести ОСЛ-возрастов, полученных из песков и алевроитов хетского мариния по зернам кварца, соответствуют МИС 7. Достоверность этих дат подтверждается сходством с результатами по зернам полевых шпатов протокола IR₅₀ (табл. 1). Опираясь на это, можно предполагать, что возрасты 167 ± 22 и 162 ± 23 тыс. лет несколько омоложены и календарный возраст образцов, по которым они получены, близок к 196 ± 16 и 210 ± 23 тыс. лет соответственно (возраст по IR₅₀ в табл. 1). Таким образом, полученные геохронометрические данные подтверждают формирование хетского мариния во время среднечетвертичной бореальной трансгрессии.

Каргинский мариний обладает локальным распространением в бас. р. Бол. Хета и формировался здесь, вероятно, в заливе, вдающемся глубоко в сушу с северо-востока (рис. 2). Подошва мариния и мелководные фации отмечены на 30 м абс. выс. в обнажении у р. Солёная (рис. 3, Б и 7, А). К югу основание толщи опускается ниже уреза воды в реке, но, вероятно, не сильно, так как в районе устья р. Хикигли видимый разрез начинается все с той же глинисто-алевритистой фации, что и над подошвой у р. Солёная. Кровля каргинского мариния в долине р. Бол. Хета эродирована, и видимая мощность толщи составляет чуть более 20 м. В противовес этому в бас. р. Танама одновозрастный паютинский

мариний формирует ярко выраженную в рельефе террасу, высота которой выдержана и прослеживается без изменений от Тазовской губы [17] до бас. р. Агапа на западе Таймырской низменности, составляя 60–70 м абс. выс.

Разброс значений ОСЛ-возраста по зернам кварца из песков каргинского и паютинского мариния на реках Бол. Хета и Танама относительно велик — от 129 ± 12 до 98 ± 17 тыс. лет. Одна из возможных причин — недостаточное количество навесок (аликвот) по отдельным образцам и слабая статистика в пределах конкретных разрезов. Тем не менее сходимость ОСЛ-возрастов по кварцу и полевым шпатам (протоколы SAR и IR₅₀ в табл. 1) образцов из разных разрезов (7246-115, 7248-139 и 7251-554) позволяет уверенно сопоставлять возраст каргинского и паютинского мариния с МИС 5е и первой ступенью верхнего неоплейстоцена.

Выводы. В бассейнах рек Бол. Хета и Танама в основании естественных выходов плейстоценовых пород вскрываются морские пески с прослоями алевроитов и бореальной малакофауной, названные хетским маринием (рис. 2, 3, 8). Его возраст соответствует пятой ступени среднего неоплейстоцена и МИС 7. Характерным видом для данной толщи является вымерший моллюск *Cyrtodaria jenisseae*, который не встречается в верхнеплейстоценовых образованиях региона. Хетский мариний повсюду перекрыт породами ледникового комплекса среднего или верхнего неоплейстоцена либо вышележащим верхне-неоплейстоценовым маринием.

Примерно на одних и тех же гипсометрических отметках вместе с хетским маринием вскрывается морская толща первой ступени верхнего неоплейстоцена, коррелируемая с каргинским маринием в бас. р. Бол. Хета и паютинским маринием в бас. р. Танама (рис. 2, 3, 8). ОСЛ-возраст каргинского и паютинского мариния соответствует МИС 5е. Характерным видом для этих толщ служит *Arctica islandica* — тепловодный моллюск, вопреки ожиданиям редко встречающийся в разрезах арктической части Западной Сибири. В бас. р. Бол. Хета каргинский мариний перекрыт верхне-неоплейстоценовой мореной ермаковского оледенения.

В бас. р. Танама паютинский мариний формирует террасу 60–70 м абс. выс., которая вложена в породы среднечетвертичного ледникового комплекса и обрамляет их с запада. В мариний в свою очередь вложены озерно-ледниковые отложения верхнего неоплейстоцена, слагающие террасу на отметках около 40 м абс. выс. Все вместе они перекрыты плащом гляциофлювиала, который спускается с Гыданской гряды на юго-восток и протягивается сплошным шлейфом от Тазовской губы до Енисея. Перечисленные обстоятельства позволяют сделать вывод о том, что бас. р. Танама оставался свободным от ледникового покрова на протяжении всего позднего неоплейстоцена.

Необходимо отметить, что все рассмотренные морские образования содержат признаки седиментации в водной среде, как бы они ни были изменены биотурбациями или иными постседиментационными процессами. Иными словами, в них всегда можно найти более или менее выраженные водноосадочные текстуры, которых лишены морены. Опираясь на более чем двадцатилетний опыт работы в арктической Сибири, это наблюдение можно распространить на все разрезы и признать главным критерием отличия морских плейстоценовых отложений от ледниковых.

Авторы благодарны Х. А. Арсланову, Ф. Е. Максимова и А. Ю. Петрову (СПбГУ) за радиоуглеродное датирование, И. В. Тимофеевой за помощь в ОСЛ-датировании, Д. В. Пушке, Д. А. Михайлову, В. М. Николаенко, А. В. Воробьевой, Т. Э. Багдасарян и К. С. Якимовой за помощь в полевых работах, Е. М. Чабан за определение моллюсков подкласса *Heterobranchia*. Изучение фауны в Зоологическом институте РАН производилось в рамках гос. задания № АААА-А19-119020690072-9.

1. Архипов С. А. Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. – 95 с.
2. Астахов В. И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 11. – С. 1207–1220.
3. Астахов В. И., Мангеруд Я. О возрасте каргинских межледниковых слоев на Нижнем Енисее // Докл. РАН. – 2005. – Т. 403, № 1. – С. 63–66.
4. Астахов В. И., Назаров Д. В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения. – 2010. – № 43. – С. 36–47.
5. Волкова В. С. Отложения бореальной трансгрессии района рек Большой и Малой Хеты (левые притоки Енисея) // Доклады первичной организации научно-технического Горного об-ва. Вып. 1. – Л.: ВСЕГЕИ, 1958. – С. 43–49.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Карта четвертичных образований. Лист R-44 – Гыданский п-ов / авт.: Д. В. Назаров, Д. В. Пушка, О. А. Никольская, А. В. Герасичева. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018.
7. Гусев Е. А. Отложения казанцевской трансгрессии (Мис 5) Енисейского севера / Е. А. Гусев, А. Н. Молодьков, И. Д. Стрелецкая, А. А. Васильев, Н. Ю. Аникина, С. А. Бондаренко, Л. Г. Деревянко, Н. В. Куприянова, Ф. Е. Максимов, Е. И. Полякова, З. В. Пушина, Г. В. Степанова, Г. Е. Облогов // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 4. – С. 743–757.
8. Гусев Е. А. Неоплейстоцен-голоценовые моллюски Енисейского севера / Е. А. Гусев, А. В. Крылов, А. Ю. Воронков, М. Ю. Никитин // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – 2012. – Т. 223. – С. 75–85 (Тр. ВНИИОкеангеология; вып. 8).
9. Гусев Е. А. Опорные разрезы второй половины среднего неоплейстоцена енисейского севера / Е. А. Гусев, А. Н. Молодьков, А. Б. Кузнецов, Е. С. Новихи-

- на, Н. Ю. Аникина, Л. Г. Деревянко, В. А. Четверова, А. В. Крылов // Арктика и Антарктика. – 2019. – № 2. – С. 112–125.
10. Земцов А. А. Морские и ледниково-морские отложения Таз-Енисейского междуречья // Ученые записки Томского государственного университета. – 1967. – № 63. – С. 65–77.
11. Зубаков В. А. Глобальные климатические события плейстоцена. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 288 с.
12. Зубаков В. А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. – Л.: Недра, 1972. – 312 с.
13. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири // Колебания уровня мирового океана в плейстоцене. – Л.: ВГО, 1975. – С. 53–95.
14. Крылов А. В. Значение моллюсков рода *Cyrtodaria* для стратиграфии кайнозойских отложений Арктики / А. В. Крылов, Е. А. Гусев, А. Б. Кузнецов, Д. В. Зархидзе // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2014. – № 4 (102). – С. 5–23.
15. Лаврушин Ю. А. Стратиграфия четвертичных отложений долины среднего течения р. Турухан // Стратиграфическая шкала четвертичных отложений СССР и принципы их корреляции с зарубежными: Материалы к проблеме. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – С. 122–137 (Тр. ГИН АН СССР; вып. 32).
16. Морские неоген (?)–четвертичные отложения нижнего течения реки Енисей / Н. Г. Загорская, З. И. Яшина, Б. Я. Слободин и др. – М.: Недра, 1965. – 92 с. (Тр. НИИГА; т. 144).
17. Назаров Д. В. Новое о четвертичных отложениях центральной части западносибирской Арктики // Региональная геология и металлогения. – 2007. – № 30–31. – С. 213–221.
18. Рейнек Г.-Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков): пер. с англ. – М.: Недра, 1981. – 439 с.
19. Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. – Л.; М.: Водтразиздат, 1953. – 627 с. (Тр. НИИГА; т. 77).
20. Сакс В. Н. Четвертичные двустворчатые моллюски Полярного бассейна // Сборник статей по геологии Арктики. Вып. 2. – Л., 1951. – С. 121–139. (Тр. НИИГА; т. XIX).
21. Слободин В. Я. Опорный разрез плиоцен-плейстоцена Усть-Енисейской впадины / В. Я. Слободин, О. В. Суздальский, Ф. М. Левина, О. М. Лев // Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. – Л., 1967. – С. 42–44.
22. Троицкий С. Л. Современный антигляциализм: критический очерк. – М.: Наука, 1975. – 163 с.
23. Троицкий С. Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. – М.: Наука, 1966. – 207 с.
24. Astakhov V. I. Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view // *Boreas*. – Vol. 42. – 2013. – Pp. 1–24.
25. Murray A. S., Wintle A. G. The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability // *Radiation Measurements*. – 2003. – Vol. 37. – Pp. 377–381.
26. Murray A. Testing the reliability of quartz OSL ages beyond the Eemian / A. Murray, J. P. Buylaert, M. Henriksen, J. I. Svendsen, J. Mangerud // *Radiation Measurements*. – 2008. – Vol. 43, N 2–6. – Pp. 776–780.
27. Nazarov D., Henriksen M. New data on Quaternary stratigraphy of the Lower Yenisei area, Arctic Siberia // *APEX Fourth International Conference and Workshop*. – Iceland, 2010. – 62 p.
28. Thiel C. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol / C. Thiel, J. P. Buylaert, A. Murray, V. Terhorst, I. Hofer, S. Tsukamoto, M. Frechen // *Quaternary International*. – 2011. – Vol. 234. – Pp. 23–31.

29. Thomsen K. J. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts // K. J. Thomsen, A. S. Murray, M. Jain, L. Bøtter-Jensen // *Radiation Measurements*. – 2008. – Vol. 43, N 9–10. – Pp. 1474–1486.
30. Trouw R. A. J., Passchier C. W., Wiersma D. J. Atlas of mylonites and related microstructures. – Berlin: Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. – 322 p.
31. Wintle A. G. Luminescence dating: laboratory procedures and protocols // *Radiation Measurements*. – 1997. – Vol. 27, N 5–6. – Pp. 769–817.
32. Wintle A. G., Murray A. S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols // *Radiation Measurements*. – 2006. – Vol. 41, N 4. – Pp. 369–391.
-
1. Arxipov S. A. Ob'yasnitel'naya zapiska k regional'noy stratigraficheskoy sxeme Zapadno-Sibirskoy ravniny [Explanatory note to the regional stratigraphic diagram of the West Siberian Plain]. Novosibirsk: IGIG SO AN SSSR. 1990. 95 p.
2. Astakhov V. I. On chronostratigraphic units of the Late Pleistocene of Siberia. *Geologiya i geofizika*. 2006. Vol. 47. No 11, pp. 1207–1220. (In Russian).
3. Astakhov V. I., Mangerud Ya. On the age of the Kargin interglacial layers on the Lower Yenisei. *Dokl. RAN*. 2005. Vol. 403. No 1, pp. 63–66. (In Russian).
4. Astakhov V. I., Nazarov D. V. Stratigraphy of the Late Neopleistocene in the north of Western Siberia and its geochronometric justification. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2010. No 43, pp. 36–47. (In Russian).
5. Volkova V. S. Deposits of boreal transgression of the Bolshaya and Malaya Kheta rivers (left tributaries of the Yenisei). *Reports of the primary organization of the scientific and technical Mining Society*. Vol. 1. Leningrad: VSEGEI. 1958. Pp. 43–49. (In Russian).
6. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Mashtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Zapadno-Sibirskaya. Karta chetvertichnykh obrazovaniy. List R-44 – Gydanskiy p-ov [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Series West Siberian. Map of Quaternary formations. Sheet R-44 – Gydan Peninsula]. Authors: D. V. Nazarov, D. V. Pushka, O. A. Nikol'skaia, A. V. Gerasicheva. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2018.
7. Gusev E. A., Molod'kov A. N., Streletskaya I. D., Vasil'ev A. A., Anikina N. Yu., Bondarenko S. A., Derevyanko L. G., Kupriyanova N. V., Maksimov F. E., Polyakova E. I., Pushina Z. V., Stepanova G. V., Oblgov G. E. Deposits of the Kazantsev Transgression (Mis 5) of the Yenisei North. *Geologiya i geofizika*. 2016. Vol. 57. No 4, pp. 743–757. (In Russian).
8. Gusev E. A., Krylov A. V., Voronkov A. Yu., Nikitin M. Yu. Neopleistocene-Holocene mollusks of the Yenisei North. *Geological and geophysical characteristics of the lithosphere of the Arctic Region*. 2012. Vol. 223, pp. 75–85. (In Russian).
9. Gusev E. A., Molod'kov A. N., Kuznetsov A. B., Novikhina E. S., Anikina N. Yu., Derevyanko L. G., Chetverova V. A., Krylov A. V. Support sections of the second half of the Middle Neopleistocene of the Yenisei North. *Arktika i Antarktika*. 2019. No 2, pp. 112–125. (In Russian).
10. Zemtsov A. A. Marine and glacial-marine deposits of the Taz-Yenisei interfluvium. *Uchenye zapiski Tomskogo gosudarstvennogo universiteta*. 1967. No 63, pp. 65–77. (In Russian).
11. Zubakov V. A. Global'nye klimaticheskie sobytiya pleystotsena [Global climatic events of the Pleistocene]. Leningrad: Gidrometeoizdat. 1986. 288 p.
12. Zubakov V. A. Noveyshie otlozheniya Zapadno-Sibirskoy nizmennosti [The latest deposits of the West Siberian lowland]. Leningrad: Nedra. 1972. 312 p.
13. Kaplyanskaya F. A., Tarnogradskiy V. D. Origin of the Sanchug stratum and the problem of the correlation of glaciation and marine transgressions in the north of Western Siberia. *Oceans of the world ocean in the Pleistocene*. Leningrad: VGO. 1975. Pp. 53–95. (In Russian).
14. Krylov A. V., Gusev E. A., Kuznetsov A. B., Zarkhidze D. V. Importance of mollusks of the genus *Cyrtodaria* for stratigraphy of the Cenozoic deposits of the Arctic. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. 2014. No 4 (102), pp. 5–23. (In Russian).
15. Lavrushin Yu. A. Stratigraphy of the Quaternary sediments of the middle reaches of the river Turukhan. *Stratigraphic scale of the Quaternary deposits of the USSR and the principles of their correlation with foreign ones: Materials on the problem*. Moscow: Izd-vo AN SSSR. 1959. Pp. 122–137. (In Russian).
16. Morskije neogen (?)–chetvertichnye otlozheniya nizhnego techeniya reki Enisey [Sea Neogene (?)–Quaternary sediments of the lower reaches of the Yenisei River]. Ed. by N. G. Zagorskaya, Z. I. Yashina, B. Ya. Slobodin i dr. Moscow: Nedra. 1965. 92 p.
17. Nazarov D. V. New about the Quaternary deposits of the central part of the West Siberian Arctic. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2007. No 30–31, pp. 213–221. (In Russian).
18. Reineck G.-E., Singh I. B. Obstanovki terrigenno osadkonakopleniya (s rassmotreniem terrigennykh klasticheskikh osadkov) [Situation of terrigenous sedimentation (with consideration of terrigenous clastic sediments)]: perevod s angliyskogo. Moscow: Nedra 1981. 439 p.
19. Saks V. N. Chetvertichnyy period v Sovetskoj Arktike [The Quaternary Period in the Soviet Arctic]. Leningrad; Moscow: Vodtranzizdat. 1953. 627 p.
20. Saks V. N. Quaternary bivalve mollusks of the Polar basin. *Collection of articles on the geology of the Arctic*. Leningrad. 1951. Pp. 121–139 (In Russian).
21. Slobodin V. Ya., Suzdal'skiy O. V., Levina F. M., Lev O. M. Reference section of the Pliocene-Pleistocene of the Ust-Yenisei Depression. *Geology of the Late Cenozoic of Western Siberia and adjacent territories*. Leningrad. 1967. Pp. 42–44. (In Russian).
22. Troitskiy S. L. Sovremennyy antiglyatsializm: kriticheskiy ocherk [Modern anti-glacialism: a critical essay]. Moscow: Nauka. 1975. 163 p.
23. Troitskiy S. L. Chetvertichnye otlozheniya i rel'ef ravninnykh poberezhnykh Eniseyskogo zaliva i prilgayushchey chasti gor Byrranga [Quaternary deposits and relief of the plain coasts of the Yenisei Gulf and the adjacent part of the Byrranga Mountains]. Moscow: Nauka. 1966. 207 p.
24. Astakhov, V. I. 2013: Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view. *Boreas*. 42. 1–24.
25. Murray, A. S., Wintle, A. G. 2003: The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements*. 37. 377–381.
26. Murray, A., Buylaert, J. P., Henriksen, M., Svendsen, J. I., Mangerud, J. 2008: Testing the reliability of quartz OSL ages beyond the Eemian. *Radiation Measurements*. 43. 2–6. 776–780.
27. Nazarov, D., Henriksen, M. 2010: New data on Quaternary stratigraphy of the Lower Yenisei area, Arctic Siberia. *APEX Fourth International Conference and Workshop*. Iceland. 62.
28. Thiel, C., Buylaert, J. P., Murray, A., Terhorst, B., Hofer, I., Tsukamoto, S., Frechen, M. 2011: Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quaternary International*. 234. 23–31.
29. Thomsen, K. J., Murray, A. S., Jain, M., Bøtter-Jensen, L. 2008: Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements*. 43. 9–10. 1474–1486.

30. Trouw, R. A. J., Passchier, C. W., Wiersma, D. J. 2010: *Atlas of mylonites and related microstructures*. Berlin: Heidelberg: Springer-Verlag. 322.

31. Wintle, A. G. 1997: Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. *Radiation Measurements*. 27. 5–6. 769–817.

32. Wintle, A. G., Murray, A. S. 2006: A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements*. 41. 4. 369–391.

Назаров Дмитрий Владимирович – канд. геол.-минерал. наук, зав. лабораторией, ВСЕГЕИ¹, СПбГУ². <d.nazarov@spbu.ru>

Никольская Ольга Андреевна – канд. геол.-минерал. наук, вед. геолог, ВСЕГЕИ¹. <olga_nikolskaya@vsegei.ru>

Гладышева Анна Сергеевна – инженер, ВСЕГЕИ¹. <anna_gladysheva@vsegei.ru>

Жигмановский Игорь Владимирович – геолог, ВСЕГЕИ¹. <igor_zhigmanovskiy@vsegei.ru>

Ручкин Максим Владимирович – инженер, ВСЕГЕИ¹, СПбГУ². <ruchemax@list.ru>

Меркульев Алексей Валерьевич – мл. науч. сотрудник, Зоологический институт РАН (ЗИН РАН). <gbyjxtn@yandex.ru>, Университетская наб., д. 1, Санкт-Петербург, 199034, Россия.

Nazarov Dmitriy Vladimirovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of the Laboratory, VSEGEI¹, SPbU². <d.nazarov@spbu.ru>

Nikolskaia Olga Andreevna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Geologist, VSEGEI¹. <olga_nikolskaya@vsegei.ru>

Gladysheva Anna Sergeevna – Engineer, VSEGEI¹. <anna_gladysheva@vsegei.ru>

Zhigmanovskiy Igor Vladimirovich – Geologist, VSEGEI¹. <igor_zhigmanovskiy@vsegei.ru>

Ruchkin Maksim Vladimirovich – Engineer, VSEGEI¹, SPbU². <maksim_ruchkin@vsegei.ru>

Merkuljev Aleksey Valerevich – Junior Researcher, Zoological Institute of the Russian Academy of Sciences (ZIN RAS). 1 Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russia.

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.

² Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ). Университетская наб., д. 7–9, Санкт-Петербург, 199034, Россия.

St. Petersburg University (SPbU). 7-9 Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russia.

Формирование складчато-надвиговой структуры южной части шельфа Восточно-Сибирского моря по результатам структурного анализа сейсмических материалов

В южной части Восточно-Сибирского шельфа с помощью компиляции картировочных данных по материковому обрамлению, островам и архипелагам восточного сектора Арктики закартированы шельфовые продолжения складчатых зон Чукотской складчатой области. На основании структурных различий предложено выделить о-в Врангеля и шельф вокруг него в ранг Врангелевско-Геральдской складчатой области. В геологическом разрезе шельфа выделено пять структурных ярусов, разделенных структурными несогласиями — элсмирский, чукотский, бофортский, меловой и кайнозойский. Установлена полистадийная история формирования системы тектонических нарушений. Впервые выделена Пегтымельская субмеридиональная сдвиговая зона, разделяющая структуры Врангелевско-Геральдской и Чукотской складчатых областей. Установленный по сейсмическим данным региональный разлом Биллинга сопоставляется с северной границей распространения раннемеловых гранитоидов Чукотской орогении и располагается на продолжении шовной зоны Кобук (Аляска). В центральной части шельфа выделена система эпиэлсмирских (?) пулл-апарт бассейнов (Дремхедский, Барановский и Денбарский), сформированных в обстановках субмеридиональной транстенсии позднего мела.

Ключевые слова: Восточно-Сибирское море, Верхояно-Чукотская орогения, складчато-надвиговые деформации, сдвиговые деформации, сейсмический анализ.

P. V. REKANT, O. V. PETROV, D. V. PRISHCHPENKO (VSEGEI)

The history of the formation of southern East-Siberian sea shelf thrust-and-fold zone. Results of the comprehensive seismic and geological data interpretation

The tectonic boundaries of the Anuy, Rauchuan, Chaun-Chuckchi and Wrangel folded zones were constrained offshore the Northern Chukotka folded area as a result of the comprehensive analysis of the geological and geophysical data. Five structural levels were revealed in the geological cross-section: Ellesmerian, Chuckotian, Beaufortian, Cretaceous, and Cenozoic. The polystage tectonic history of the faults formation was suggested. The Pegtymelskaya sub-meridional shear zone separating the structures of the Wrangel and Chukchi zones was identified for the first time. The Billings regional fault established by seismic data is considered to be the northern distribution boundary of the Early Cretaceous granitoids of the Chukchi Orogeny and is located on the continuation of the Kobuk suture zone (Alaska). In the central part of the shelf, a system of Epielsmere (?) pull-apart pools (Dremhed, Baranovsky, and Denbars) formed in the Late Cretaceous submeridional transtension is distinguished.

Keywords: East-Siberian Sea, Verkhoyano-Chukotka Orogeny, fold and trust deformation front, strike-slip deformations, seismic analysis.

Для цитирования: Рекант П. В., Петров О. В., Прищепенко Д. В. Формирование складчато-надвиговой структуры южной части шельфа Восточно-Сибирского моря по результатам структурного анализа сейсмических материалов // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 82. — С. 35–59.

Введение. В тектоническом плане шельф Восточно-Сибирского моря (ВСМ) располагается на стыке нескольких ключевых структурно-формационных зон Восточной Арктики. С юга к шельфу подходят складчато-надвиговые структуры поздних мезозойских Чукотской складчатой области (СО) с доминирующим северо-западным простиранием и широким развитием меловых гранитоидов. С востока в район проникают субширотные структуры Врангелевско-Геральдской дуги, образованные в ходе многостадийного позднемезозойского орогенеза. С севера и северо-востока шельф ограничен системой глубоких

эпи-элсмирских прогибов Восточной Арктики — трога Ханны, Северо-Чукотского и связанного с ними через седловину Кучерова прогиба Подводников. На северо-западе район сопрягается с древним блоком поднятия Де-Лонга, чехол которого обнаруживает деформации каледонского, позднекимммерийского и, возможно, тиманского и альпийского тектогенезов. С запада и юго-запада регион исследований ограничивает Южно-Ануйская шовная зона, считающаяся следом закрывшегося протоарктического океана.

Каждая из указанных выше структурно-формационных зон характеризуется собственным

составом пород, сетью тектонических нарушений, стилем и возрастом деформаций. Взаимоотношение этих деформационных структур может пролить свет на формирование всего сложного ансамбля Восточно-Арктического шельфа.

Шельф в силу своей недоступности для прямого геологического изучения не может быть исследован стандартными структурно-тектоническими методами. Однако интерпретация обширной сети сейсмических данных, опирающаяся на багаж геологических знаний, накопленный при изучении материкового обрамления, помогает восполнить технические ограничения методов сейсмического профилирования и в полной мере использовать их преимущества. Попытке проведения геолого-структурного анализа Восточно-Арктического шельфа на базе сейсмического материала посвящена статья.

Мы полагаем, что на современном уровне познания геологической истории региона пока еще невозможно выработать непротиворечивую тектоническую модель, удовлетворяющую всем фактурным наблюдениям. Поэтому на данном этапе мы ограничиваемся подачей в основном фактурной части данных.

Региональный очерк. Район настоящего исследования – южная часть шельфа ВСМ, ограниченная на севере 75° с. ш., на западе 150° в. д., а на востоке о-вом Геральда (рис. 1). Согласно серийной легенде Чукотской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1 : 1 000 000 [9], большая часть описываемого региона относится к Чукотской СО, которая в свою очередь является частью Верхояно-Чукотской складчатой системы северо-востока России. В составе Чукотской области выделяется Анюйская, Раучуанская, Чаун-Чукотская и Врангелевская складчатые зоны. Согласно другим представлениям [21], складчато-надвиговые структуры о-ва Врангеля включаются в состав Новосибирско-Врангелевской складчатой системы и отграничиваются от структур Анюйско-Чукотской складчатой системы. Подобные неоднозначности в тектонической принадлежности о-ва Врангеля области могут объясняться изолированностью этого блока и отсутствием прямых структурных наблюдений по границам ее сочленения.

Анюйская зона представляет собой складчатое сооружение песчано-сланцевых пород мезозоя северо-западного простирания, сформированное на допалеозойском основании. Меньшую площадь здесь занимают палеозойские образования. Значительная часть площади сложена меловыми гранитоидами [9]. Раучуанская зона, разделяющая Анюйскую и Чаун-Чукотскую зоны, представлена главным образом позднеюрскими – барремскими морскими терригенными и вулканогенно-терригенными комплексами, наложенными на морские терригенные образования триаса. Чаун-Чукотская зона также формирует линейную область северо-западного простирания преимущественно из морских шельфовых и присклоновых

терригенных комплексов триаса, осложненных сетью сдвиговых, взбросо-сдвиговых и взбросо-надвиговых зон разрывных нарушений. В отличие от Анюйской и Раучуанской зон, среди триаса Чаун-Чукотской зоны имеются изолированные тектонические блоки, сложенные складчатыми терригенными и карбонатными породами палеозоя. В целом же строение всех трех складчатых зон достаточно близко.

Заметно отличается от вышеописанных зон строение о-ва Врангеля. Так, его разрез начинается врангелевским комплексом, сложенным метаморфизованными вулканогенно-терригенными породами докембрия, и наращивается вверх карбонатно-терригенными породами палеозоя и мезозоя. Для мезозойской части разреза характерно субширотное простирание взбросо-надвиговых и шарьяжных структур, в то время как среднепалеозойские комплексы формировались в обстановках субширотного (аз. 070°–250°) сжатия с образованием субмеридиональных деформационных структур [5]. Таким образом, очевидна дискордантность субширотных структур о-ва Врангеля и северо-западных структур Северной Чукотки.

Компиляция картировочных и структурно-геологических данных по смежной суше и островам [5; 8; 9; 27] позволяет ожидать в геологическом разрезе региона пять структурных ярусов, различающихся структурно-формационными характеристиками, особенностями тектонического плана и, кроме того, разделенных между собой поверхностями структурных несогласий.

Первый (элмирский) структурный ярус представлен отложениями нижнего-среднего палеозоя, деформированными в элмирскую орогению. Свидетельства существования девонского структурного несогласия закартированы на о-ве Врангеля, где структурными наблюдениями установлена дискордантность структурного плана S–D₁ комплекса и перекрывающих его пород [5]. На основании этого авторами было высказано предположение о наличии структурного несогласия в основании каменноугольных отложений и существовании здесь обстановок позднекаледонского (элмирского) субширотного сжатия. Как будет показано ниже, именно с этим структурным несогласием, по-нашему мнению, связаны яркие, сильно деформированные отражающие поверхности в складчатом фундаменте. Предполагаемая мощность образований этого структурного яруса достигает 2,0–3,5 км. На северном побережье Чукотки свидетельством каледонской орогении, скорее всего, являются гранитоиды Киберовского массива (439 млн лет) [9].

Второй (чукотский) структурный ярус сложен интенсивно деформированными терригенными породами позднего палеозоя – ранней юры мощностью до 4–8 км. Наибольшим распространением пользуются терригенные отложения триаса и верхней юры – нижнего мела, содержащие силлы, дайки и гипабиссальные интрузии габбро и габбро-диабазов [8]. Для триасового

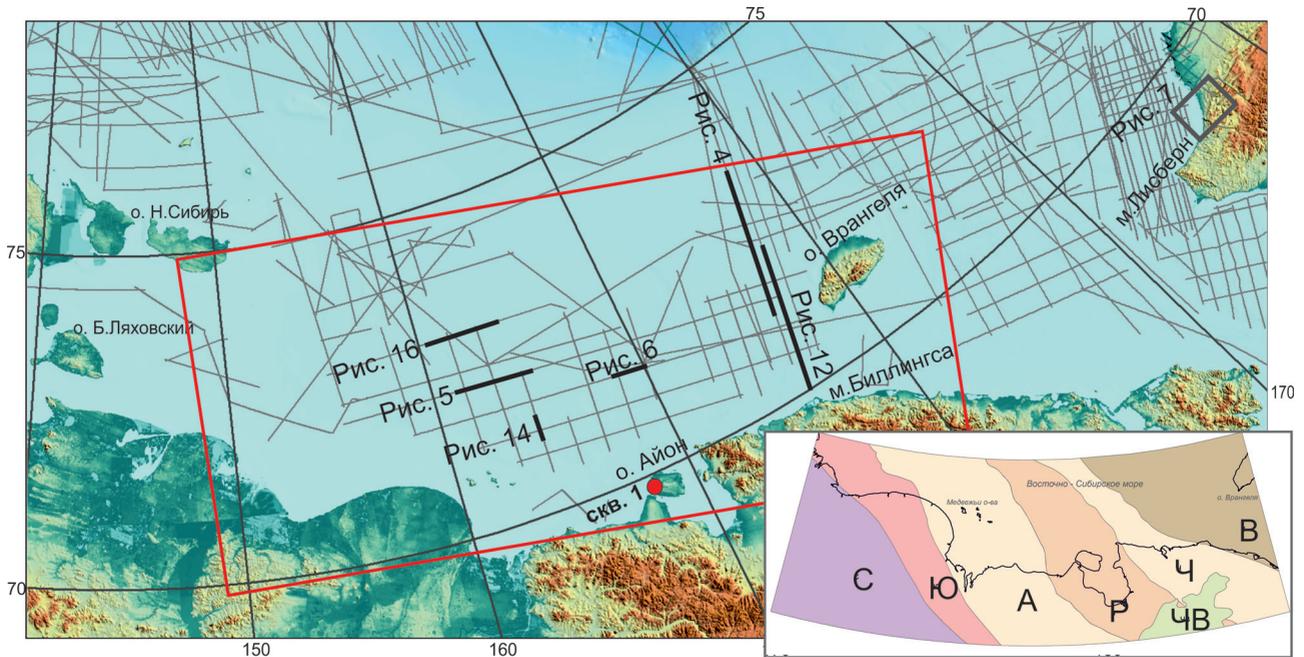


Рис. 1. Схема положения района исследований (красный прямоугольник). Серые линии – сейсмические профили, использованные в настоящей работе. На врезке – тектоническое районирование региона, согласно Чукотской серийной легенде. Буквами обозначены: С – Святоносско-Олойская, А – Анюйская, Р – Раучуанская, Ч – Чаун-Чукотская, В – Врангелевская складчатые зоны, а также Ю – Южно-Анюйская шовная и ЧВ – Чаунская вулканогенная зоны

терригенного комплекса Чукотки характерны сложные складчато-разрывные структуры как южной вергентности, так и наложенные деформации с вергентностью в северных румбах. В обнажениях часто встречаются асимметричные сильно сжатые, вплоть до изоклинальных, складки, размер которых варьирует от первых метров до первых сотен метров. Часто встречаются опрокинутые складки с углами падения от 30° – 45° на нормальных крыльях и до 60° – 80° на опрокинутых. По осевым плоскостям этих структур часто наблюдаются срывы и надвигание их юго-западных крыльев на северо-восточные. Складчатые структуры секутся кварцевыми жилами, смятыми в открытые асимметричные складки, коаксиальными основными. Местами на терригенные породы триаса, смятые в складки южной вергентности, надвинуты складчатые комплексы триаса и юры – мела, испытавшие тектоническую переработку с образованием складок северной и северо-восточной вергентности (рис. 2).

По представлениям Голионко [8], образованию типичных для чукотского структурного яруса северо-вергентных складчато-надвиговых структур предшествовал среднеюрский этап деформаций, который сформировал сложную систему складок южной вергентности. Очевидно, для этого этапа был характерен тектонический транспорт с севера на юг. Позднее в конце неокома на сформированную в триасовых породах складчато-надвиговую структуру были наложены складки и надвиги с вергентностью в северных румбах [27].

Ранний этап Чукотской орогении определяется по началу отложения синорогенных формаций поздней юры – раннего мела [2; 4; 27]. Окончание

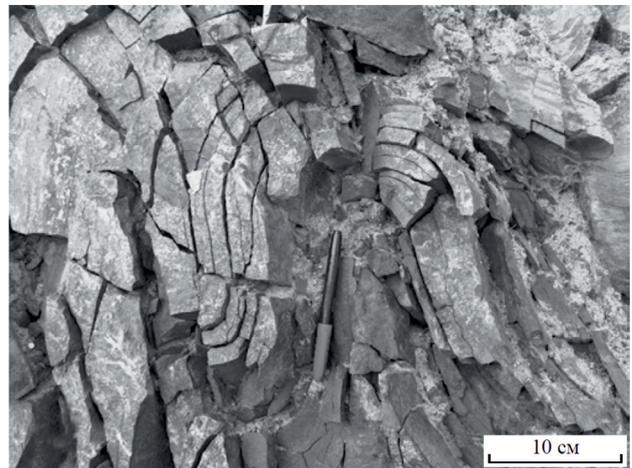


Рис. 2. Сжатая опрокинутая складка в триасовых породах в районе мыса Шелагский [8]

фазы сжатия фиксируется по самым молодым отложениям, вовлеченным в деформации. Для Раучуанской впадины они датированы валанжинном (~136–132 млн лет), а для Южно-Анюйской сутуры – готеривом [4; 21; 27]. Наиболее древние постскладчатые гранитоиды имеют аптский возраст (~117 млн лет) [10].

Для определения периодов тектонических деформаций о-ва Врангеля используются данные трекового датирования апатита, отражательной способности витринита и цветового индекса конодонтов из пород северного побережья арктической Аляски (Лисберн Хилс). Установлено, что в готериве – апте (132–115 млн лет) горные породы этого региона подверглись быстрому

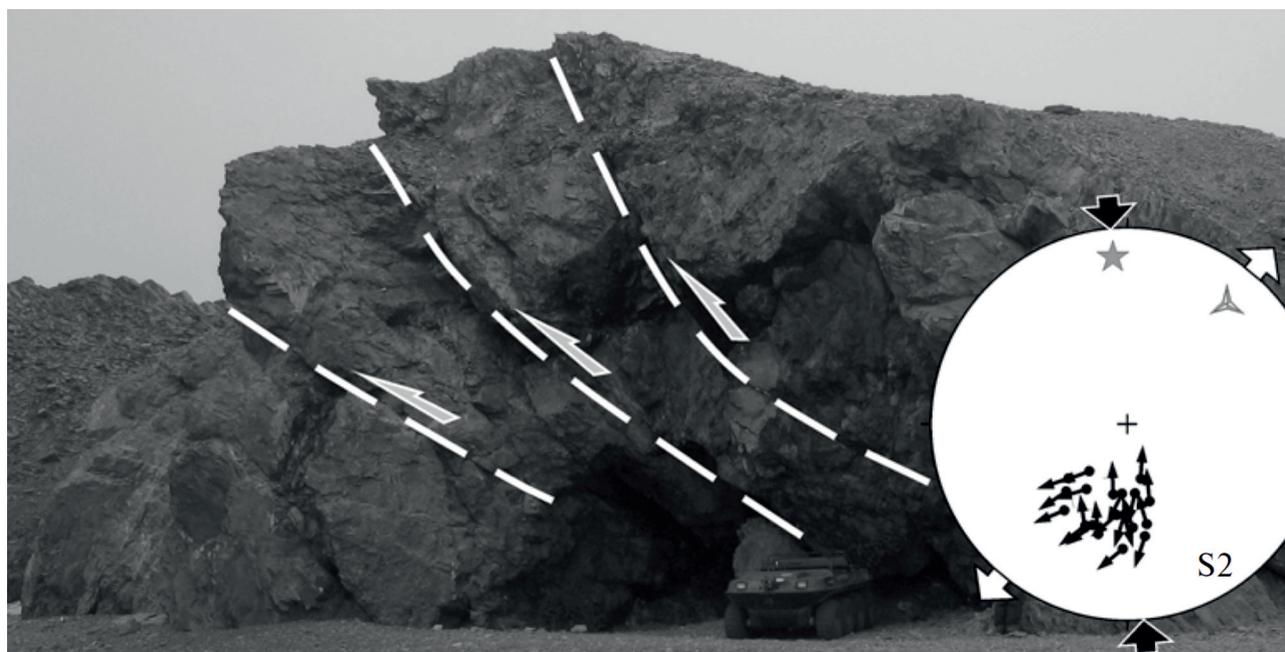


Рис. 3. Складчато-надвиговые структуры северной вергентности в карбонатно-терригенных отложениях перми о-ва Врангеля [5]. Высота уступа примерно 10 м

погружению и нагреву, обусловленному, очевидно, надвиго- и складкообразованием [29]. Тектонические деформации середины апта (115 млн лет) связываются здесь с воздыманием территории, эксгумацией и размывом горных пород. Последовавшая за этим пенепленизация территории привела к формированию плаща кайнозойских образований с региональным среднебрукским несогласием в подошве [29].

Мезоструктурные наблюдения на о-ве Врангеля показывают, что генеральная субширотная складчато-надвиговая структура острова (рис. 3), осложненная правосторонними сдвигами, скорее всего, была сформирована в конце неокома на завершающей стадии позднемезозойской орогении в результате субмеридионального сжатия с характерным тектоническим транспортом в северных румбах [5; 14; 15].

Третий (бофортский) структурный ярус слагают преимущественно континентальные осадочные и вулканогенно-осадочные породы поздней юры — неокома, выполняющие наложенные постколизийные впадины. Верхняя возрастная граница этого яруса весьма приблизительно может быть определена по перекрывающим породам Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (ОЧВП). Поскольку формирование последнего началось в позднем альбе и продолжалось в позднем мелу [3; 22], то, по нашим представлениям, сопоставление кровли этого структурного яруса с преаптским несогласием вполне логично. Для юрско-неокомских пород характерна мощность до 3–4 км и относительно простые складки с вергентностью преимущественно в северных румбах. Более высокая степень деформаций подстилающих триасовых пород по сравнению с верхнеюрско-меловыми

свидетельствует о наличии структурного несогласия между ними. Это в свою очередь является важным диагностическим признаком для стратиграфического разделения соответствующих им сейсмокомплексов (ССК).

Четвертый (меловой) структурный ярус слагают вулканогенные породы ОЧВП и синхронные им вулканокластиты, образованные в конце апта — позднем мелу (мощность 1,0–4,5 км). Северная граница распространения вулканитов ОЧВП не достигает побережья Чукотки, и поэтому на изучаемом шельфе породы этого яруса представлены вулканогенно-осадочными и прибрежными фациями. Позднемеловой этап, сопровождаясь интенсивными деформациями, воздыманием и эрозией, заканчивается пенепленизацией территории с формированием палеоценовых кор выветривания и сопоставляется со среднебрукским несогласием [5; 10; 35]. По мнению Э. Л. Миллера [27], деформации этого этапа были обусловлены региональным восточно-северо-восточным — западно-юго-западным растяжением и внедрением гранитоидов апт-альба (117–108 млн лет) [13]. На побережье Чукотки такие напряжения реализовались формированием сбросов субмеридионального простирания, деформирующих складки [8]. Примерно в это же время структуры субмеридиональной северо-северо-западной — юго-юго-восточной трансформации наблюдаются и на о-ве Врангеля [5]. Здесь зафиксировано наложение мезоструктур сбросовой, сдвиго-сбросовой и раздвиговой кинематики на генеральную складчато-надвиговую структуру острова.

Пятый (кайнозойский) покровный структурный ярус образован недеформированным плащом кайнозойских осадочных отложений мощностью от 100 м до 2,0 км.

Материалы и методы. Важным отличием настоящего исследования от опубликованных в последнее время работ является принципиально более полный массив сейсмических данных, использованных при картировании. По своей сути данная работа представляет собой часть многолетнего сейсмогеологического исследования Восточной Арктики, проводимого автором [7; 18; 19]. Исходный сейсмический массив содержит около 800 сейсмических профилей по всей восточной части Арктического бассейна. Непосредственно в исследовании по данному региону было использовано более 150 профилей, покрывающих Восточно-Сибирский шельф и смежные области СЛО (см. рис. 1). Применение столь обширного массива данных имеет ряд преимуществ. Во-первых, множество профилей дает большое количество точек их взаимной увязки, что помогает избежать корреляционных ошибок. Во-вторых, региональный охват смежных структур позволяет использовать длинные региональные корреляционные ходы, дотягивающиеся до опорных регионов, скважин, структурных реперов, что дает возможность надежно привязать сейсмические границы и комплексы к прямым геологическим данным по материковому обрамлению.

Наше исследование опирается на анализ сейсмических данных, полученных ОАО «Дальморнефтегеофизика» (ДМНГ) и ОАО «МАГЭ» в конце прошлого и начале этого веков по шельфу ВСМ и Чукотского моря (ЧМ) [12; 16], а также профили ООО «Геология без границ», выполненные в 2013 г. В интерпретации также используются сейсмические профили BGR (Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, Ганновер, Германия), выполненные в регионе в 1993, 1994 и 1997 г. [26]. Профили ОАО «МАГЭ» 2014 и 2016 г. по северной периферии поднятия Де-Лонга были использованы в совокупности с тематическими исследованиями ВСЕГЕИ на островах Де-Лонга [20]. Для увязки сейсмостратиграфии российской и американской частей ЧМ использовалась сеть сейсмических наблюдений USGS [37]. Материалы государственной геологической съемки м-ба 1 : 1 000 000 [9; 15] применялись для верификации построений и датировки основных этапов перестройки региона. Данные геологической съемки Аляски м-ба 1 : 250 000 [31] предоставили материал к пониманию состава мезозойских пород.

Важнейшая часть любого сейсмического исследования — сейсмостратиграфическая модель, положенная в его основу. Без достоверной стратиграфической привязки ССК и/или разделяющих их границ любые полученные выводы о ходе эволюции региона не будут иметь геологической опоры. Поэтому для верификации авторской сейсмической модели по региону нами были использованы несколько реперных районов на материковом обрамлении региона.

Во-первых, данные геологического картирования [9] позволили увязать поверхность акустического фундамента акватории с кровлей

складчатого фундамента северного побережья Чукотки и о-ва Врангеля, а также сопоставить яркий рефлектор внутри толщи складчатого акустического фундамента со структурным несогласием в кровле элсмерид. Во-вторых, разрез Айонской скважины 1 [9] дает возможность определить в сейсмическом разрезе положение подошвы кайнозойских отложений и отражающий горизонт MBU (ОГ-MBU). В-третьих, район устья р. Кукповрук на северном побережье Аляски дал возможность выделить яркий ОГ-UNT (upper napushuk-torok) в кровле формаций нанушук-торок и протрассировать его на акваторию ВСМ. В-четвертых, важным структурным репером для корректировки сейсмической модели стала фронтальная часть складчато-надвиговых структур Фронтального Врангелевско-Геральдского надвига (ФВГН). Смена в разрезе синколлизионных комплексов отложений постколлизионными дает основание определить в разрезе положение сейсмических горизонтов UNT и MBU. В-пятых, заверка этих построений также была проведена по наземным (Валакпа, Туналик, Перд, Кургуа, Саус Миде-1, Инигок, Икпупук-1) [23] и шельфовым (Попкорн и Крекерджэк) [35] скважинам. Детали стратиграфической привязки основных сейсмических реперов разреза будут рассмотрены ниже.

При изучении геологической истории сложнопостроенных орогенных областей важную роль приобретает изучение тектонической эволюции региона и связанных с ней этапов тектонических деформаций. Для этого при картировании материкового обрамления прямыми геологическими методами используется методика геолого-структурного анализа [5; 8], опирающаяся на структурные наблюдения. В результате статистической обработки многочисленных замеров макроструктурных элементов производится идентификация структурных парагенезов, последовательности этапов тектонических деформаций и соответствующих им полей тектонических напряжений. На основании этого возникает возможность определить направления тектонического транспорта, взаимного перемещения блоков земной коры и последовательность смены тектонических этапов.

Однако на акваториях, которые являются закрытыми областями, подобная методика не может быть использована, и здесь структурные наблюдения приходится выполнять, используя комплекс геофизических данных. Сейсмические данные при наличии региональной сети наблюдений позволяют непосредственно картировать региональные элементы тектонического каркаса: зоны региональных сдвигов, надвиговые парагенезы, выступы фундамента и присдвиговые прогибы и т. д. С помощью карт трансформантов магнитного и гравитационного полей удастся подтвердить или опровергнуть полученные результаты. По сейсмическим данным в структуре осадочного чехла можно проследить все важнейшие этапы структурных перестроек региона. Картирование депоцентров осадконакопления

или областей сноса, поверхностей несогласий или толщ конденсированного разреза, эрозионных врезов или клиноформных комплексов позволяет дешифровать область тектонических поднятий и опусканий, пути транспорта осадков и многие другие палеогеографические и тектонические параметры, а потенциальные поля – провести районирование блоков земной коры с различными направлениями линейментов. Кроме того, сейсмические данные предоставляют важную информацию о пликативных и дизъюнктивных деформациях чехла, формировании складчато-надвиговых фронтов и так называемых цветковых структур, являющихся проецированными разрывными структурами чехла при активизации древней разломной сети.

Стратиграфическая привязка сейсмических комплексов позволяет оценить время формирования различных систем тектонических нарушений. Процедура привязки тектонических нарушений к определенному структурному плану предусмотрена в качестве одной из стандартных функций интерпретационного пакета The Kingdom Suite и активно использовалась в настоящей работе. В результате удалось установить различия систем тектонических нарушений по трем структурным планам: элсмирскому, киммерийскому и позднемеловому. Кроме того, нами установлено, что подавляющее большинство тектонических нарушений на шельфах ВСМ и ЧМ затухает в подошве кайнозойской толщи осадков, что в свою очередь свидетельствует о спокойном тектоническом режиме шельфа для всего кайнозоя.

По результатам интерпретации обширного массива сейсмических данных ранее нами построена структурная карта поверхности акустического фундамента всего Восточно-Арктического региона [34]. В настоящей работе для детального описания структуры складчато-надвиговых парагенезов шельфа ВСМ и ЧМ используется часть этой карты, покрывающая данную площадь. Кроме того, в рамках описываемого здесь региона нами составлена карта поверхности кровли элсмирского складчатого основания и карта мощности палеоценовых отложений.

Результаты. Сеймостратиграфическая модель. Представляет собой логичное развитие модели, использованной нами при составлении листов ГК-1000 Океанской серии [7]. В настоящей работе модель расширена за счет использования морских и наземных сейсмических профилей USGS [37], многочисленных тестовых скважин, пробуренных в 1980–1990-х годах на Северном склоне Аляски и смежной акватории ЧМ, новых канадских [30] и немецких сейсмоданных [26].

Согласно существующим представлениям, в районе Северного склона Аляски выделяются брукский пострифтовый (K_1-KZ), бофортский синрифтовый (J_3-K_1) и элсмирский (D_3-T) комплексы [35]. Слабометаморфизованные породы франклинского комплекса выступают здесь

акустическим фундаментом. Эта же сейсмическая модель – основа для различных межрегиональных сейсмических корреляций [25; 32], с помощью которой построены модели сеймостратиграфического расчленения разреза, выполненные в ДМНГ [16], и сейсмическая модель Л. А. Дарган-Суцовой [11]. Как указывают в своих статьях эти авторы, при корреляциях ими учитывались данные геологического картирования смежных территорий и региональные схемы стратификации сейморазрезов. В работе Н. А. Петровской и М. А. Савишкиной [16] перечислен обширный массив геологических данных, согласно которому проводилось стратиграфическое расчленение разреза. Однако ни сами корреляционные ходы, ни методика их корреляции в статье не приводятся. В основе стратиграфической привязки сейсмогоризонтов по модели [11] лежит корреляционный ход от американской скважины Попкорн через профили D84-33 и CS-90-08 в российской части ЧМ, а также сопоставление волновой картины вдоль серии региональных сейсмических профилей. Следует сказать, что именно этот корреляционный ход пересекает обширное поднятие в северной части ЧМ, где теряется корреляция большинства мезозойских горизонтов. Прослеживание же сейсмических горизонтов на основании волновой картины, по нашим представлениям, – весьма уязвимая методика, поскольку при региональных корреляциях различия графов обработки сейсмоданных, а также исходных характеристик сейсмической аппаратуры приводят к серьезным изменениям внутренней структуры волнового поля.

Несмотря на схожесть возрастов коррелируемых сейсмогоризонтов и сейсмокомплексов, используемая нами модель местами обладает существенными расхождениями с указанными выше моделями. Наиболее ярко эти различия можно проследить, сопоставив модели по одному профилю через Северо-Чукотский прогиб (рис. 4). На рисунке очевидно, что наша модель предполагает существенно более древний возраст выполнения прогиба, а следовательно, и более низкие скорости осадконакопления чехла.

Кроме того, мы не видим ни сейсмических, ни наземных картировочных данных для выделения в разрезе региона ОГ-VU (Brookian unconformity), трассируемого в регион по моделям [11; 16] и располагающегося всего двумя ярусами выше, чем ОГ-LCU. Дело в том, что изначально ОГ-VU и ОГ-LCU были выделены на Северном склоне Аляски соответственно как кровля и подошва маломощной формации пембл шейл (pebble shale). Причем если большинство исследователей находят основания для сопоставления последнего с региональным преаптским несогласием, то верхний ОГ-VU обычно не сопровождается заметным перерывом. Исходя из региональной направленности работы, мы считаем необоснованным давать столь дробную стратификацию разреза по весьма удаленным корреляционным ходам. В нашей модели мы

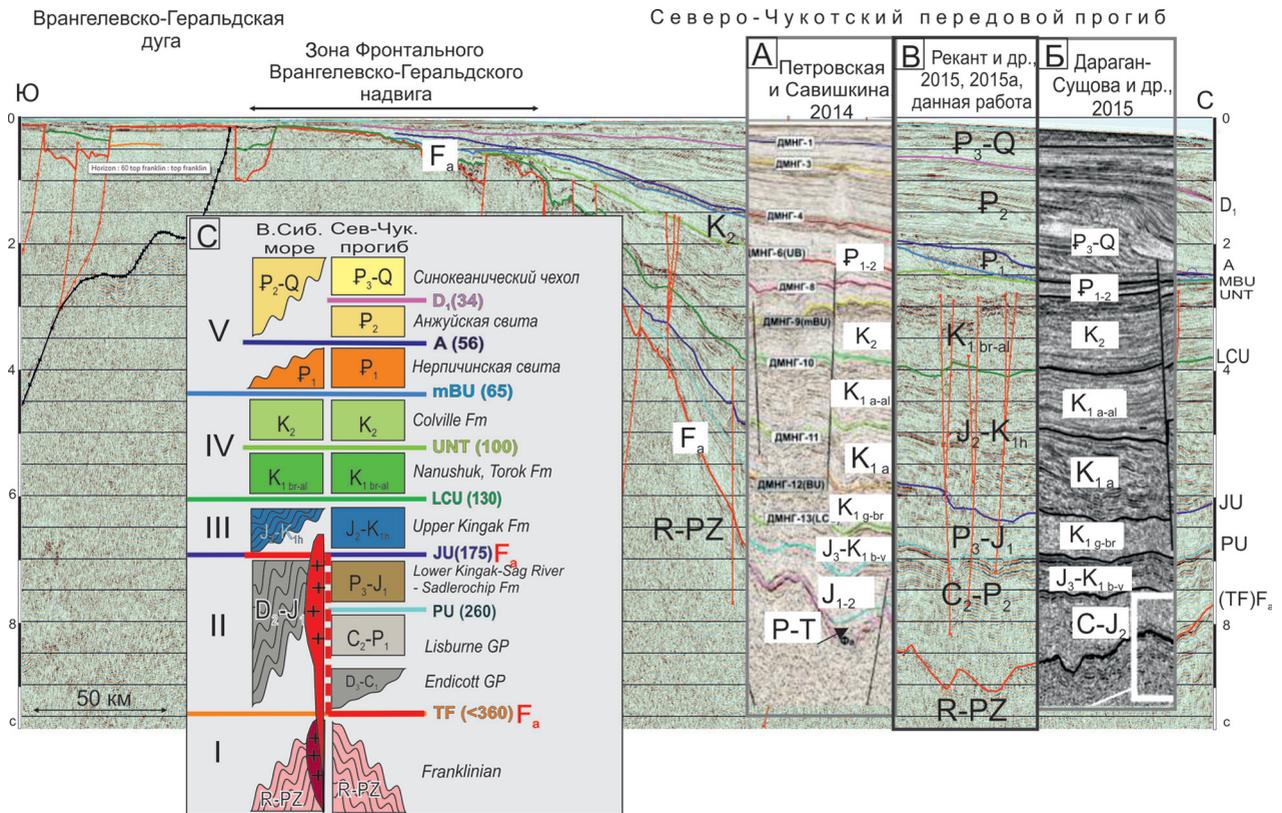


Рис. 4. Сравнение сейсмостратиграфического расчленения разреза по профилю Es10z23 по: А – [16], Б – [11], В – предлагаемая сейсмическая модель. С – врезка с авторской схемой расчленения разреза в областях с позднекреммерийским (слева) и элсмирским (справа) складчатым фундаментами. В первом случае акустический фундамент ОГ-F_a совпадает с ОГ-JU, во втором – с TF

Цифры в скобках означают ориентировочный возраст сейсмических границ. Положение профиля показано на рис. 1

оставили только ОГ-LCU как наиболее хорошо выраженный рефlector.

Для корректировки положения опорных горизонтов в сейсмических разрезах и геологически обоснованного расчленения разреза в нашей сейсмической модели использованы структурные данные по о-ву Врангеля. Как было сказано выше, наблюдения на о-ве Врангеля, Северной Чукотке и Западной Аляске [5; 8; 21; 29] определяют время завершения орогенного этапа чукотской складчатости в весьма узких пределах – самым концом раннего мела. Поэтому во фронтальной части Врангелевско-Геральдской дуги апт-альбские отложения являются синорогенными образованиями и заполняют характерные впадины, а посторогенные верхнемеловые породы нивелируют недокомпенсированную часть прогиба. Кайнозойские же отложения должны формировать верхний – покровный комплекс отложений. В нашей сейсмической модели, а также в модели [11] это условие выполняется, и покровный комплекс начинается с маломощных континентальных отложений палеоцена (рис. 4). В модели [16] палеоцен-эоценовые отложения входят в состав синорогенного комплекса, а покровный комплекс начинается с отложений олигоцена, что противоречит структурным наблюдениям на суше и датировкам, приведенным выше.

Еще более очевидно подобное противоречие сейсмостратиграфических построений прямым геологическим наблюдениям в сейсмической модели А. М. Никишина и соавторов [32], согласно которой палеоцен-эоценовые отложения составляют основную часть осадочного выполнения Северо-Чукотского прогиба и достигают мощности более 6–8 км.

По нашему мнению, представить такие геологические обстановки в палеоцене на фоне хорошо известной пенепленизации всего Восточно-Арктического региона, формировании кор выветривания, весьма затруднительно.

Тщательная стратиграфическая привязка сейсмических комплексов к стратиграфическим и структурным реперам материкового обрамления, выполненная в рамках настоящего исследования, позволила, по-нашему мнению, избежать столь очевидных конфликтов сейсмической модели и геологических данных. Примеры стратиграфического обоснования сейсмических границ будут даны ниже.

Расчленение осадочного чехла. Наиболее яркая сейсмическая граница в разрезе описываемого региона – ОГ-(JU)F_a, отделяющая интенсивно деформированные породы акустического фундамента от залегающего на них маломощного стратифицированного мезо-кайнозойского чехла (рис. 5). Экстраполяция структур Чукотской

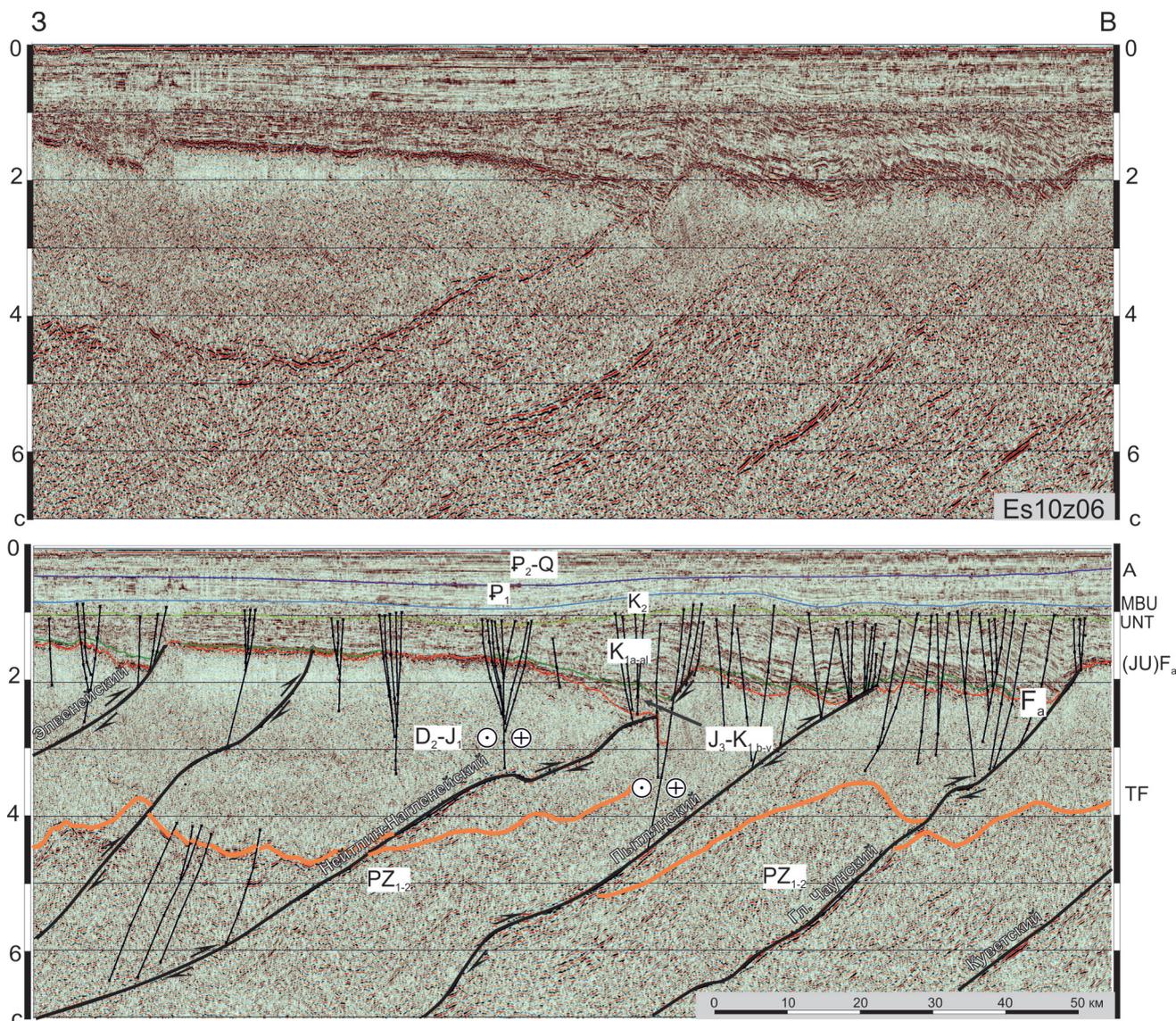


Рис. 5. Фрагмент субширотного сейсмического профиля Es10z06 (сверху) и его интерпретация (снизу) в южной части ВСМ, иллюстрирующие структурные стили сейсмокомплексов. Позднеюрско-неокомские и апт-альбские отложения заполняют синорогенные впадины. Кайнозойские отложения формируют недеформированный плащ осадков. В толще складчатого основания определяется региональное структурное несогласие в кровле элсмирского яруса (ОГ-ТФ), а также региональные надвиги северо-восточной vergentности. На этот структурный план наложены позднемеловые правосторонние (?) сдвиги, создающие видимое опускание висячего крыла надвига

Для рис. 5, 6, 12, 14, 16 положение профиля показано на рис. 1, а стратиграфическая привязка и цветовая индикация отражающих горизонтов – на рис. 4

складчатой области на шельф южной части ВСМ позволяет скоррелировать ОГ-(JU)F_a с кровлей интенсивно деформированных образований поздних мезозойских северо-востока России и определить нижний возрастной интервал осадочного чехла как верхнеюрский. Таким образом, на большей части описываемой акватории чехол сложен верхнеюрско-четвертичными образованиями. Исключение составляет южная часть эпи-элсмирского Северо-Чукотского прогиба, заходящая на северо-восток описываемой области, где в чехольном состоянии находятся породы среднего и верхнего палеозоя (рис. 4).

Осадочный чехол большей части описываемого региона разделяется региональными

отражающими границами на несколько ССК: бофортский (J₃–K_{1n}), апт-альбский, верхнемеловой, палеоценовый и эоцен-четвертичный. Помимо характерной волновой картины, каждый ССК имеет собственный структурный стиль, особенности распространения и геометрии (рис. 5).

Бофортский комплекс (J₃–K_{1n}) ~ 175–130 млн лет. Вулканогенно-осадочные породы бофортского ССК слагают базальные горизонты осадочного чехла. В его кровле определяется яркий отражающий горизонт ОГ-LCU, сопоставляемый с предаптским несогласием. По геологическим данным, на суше эти породы заполняли локальные синорогенные депрессии в кровле сильно деформированных пород триаса – нижней юры

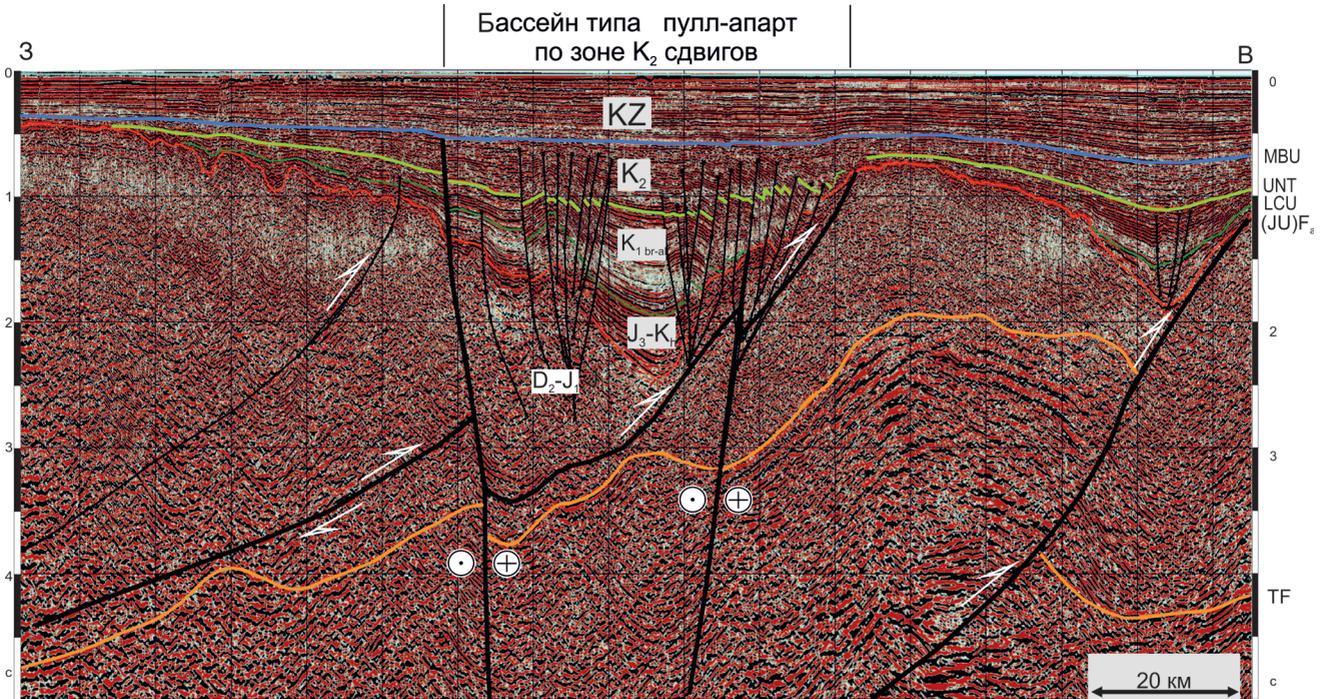


Рис. 6. Фрагмент субширотного сейсмического профиля Es10z30, иллюстрирующий структурные стили сейсмокомплексов чехла и акустического фундамента региона исследований. Позднеокомские надвиги деформированы наложенной системой позднемеловых правосторонних (?) сдвигов, принадлежащих Пегтымельской сдвиговой зоне. Наложенная система субмеридиональных сдвигов позднего мела вызывает видимое опускание висячего крыла надвига

и, очевидно, накапливались на завершающем этапе позднекеммерийской орогении (рис. 5, 6). В отличие от подстилающих пород складчатого основания, бофортский комплекс деформирован в гораздо меньшей степени. Для него характерны достаточно простые складки с углами крыльев, редко превышающих 10° – 20° , что в приложении к сейсмическим данным, с одной стороны, позволяет фиксировать особенности внутренней волновой картины, а с другой, по структурному несогласию отделять этот комплекс от субстрата. Судя по сейсмическим данным, на шельфе отложения бофортского комплекса обладают пятнистым распространением, выклиниваясь на выступах фундамента и аккумулируясь в синорогенных впадинах. Мощность этого ССК нарастает в северном направлении.

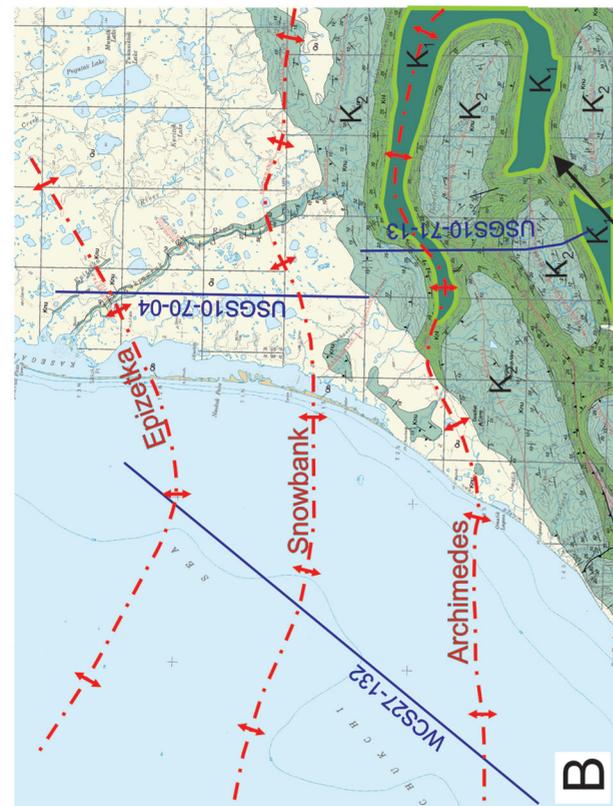
Баррем-альбский комплекс (K_{1br-al}) ~ 130–100 млн лет. Сверху бофортский ССК перекрывается преимущественно континентальными породами апта – альба, формирующими основную мощность осадочного заполнения конседиментационных прогибов на шельфе. Волновая картина комплекса хорошо согласуется с предполагаемым континентальным генезисом слагающих его пород. Для него характерно акустически слоистое волновое поле со средними и короткими отражающими границами.

Кровлей апт-альбского ССК является опорный ОГ-UNT, относимый нами условно к границе нижнего и верхнего мела (~ 100 млн лет). Благодаря своему стратиграфическому положению и структурному стилю, эта сейсмическая граница хорошо прослеживается на всем

Восточно-Арктическом шельфе от Северного склона Аляски до Новосибирских островов.

Ключевой район для стратификации ОГ-UNT – залив и устье р. Кукповрук на западном побережье Аляски, между мысом Лисберн и поселком Поинт-Лей (рис. 7). Здесь наземными и морскими исследованиями в разрезе объединенной формации нанушук-торок идентифицируется система бескорневых взбросо-антиклиналей [31], прослеживаемая с суши на шельф. Таким образом, идентификация характерных деформационных структур как наземными геологическими, так и морскими сейсмическими методами дает нам возможность выполнить стратиграфическую привязку сейсмических комплексов, идентифицированных на смежной акватории.

По сейсмическим данным, в шельфовой части залива р. Кукповрук (рис. 7, А) фиксируется серия асимметричных субширотных брахиформных синклиналей и разделяющих их взбросо-антиклиналей северной вергентности. Углы падения южных крыльев достигают 20° – 30° , северные крылья существенно круче – до 60° . Высота антиклиналей – 1500 м, а амплитуда вертикальных перемещений по плоскости срыва – до 200–300 м. Поверхности сместителей наклонены на юг и юго-запад под углом до 40° . Интенсивность складкообразования снижается на север, где на расстоянии в 180–200 км антиклинали выполаживаются и перестают фиксироваться. ОГ-UNT определяется здесь в средней части по разрезу ядер синклиналей, в ядрах взбросо-антиклиналей он часто выходит на поверхность морского дна в зону размыва.



выход UNT на дневную поверхность

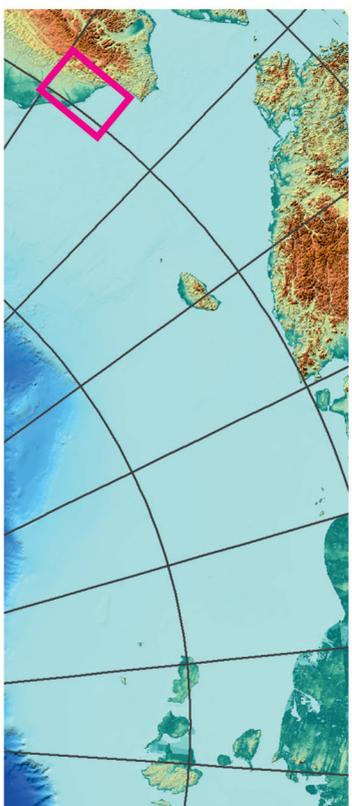
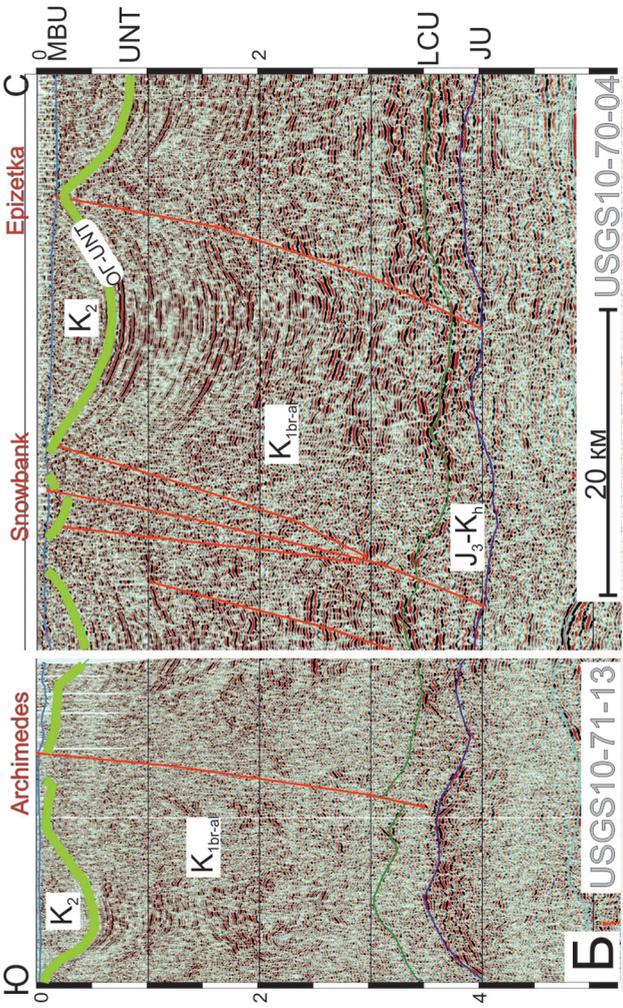
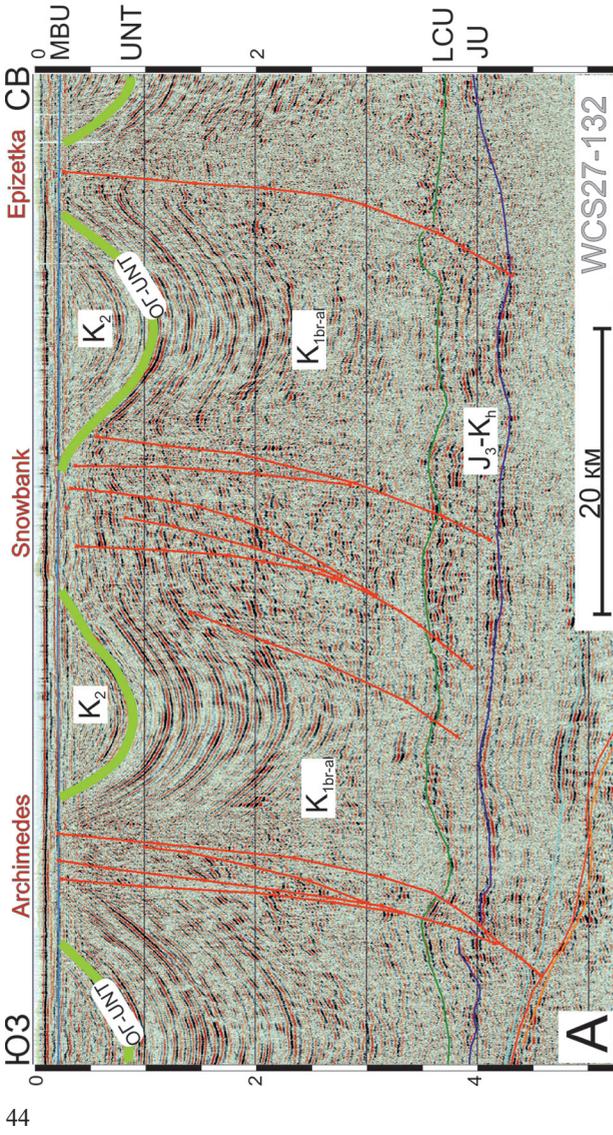


Рис. 7. Фрагменты временных сейсмических профилей МОВ ОГТ (А и Б) по [37], трассирующих взбросо-ангиклинали Архимедес, Сноубэнк и Эпизетка с континентальной части Северного склона Аляски на шельф, а также фрагмент геологической карты Аляски (В) с изменениями по [31]. ОГ-UNT условно коррелируется с границей нижней и верхней мелы. Зеленой линией на геологической карте обозначены выходы этой границы на дневную поверхность. На карте-врезке справа внизу – положение района



По результатам геологической съемки материковой части Западной Аляски [31], к востоку от устья р. Кукповрук и севернее хребта Брукса идентифицируется восточная часть этой же системы взбросо-антиклиналей. Деформационные структуры сохраняют свои характеристики как по простиранию, так и по разрезу. Однако в отличие от шельфовой части, на побережье эти структуры отчетливо выражены в современном рельефе (рис. 7, Б, В), а слагающие их породы доступны для геологического изучения.

Синклинали формируют кольцевые овоидные возвышенности (Бофорт, Кукповрук, Дедфол и др.), а разделяющие их взброс-антиклинали (Сноубенк, Архимедес, Близзарро, Эпизетка и др.) — узкие понижения между ними. Ядра антиклиналей сложены рыхлыми темно-серыми морскими и прибрежно-морскими аргиллитами и алевролитами формации торок (апт — альб), поэтому они в большей степени подвержены выборочной эрозии. В ядрах смежных синклиналией и на их крыльях обнажаются альбсеноманские прибрежно-морские и континентальные песчаники, кварц-кремнистые конгломераты, алевролиты, углистые сланцы, прослой углей. По геологическим данным, контакт формаций нанушук и торок носит диахронный характер и располагается в диапазоне от альба до сеномана. В геологических разрезах он достаточно условно определяется по слоям компетентных песчаников и конгломератов, формирующих кольцевые гребни в верхах формаций нанушук (рис. 7, В) [29].

Поскольку наземный сводный сейсмопрофиль USGS10-70-04/71-13 пересекает сразу несколько закартированных взбросо-антиклиналей (рис. 7, Б; Архимедес, Сноубенк и Эпизетка), нам удалось скоррелировать контакт формаций торок и нанушук с сейсмической границей на профиле. Для целей регионального картирования горизонт ОГ-UNT сопоставляется нами с наиболее прочными компетентными слоями на границе нижнего и верхнего мела (~100 млн лет).

Плотная сеть региональных профилей, использованная в настоящей работе, а также узнаваемый структурный стиль ОГ-UNT позволил нам выполнить несколько региональных корреляционных ходов на запад, вплоть до поднятия Де-Лонга, Северо-Чукотского прогиба и основания поднятия Менделеева. Опорный горизонт был скоррелирован на всех сейсмических профилях. На шельфе ВСМ и ЧМ ОГ-UNT обладает весьма характерным и легко распознаваемым структурным стилем. Он идентифицируется как самый верхний яркий рефлектор, интенсивно разбитый множеством бескорневых разломов, формирующих так называемые цветковые структуры (см. рис. 6).

Кроме собственно кросс-корреляции ОГ-UNT с профиля на профиль, корректность его положения в сейсмическом разрезе контролировалась по структурным признакам (см. также описание выше, рис. 4). В разрезе южной части Северо-Чукотского прогиба по структуре осадочного

выполнения прогиба удастся распознать смену синорогенных обстановок посторогенными. Время завершения орогенного этапа чукотской складчатости по структурным наблюдениям определяется самым концом раннего мела [8]. Таким образом, следует ожидать, что на фронте позднеммерийских деформаций синорогенные прогибы должны быть заполнены апт-альбскими и верхнемеловыми отложениями, а ОГ-UNT — располагаться в их кровле. Корреляция этого рефлектора в Северо-Чукотском прогибе позволила протрассировать его далее на запад и юг на весь шельф ВСМ.

Верхнемеловой комплекс (~100–65 млн лет). Выше ОГ-UNT располагается комплекс верхнемеловых отложений, ограниченный в кровле еще одним региональным горизонтом ОГ-MBU, маркирующим подошву кайнозойского разреза. Реперной точкой для определения положения MBU в разрезе чехла ВСМ является 663-й метр разреза Айонской скважины 1, где, по материалам бурения, располагается подошва кайнозойских пород [9]. Эти данные были экстраполированы на близлежащий сейсмический профиль и затем по сети непрерывных корреляционных ходов — на всю акваторию ВСМ и южную часть ЧМ. Кроме этого, гипсометрическое положение рефлектора MBU в сейсморазрезе было скоррелировано при помощи регионального корреляционного хода от скважин Крекерджэк и Попкорн через Северо-Чукотский прогиб на шельф ВСМ. Этот корреляционный ход был выбран с таким расчетом, чтобы обойти многочисленные зоны потери корреляции в южной части ЧМ и при пересечении Врангелевско-Геральдской дуги. Совместная корреляция ОГ-UNT и ОГ-MBU вдоль линии корреляционного хода позволила значительно уменьшить возможный диапазон ошибок при определении положения сейсмических границ в разрезе.

Состав верхнемелового комплекса пород может быть спрогнозирован, в первую очередь исходя из характеристик синхронных пород на материковом обрамлении, а также из особенностей волновой картины и структуры отложений. По картировочным данным, на Северном склоне Аляски [31] отложения формации нанушук вместе с апт-альбской частью формации торок (см. описание выше) формируют непрерывную регрессивную толщу. Верхнемеловая ее часть представлена прибрежно-морскими и континентальными светлыми песчаниками и кварц-кремнистыми конгломератами, переслаивающимися с алевролитами, углистыми сланцами и прослоями углей формации нанушук (альб — сеноман). Исходя из картировочных данных по северному побережью Чукотки [9], в составе комплекса также ожидается присутствие вулканогенно-обломочных пород, парагенетичных вулканитам ОЧВП. Собственно вулканиты ОЧВП, скорее всего, в разрезе не представлены, поскольку поле сплошного распространения последних на суше картируется на удалении более 100 км от современного побережья.

Для верхнемелового ССК характерно обилие малоамплитудных тектонических нарушений — бескорневых сбросов и взбросов, формирующих хорошо коррелируемые между профилями так называемые цветковые структуры. Причем наблюдается прямая корреляция зон увеличения мощности этого ССК с зонами развития цветковых структур. В кровле комплекса часто определяется размыв от нескольких десятков до первых сотен метров осадков. Такой сейсмический облик верхнемелового ССК хорошо коррелируется с тектоническими обстановками апт-позднемелового апплифта Северной Аляски, эксгумацией и размывом пород. По данным [29], последовавшая за этим пенепленизация территории привела к формированию плаща кайнозойских образований с региональным среднебрукским несогласием в подошве.

Располагаясь в кровле эродированных и интенсивно деформированных отложений мела на контакте с плащом кайнозойских образований, ОГ-МВU формирует особенный структурный стиль, который легко распознается на всем шельфе ВСМ и ЧМ. Разрез по любому сейсмическому профилю показывает, что подавляющее большинство тектонических нарушений позднего мела не проникает в кайнозойскую часть разреза (рис. 6). Использование этого признака позволило нам уверенно трассировать ОГ-МВU в нескольких сложных местах при неоднозначной корреляции сейсмопрофилей, определяя тем самым подошву кайнозойского плаща.

Кайнозойский плащ осадков (65–0 млн лет). Самым верхним ССК в разрезе чехла ВСМ является плащ кайнозойских отложений, залегающий между поверхностью морского дна

и региональным рефлексом МВU. Параллельно-слоистая волновая картина этого ССК, определяемая в сейсмической записи, хорошо согласуется с геологическими данными по суше. Согласно последним, кайнозойские отложения в регионе представлены континентальными и прибрежными фациями (см. рис. 5, 6). Из-за малой мощности отложений более детальное расчленение кайнозойской части разреза ВСМ достаточно проблематично. Однако, экстраполируя сейсмические данные из глубоководной части СЛО на внешний шельф, нам удалось по всей площади района проследить отражающий горизонт ОГ-А, который, согласно [18; 19; 33], коррелируется с кровлей палеоценовых отложений. В волновом поле он представлен хаотической записью, характерной для континентальных образований. Важная особенность комплекса палеоценовых отложений — его малая мощность и отсутствие в регионе заметных депозитров. Карта мощности палеоценовых отложений, приведенная на рис. 8, демонстрирует слабые вариации мощности палеоцена по площади. Всю восточную часть региона вокруг о-ва Врангеля занимает область минимальных мощностей на пределе вертикального разрешения профилирования МОВ ОГТ ~ 100 м и менее. Мощность чуть более 300 м фиксируется севернее Медвежьих островов, на юго-восточной окраине поднятия Де-Лонга (западная часть района), к северо-западу от о-ва Айон и на запад от о-ва Врангеля.

Структурный стиль кайнозойских образований отличается от мезозойской части разреза практически полным отсутствием тектонических нарушений (см. рис. 5). Такая закономерность прослеживается повсеместно на шельфах ВСМ

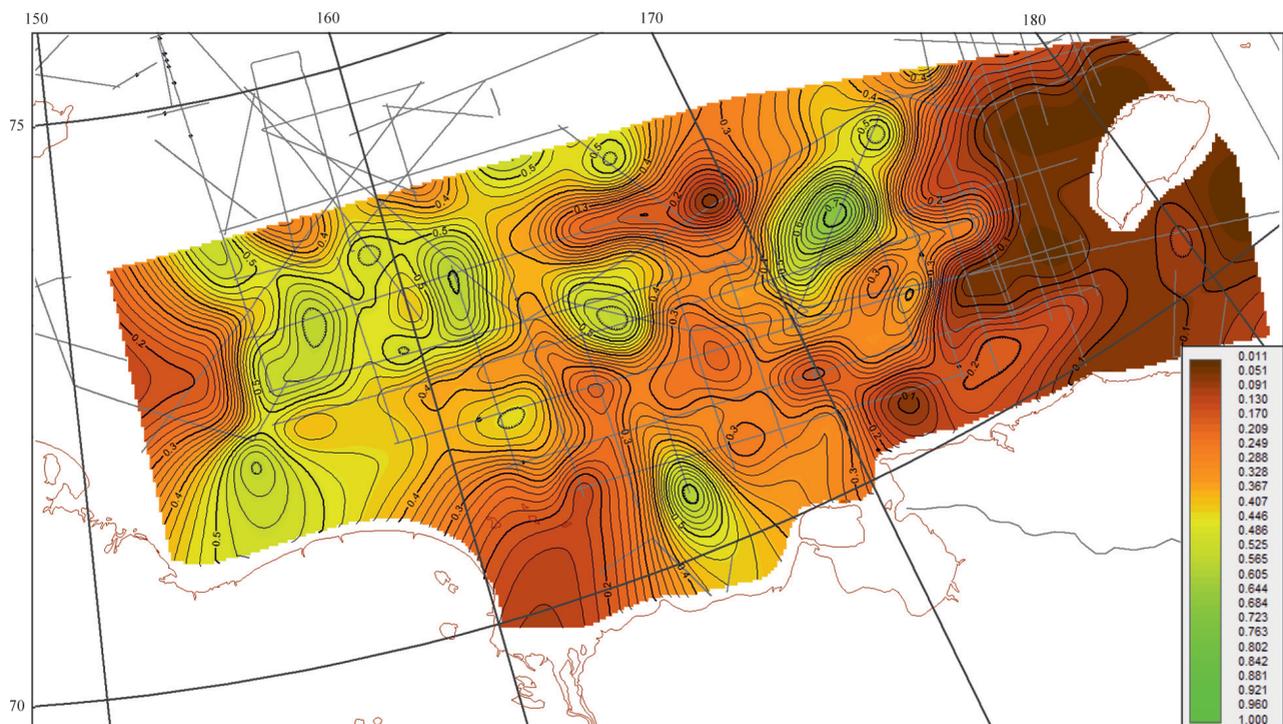


Рис. 8. Карта мощности палеоценовых отложений южной части ВСМ по сейсмическим данным, км

и ЧМ. Немногочисленные кайнозойские нарушения фиксируются лишь в северо-западной части ВСМ, а также приокеанической Восточно-Арктического шельфа.

Таким образом, многочисленные сейсмические данные по региону свидетельствуют, что к началу палеоцена этап поздне мелового воздымания и эрозии в регионе сменился обстановками тектонического покоя и пенепленизации. Это же подтверждают низкие мощности палеоценовых отложений, а также широко распространенные в регионе коры выветривания. Маломощные каолиновые коры выветривания по породам мезозойд встречаются в днищах древних долин Приморской и Чаунской низменностей, отмечаются на о-ве Врангеля и Новосибирских островах [1; 9; 15; 38].

Структура и сейсмическое строение акустического фундамента. Как уже указывалось выше, основным опорным сейсмическим горизонтом на большей части описываемого региона является ОГ-(JU)F_a, отделяющий интенсивно деформированные, акустически прозрачные либо полупрозрачные толщи пород акустического фундамента от залегающего на них маломощного стратифицированного мезо-кайнозойского чехла (см. рис. 5). Трассирование складчатых структур Чукотской СО на шельф южной части ВСМ позволяет уверенно сопоставить ОГ-(JU)F_a с кровлей интенсивно деформированных образований поздних мезозойд северо-востока России. В южной части ВСМ и ЧМ эта граница идентифицируется в виде яркого высокоамплитудного рефлектора на глубинах, лишь локально превышающих один километр. В северной и северо-западной частях ВСМ глубина залегания ОГ-F_a локально увеличивается до 2–3 км, а его интенсивность существенно падает.

Акустически полупрозрачная, бесструктурная волновая картина складчатого основания в совокупности с ярким рефлектором ОГ-(JU)F_a в его кровле свидетельствует о значительной степени деформированности пород. Сейсмическая запись ниже ОГ-(JU)F_a «рассыпается» на короткие, хаотически расположенные, отражающие площадки, протяженные когерентные отражения практически не формируются. Вместо этого в записи фиксируются отдельные секущие рефлекторы, коррелируемые нами с тектоническими границами (см. рис. 5, 6). Всего на сейсмических разрезах нами зафиксированы три основных типа подобных рефлекторов: 1 – субвертикальные, 2 – пологонаклонные и 3 – субгоризонтальные деформированные. В результате анализа регулярной сети сейсмических профилей было установлено, что большая часть таких рефлекторов не является артефактами сейсмической обработки профилей. По нашим данным, они образуют несколько закономерных систем, что позволило подобрать им геологические аналоги. Очевидно, субгоризонтальные деформированные рефлекторы соответствуют наиболее ярким структурным несогласиям в разрезе, а пологонаклонные

и субвертикальные – тектоническим нарушениям с преобладающей надвиговой и сдвиговой кинематики (см. рис. 5, 6) соответственно. Более детально это будет рассмотрено ниже.

Тектонические нарушения акустического фундамента. Весьма плотная и регулярная сеть сейсмопрофилей в исследуемой области ВСМ дает возможность использовать стандартную для интерпретационного пакета The Kingdom Suite методику корреляции разломов (fault assigning). Большинство пологонаклонных и субвертикальных границ были скоррелированы сразу по нескольким сейсмопрофилям различных направлений (рис. 9), в результате чего надежно закартированы их выходы на поверхность ОГ-(JU)F_a, построены поверхности сместителей и рассчитаны их геометрические параметры.

Дискордантность преобладающих нарушений в различных частях исследуемой области хорошо просматривается на схеме локальных аномалий гравитационного поля (рис. 10). Все тектонические нарушения фундамента разделились на три разнонаправленные системы: 1 – пологонаклонные разломы северо-западного простирания, 2 – преимущественно вертикальные разломы субмеридионального простирания и 3 – субширотные наклонные.

Первая, самая распространенная и наиболее заметная на сейсмических разрезах в изучаемой области, представляет собой сеть пологонаклонных нарушений с падением на юго-запад (см. рис. 5). Азимут простирания 300°–320°, углы падения сместителей 20°–25° в кровле складчатого основания и существенно выходящих к низу. Сопоставление сейсмических данных с картировочными материалами по северному побережью Чукотки [9] продемонстрировало, что установленные на акватории диагональные разломы – шельфовое продолжение региональных глубинных разломов: Пытлянского, Эльвенейского, Нейтлин-Нагленейского, Куветского, и Кэпервеемского. Первые два из них – границы складчатых зон Чукотской СО [9] (рис. 5 и 11). Северо-восточное ограничение этой системы – региональный разлом Биллингса, названный нами по одноименному мысу, который этот разлом пересекает. Дальнейшая трассировка разлома Биллингса вдоль южного побережья ЧМ и далее на восток в залив Коцебу позволяет соединить его с региональной зоной надвигов Кобук. Таким образом, нами закартированы шельфовые продолжения Чаун-Чукотской, Раучуанской и Анюйской складчатых зон.

Определенные нами геометрические параметры разломов этой системы свидетельствуют в пользу их преимущественно надвиговой кинематики, возможно, со сдвиговой компонентой. Такие предположения хорошо согласуются с данными по Северной Чукотке [9], демонстрирующими, что для Анюйской, Раучуанской и Чаун-Чукотской складчатых зон наиболее выразительными в структурном плане являются структуры сжатия северо-западного простирания,

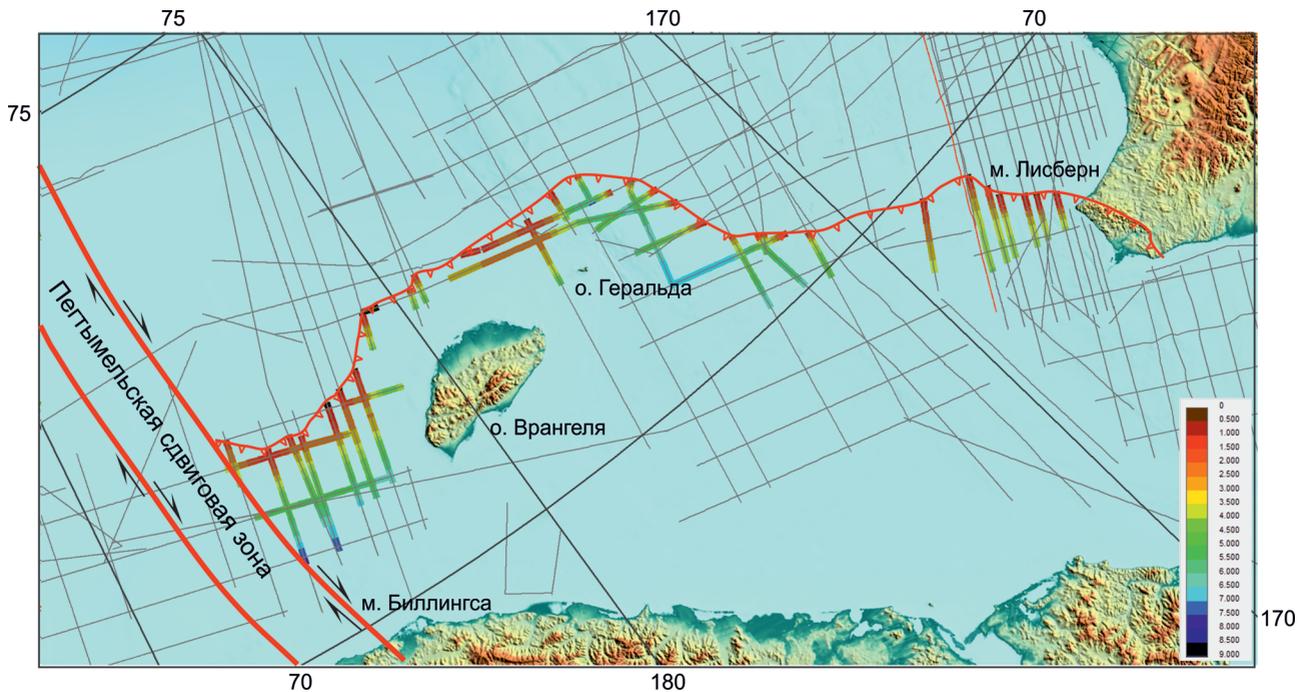


Рис. 9. Структурная схема поверхности сместителя Фронтального Врангелевско-Геральдского надвига. Цветом показана глубина залегания поверхности в секундах TWT. Серыми линиями обозначены использованные сейсмические профили

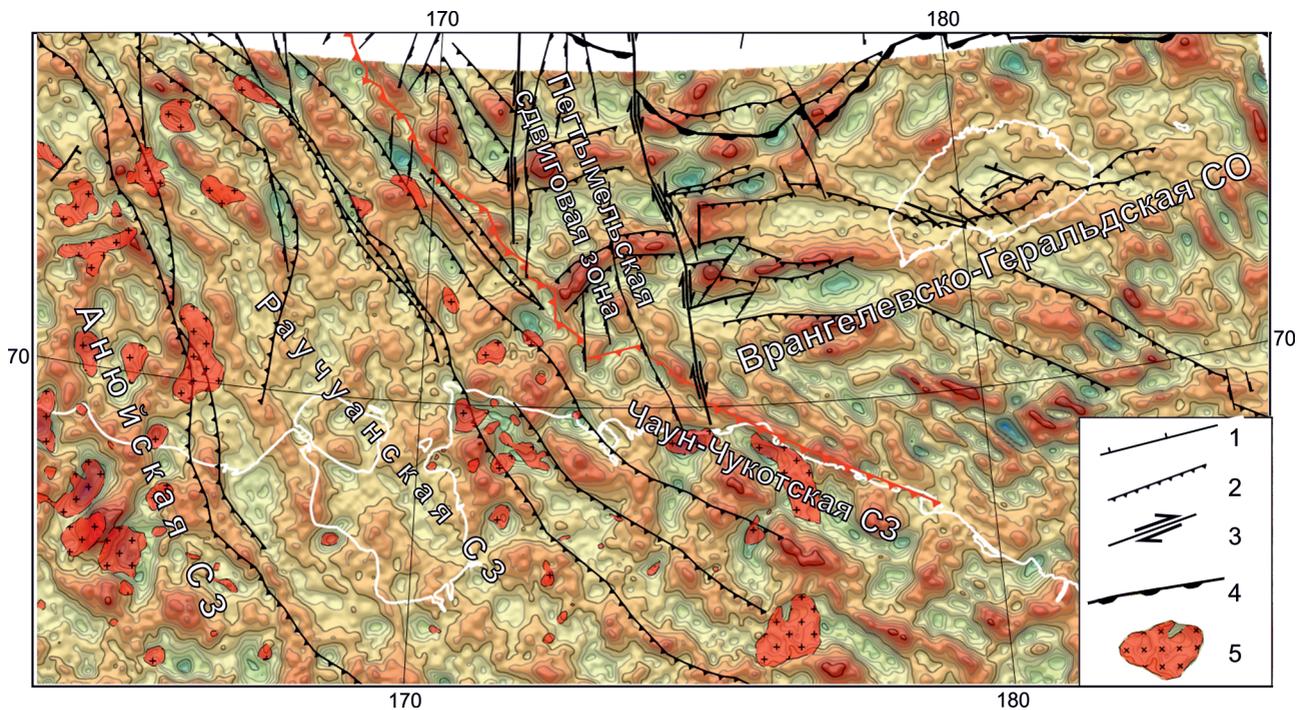


Рис. 10. Карта локальных аномалий гравитационного поля южной части ВСМ, иллюстрирующая дискордантность структур Врангелевско-Геральдской и Чукотской складчатых областей, разделенных наложенной на них Пегтымельской сдвиговой зоной. Региональный разлом Биллингса, показанный красным цветом, является северной границей области гранитизации коры

1 – сбросы; 2 – надвиги; 3 – сдвиги, преимущественно правосторонние; 4 – Фронтальный Врангелевско-Геральдский надвиг; 5 – меловые гранитоиды

реализованные формированием региональной сети надвигов северо-восточной вергентности.

В следующую по распространенности в фундаменте региона систему тектонических нарушений объединены субширотные надвиги северной вергентности (рис. 9–11). Фрагменты северовергентных надвигов уверенно коррелируются по сети сейсмических профилей к западу, северу и востоку от о-ва Врангеля. Кроме того, их субширотное простирание подтверждается соответствующими линеаментами гравитационного поля.

Самая протяженная тектоническая структура этой системы – ФВГН, прослеженный нами по непрерывной сети профилей на расстояние более 850 км от мыса Лисберн на востоке до Дрем-Хедского прогиба на западе. Геометрические характеристики надвига приведены на рис. 9. В общих чертах ФВГН обладает субширотным простиранием, несколько изгибаясь к югу в своей восточной части. В структурном плане он ограничивает с севера Врангелевско-Геральдскую дугу и является фронтальным надвигом поздних мезозойских (рис. 11, 12). На востоке ФВГН срезает складчато-надвиговые структуры хребта Брукса, а на западе сам срезается наложенной на него Пегтымельской сдвиговой зоной. Более детально последняя будет рассмотрена ниже. Фрагменты еще нескольких параллельных надвигов прослеживаются южнее ФВГН и хорошо коррелируются со складчато-надвиговыми парагенезами о-ва Врангеля.

Время заложения двух описанных выше систем региональных надвигов может быть определено по юрско-неокомским отложениям, выполняющим синорогенные впадины в кровле фундамента, а время последней реактивации – по аптальбским отложениям, которые они смещают. Таким образом, по аналогии с наземными картировочными данными обе системы региональных надвигов отнесены к финальным эпизодам Чукотской орогении. Однако следует заметить, что диагональная система надвигов срезает субширотную и, очевидно, является наложенной на нее.

Третью систему тектонических нарушений фундамента образуют субвертикальные разломы, раскрывающиеся вверх по разрезу осадочного чехла так называемыми цветковыми структурами. Как хорошо известно [24; 36], последние являются признаками зоны сдвиговых деформаций фундамента, перекрытого плащом некомпетентных образований чехла (см. рис. 5, 6, 11). Каждая закартированная цветковая структура образована системой маломощных сбросов или взбросов, сходящихся вниз по разрезу примерно у кровли фундамента. Вверх по разрезу цветковые структуры закономерно затухают внутри поздне мелового ССК и не проникают в кайнозойские образования. Это дает нам основание определить время формирования всей системы сдвигов концом позднего мела. Такие временные рамки подтверждаются данными по Аляске, где установлен этап

предкайнозойского аплифта и эрозии мезозойских образований [29].

Картирование единичных сбросов или взбросов в региональном масштабе не представляется возможным, однако корреляция цветковых структур между профилями позволяет наметить простирание зоны региональных сдвигов. Наиболее яркие из описанных выше структур укладываются в региональную субмеридиональную зону, ограниченную примерно 168° – 174° в. д. и названную нами Пегтымельской сдвиговой зоной (ПСЗ) (рис. 11). Последняя разграничивает диагональную и субширотную системы надвигов.

Судить о направлении сдвиговых деформаций на акватории на основании лишь сейсмических данных достаточно сложно. Последние показывают сосуществование вдоль простирания ПСЗ как позитивных цветковых структур, традиционно относимых к зонам транспрессии, так и негативных структур, сопоставляемых с трансензионными обстановками [24; 36].

К востоку от ПСЗ располагается Южно-Чукотский прогиб, характеризующийся максимальным прогибанием в конце раннего мела и в позднем мелу, то есть его формирование происходило одновременно с образованием субмеридиональных сдвигов (рис. 11, 12). В этом случае существование левосторонних сдвигов для обеспечения растяжения (или трансензии) в этой зоне выглядит более реалистичным. Однако, судя по нашим данным (рис. 13), структуры элсмирского фундамента были нарушены правосторонними сдвигами (см. ниже). О существовании правосторонней сдвиговой компоненты также свидетельствуют структурные данные Б. Г. Голионко по северному побережью Чукотки и В. Е. Вержбицкого по о-ву Врангеля [5; 8]. Закартированный в Анюйской СЗ Тетемвеевский разлом [9] также представляет собой правосторонний сдвиг со значительной амплитудой перемещений. Кроме того, изгиб западной части ФВГН к северу также более логичен при правостороннем сдвиге (рис. 11). Таким образом, по комплексу структурных признаков ПСЗ отнесена нами к структуре с преобладанием правосторонних сдвигов.

Поверхность элсмирид. Исходя из компиляции геологических данных по смежным территориям [9], мы полагаем, что наиболее контрастной сейсмической границей в толще палеозойских пород может служить структурное несогласие на стратиграфическом уровне среднего-позднего девона, маркирующее кровлю первого (элсмирского) структурного яруса (см. рис. 5, 6). С помощью корреляции ОГ-ТФ (top Franklinian) на большинстве сейсмических профилей южной части ВСМ нами была построена карта поверхности элсмирского структурного яруса (рис. 13). Кровля элсмирид характеризуется собственным структурным планом, отличным от такового у поздних мезозойских. В морфологии этой поверхности отчетливо прослеживаются несколько субширотных поднятий, нарушенных как диагональными, так

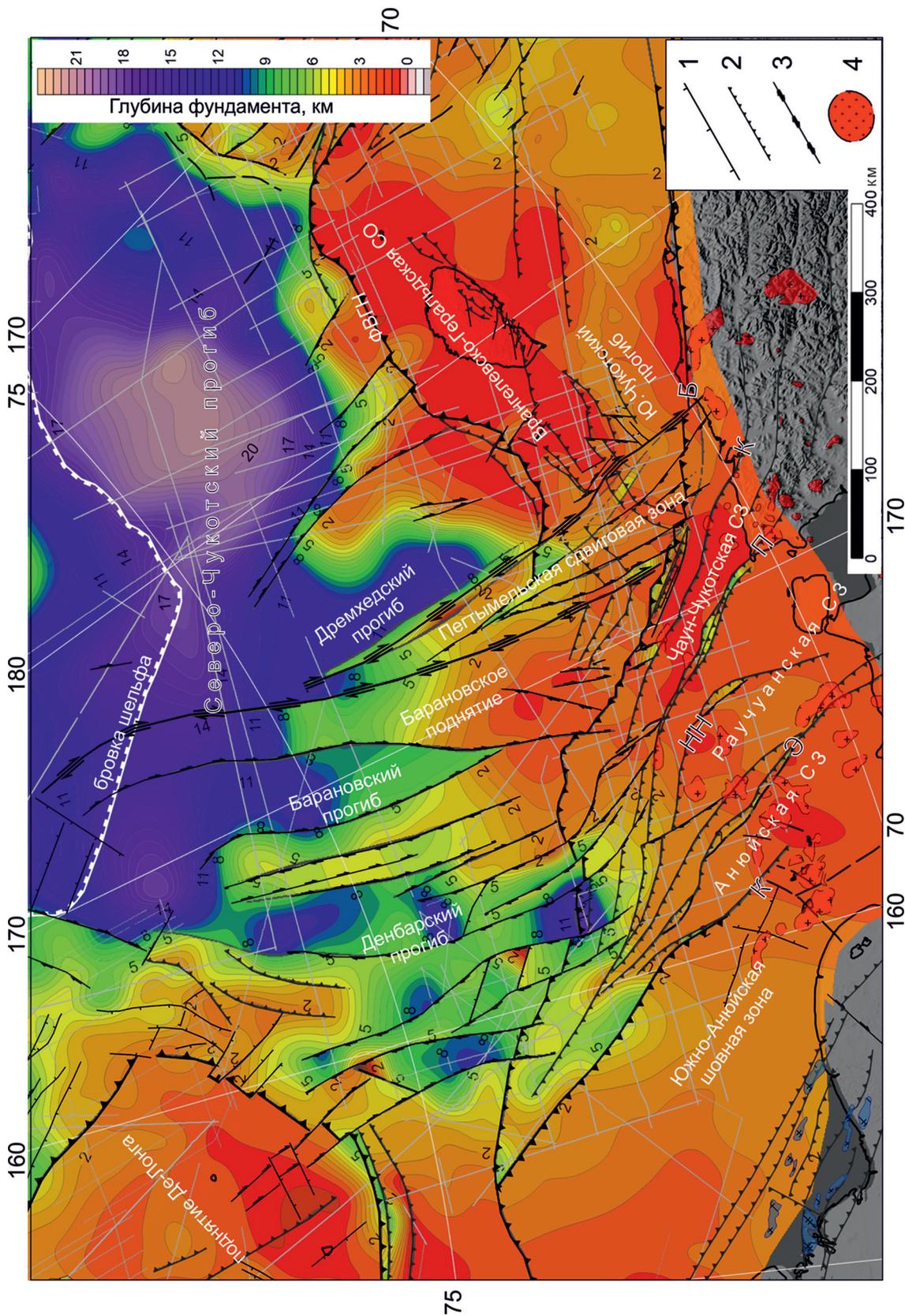


Рис. 11. Структурная карта поверхности акустического фундамента Восточно-Сибирского и Чукотского морей по [34].
 Буквами на рисунке обозначены региональные разломы: Б – Биллинга, К – Куветский, П – Пытлянский, НН – Нейтлин-Нагленейский, Э – Эльвенеийский, К – Кэпервеемский. ФВГН – Фронтальный Врангелло-Геральдский надвиг.
 1 – сбросы; 2 – надвиги, сдвига-надвиги; 3 – сдвиги; 4 – тела меловых гранитоидов

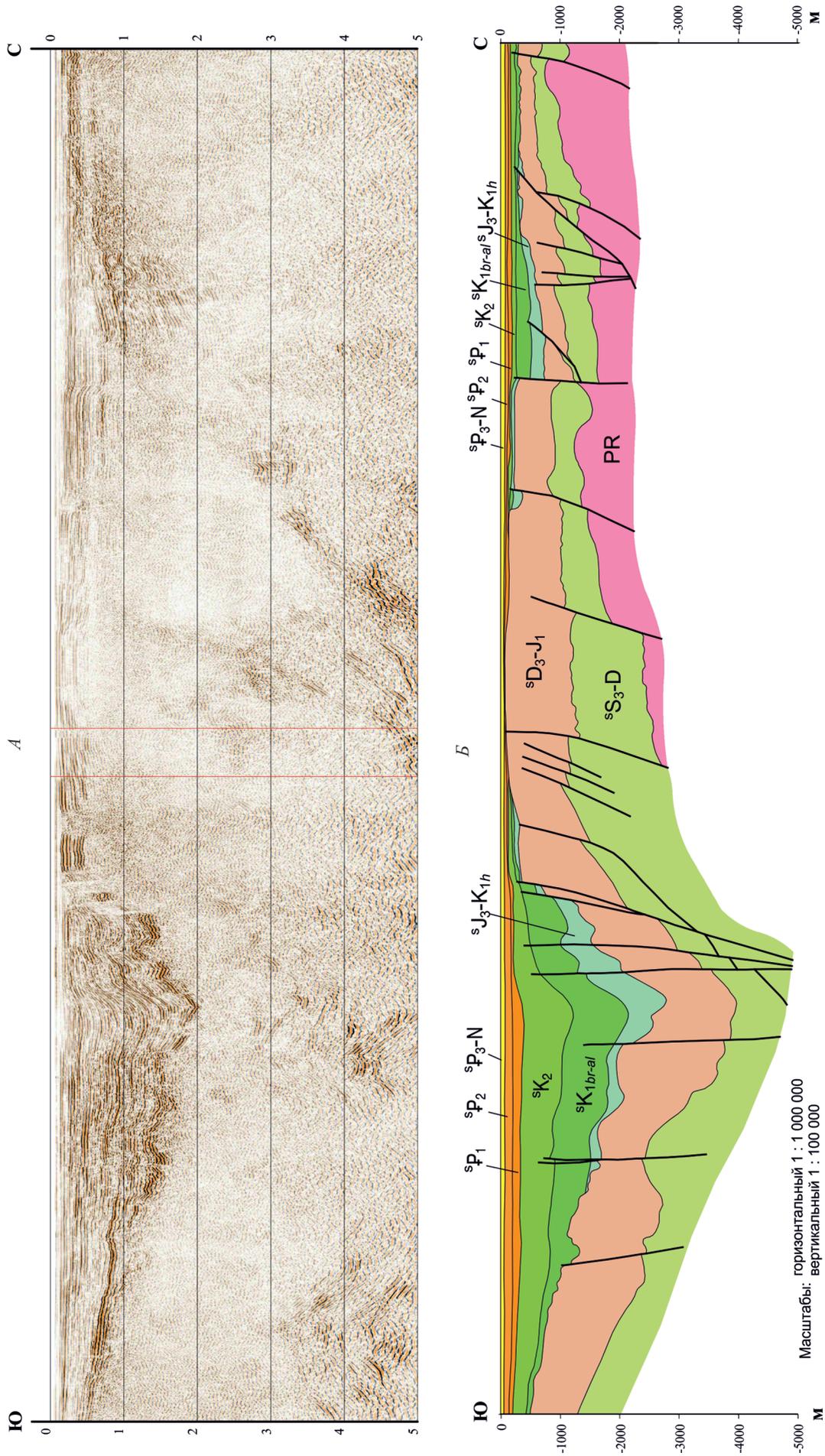


Рис. 12. Южно-Чукотский прогиб и Врангелево-Геральдская дуга на временном сейсмическом профиле 5АР (А) и геологический разрез по нему (Б). Осадочное заполнение прогиба преимущественно состоит из апт-альбских и верхнемеловых пород. Основная фаза прогибания бассейна закончилась к началу кайнозоя

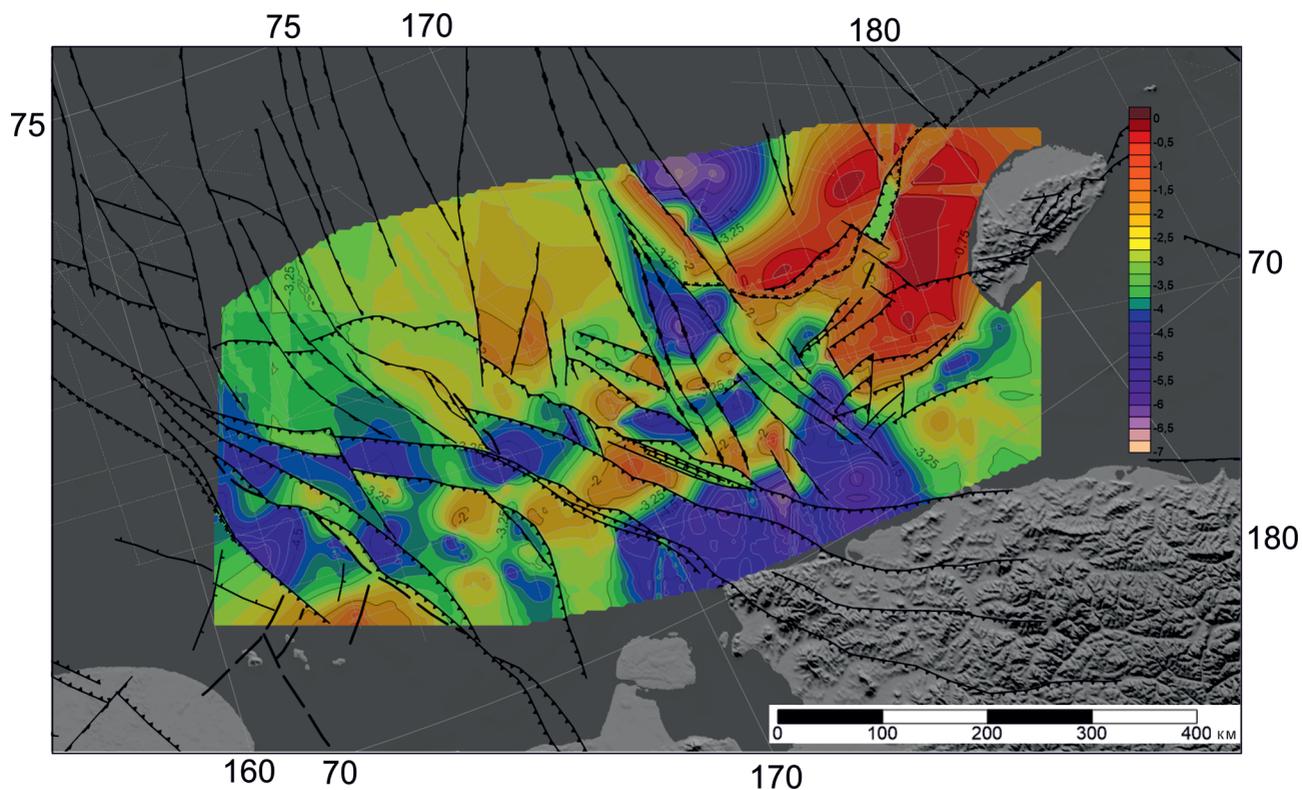


Рис. 13. Структурная карта поверхности складчатого элмирского основания (горизонт TF). Цветом показана глубина залегания поверхности в секундах TWT. Мезозойские надвиги северо-западного – юго-восточного простирания наложены на субширотный структурный план элмирского основания. Реликтовые субширотные поднятия смещены по системе правых сдвигов

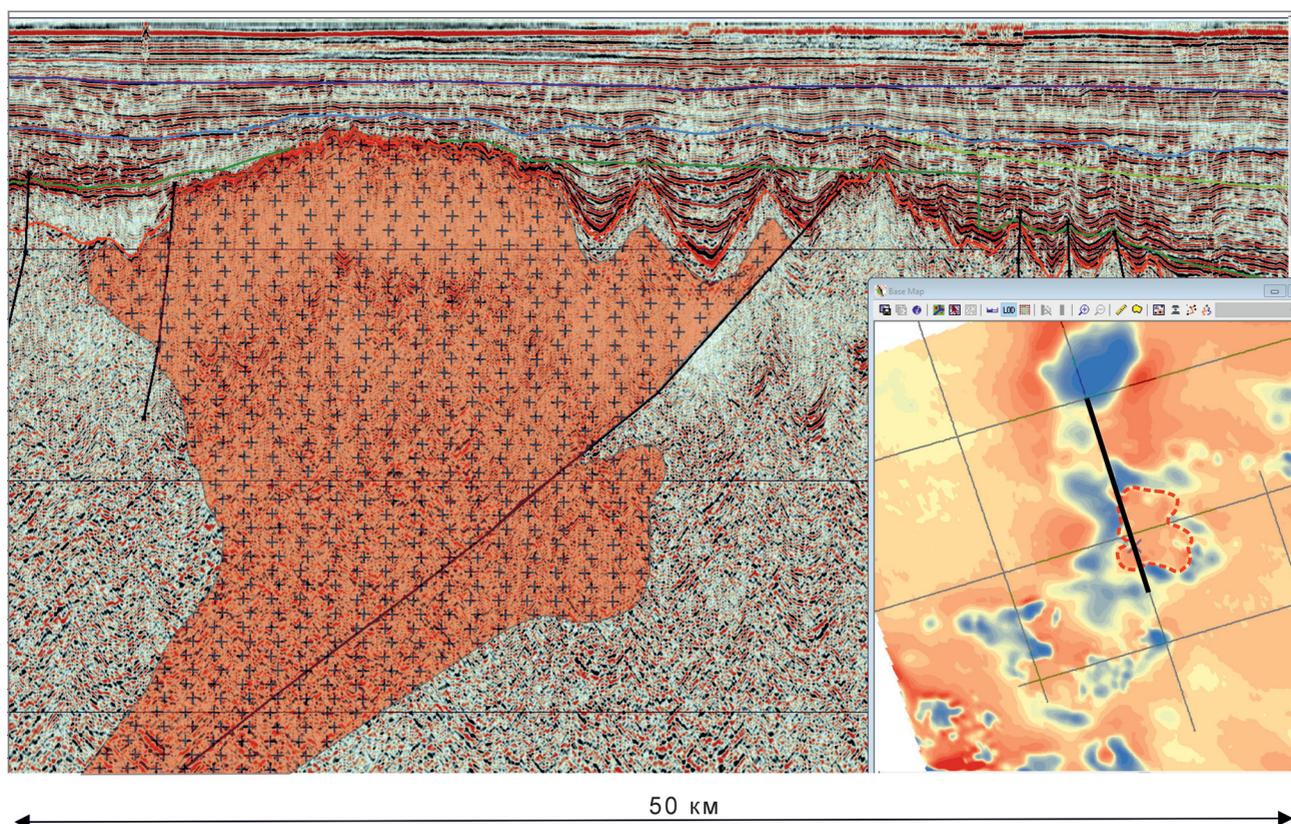


Рис. 14. Гранитная интрузия на сейсмическом профиле Es10z11 и в аномалиях магнитного поля (справа на врезке)

и субмеридиональными разломами. Очевидно, что тектонические нарушения как северо-западного, так и субмеридионального простираний наложены на сформированную прежде субширотную структуру кровли элсмирид. По характерным смещениям приподнятых блоков элсмирского фундамента мы предполагаем, что наложенные позднее субмеридиональные сдвиги обладают правосдвиговой кинематикой.

Гранитоиды. По данным геологического картирования северного побережья Чукотки, широким распространением обладают несколько типов меловых интрузивов: субвулканические интрузии кислого и среднего составов, малые интрузии и дайки, крупные гранитоидные интрузии [9]. Наиболее крупные интрузивные тела хорошо выражены как в гравитационном, так и магнитом полях. Судя по картировочным данным, гранитные интрузии выражаются характерными минимумами магнитного поля с цепочкой локальных максимумов по периферии. Кроме того, большинство из них полностью или частично совпадают с минимумами локального гравитационного поля.

Используя аналогичные критерии для акватории, а также дополнив их особенностями волновой картины фундамента, нами предполагается 18 гранитных массивов в пределах Анюйской и Чаун-Чукотской СЗ. Размеры предполагаемых интрузивов составляют от первых километров до первых десятков километров в поперечнике (рис. 11). По нашему мнению, гранитоиды в сейсмическом разрезе ВСМ соответствуют выровненные участки кровли складчатого основания с максимальной акустической жесткостью (рис. 14). Часто гранитоиды приурочены к зонам надвигов. Северной границей распространения нижнемеловых гранитоидов является глубинный разлом Биллингса, который при трассировании его на восток смыкается с границей северного распространения меловых гранитоидов, по Э. Л. Миллер [28], и, кроме того, с разломной зоной Кобук в заливе Коцебу.

Обсуждение результатов: районирование складчатого основания и этапы деформаций. Результат структурного анализа сейсмических материалов по изучаемому региону – структурная карта поверхности акустического фундамента, приведенная на рис. 1 [34]. Эта карта отображает разнообразие нескольких дискордантных структурных планов южной части ВСМ. Различия складчатых зон выражаются в разнонаправленности доминирующих структур, истории формирования структурных парагенезов, сейсмическом облике пород фундамента, присутствии в разрезе тел гранитоидов и т. д.

Различия сейсмического облика выделенных структурных зон приведены на рис. 15. Если к западу от разлома Биллингса (рис. 15, А, Б) породы фундамента имеют достаточно выровненную поверхность, нарушенную лишь региональными надвигами, то к северо-востоку (рис. 15, В–Д)

от него кровля складчатого фундамента существенно более контрастного рельефа с более глубокими наложенными прогибами. Судя по обилию так называемых цветковых структур в чехле, поверхность фундамента интенсивно разбита субмеридиональными сдвигами.

В структурном плане регион исследования разделяется на две части. Южную занимают шельфовые продолжения Анюйской, Раучуанской и Чаун-Чукотской складчатых зон, а также шельфовые продолжения структур Врангелевско-Геральдской СО. В северной части региона определяется серия узких и достаточно глубоких пулл-апарт бассейнов (см. рис. 11), являющихся южными депоцентрами Северо-Чукотского прогиба.

Фундаментом структур южной части региона служат поздние мезозойды северо-востока России, осадочный чехол сформирован маломощными верхнеюрскими – кайнозойскими отложениями. Весьма сложное строение этой зоны подчеркивается разнообразием направлений преобладающих структур. Для нее характерны узкие линейные синорогенные прогибы. Мощность чехла здесь увеличивается до 2–3 км. На востоке к северо-западным структурам Чаун-Чукотской зоны дискордантно примыкают субширотные структуры Врангелевской зоны. На западе Анюйская складчатая зона контактирует с Южно-Анюйской шовной зоной.

Выделенная нами на востоке шельфа ПСЗ разделяет Врангелевскую и Чукотскую СО и, кроме того, срезает складчато-надвиговые парагенезы последних. Для нее характерно обилие так называемых цветковых структур, маркирующих сдвиговые деформаций фундамента (см. рис. 5, 6, 11, 15). Поскольку в сейсмических разрезах многочисленные соседние сбросы Риделя рассекают всю толщу верхнего мела и затухают точно у его кровли, не проникая в кайнозойскую часть разреза, мы можем достаточно уверенно предположить возраст формирования всей сдвиговой области. Очевидно, субмеридиональные сдвиги ПСЗ фиксируют последний деформационный этап в регионе, связываемый с формированием среднебрукского несогласия в подошве палеоцена. Как известно, финальная стадия вулканической активности в пределах ОЧВП датируется кампанским веком (78–80 млн лет по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U/Pb) [22]. Таким образом, формирование ПСЗ и активизация тектонических движений на шельфе ВСМ и ЧМ происходили одновременно с образованием ОЧВП в самом конце позднего мела. В настоящее время оценить взаимосвязь этих событий достаточно сложно, но весьма логичным кажется предположение об их парагенетичности. В качестве наземного продолжения структур GCP зоны рассматривается Чаунский глубинный разлом [9].

Сейсмические данные демонстрируют, что позднемеловой эпизод сопровождался интенсивным воздыманием и эрозией, отчетливо прослеживаемых в особенностях деформаций

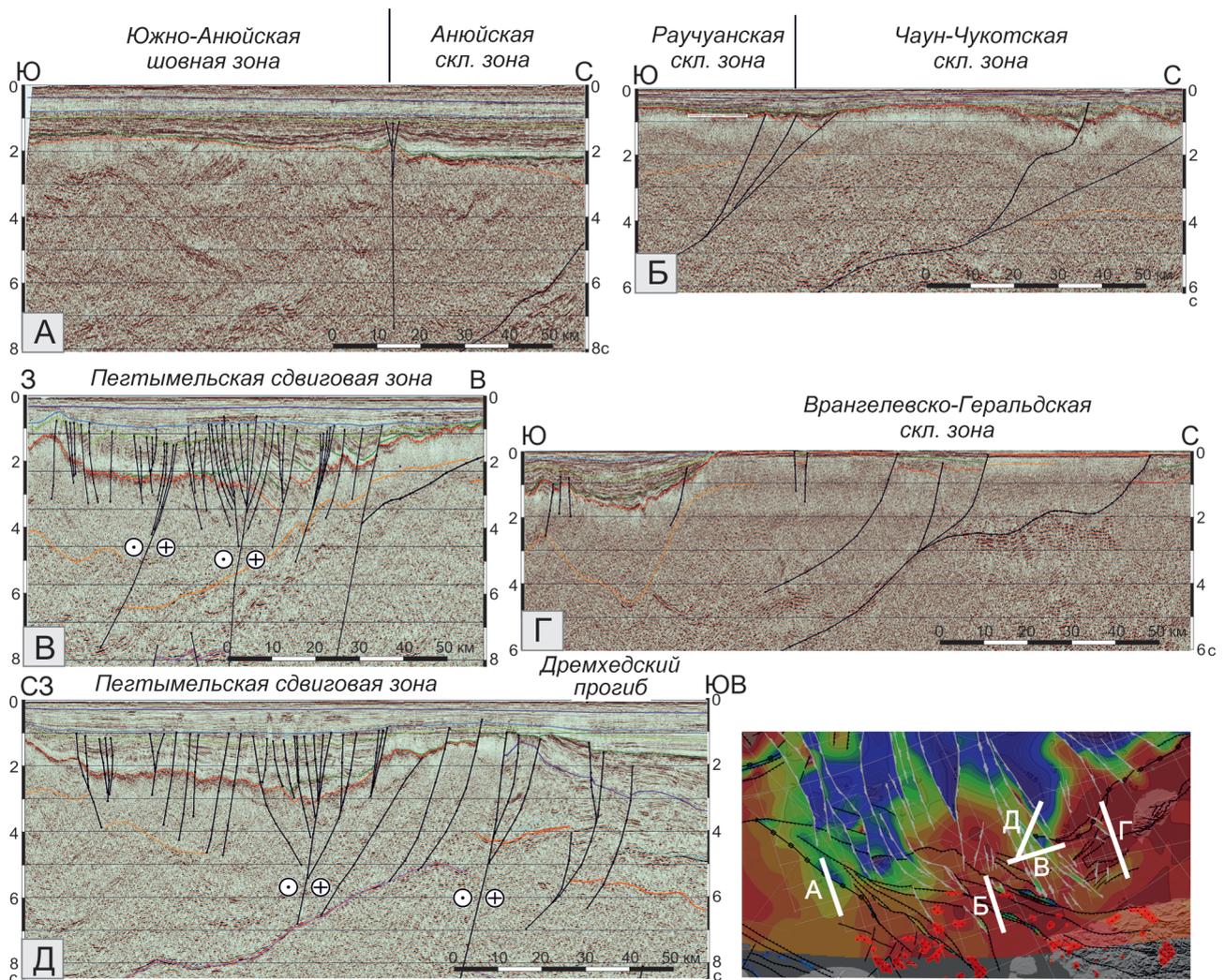


Рис. 15. Районирование складчатого фундамента мезозойской Чукотской и Врангелевско-Геральдской СО. Фрагменты сейсмических разрезов через: А – Южно-Анюйскую (слева) и Анюйскую (справа) зоны; Б – Раучуанскую и Чаун-Чукотскую зоны; В – Пегтымельскую сдвиговую зону; Г – Врангелевско-Геральдскую СО; Д – границу Пегтымельской сдвиговой зоны и эпизисмирского Дремхедского прогиба

верхнемелового ОГ-UNT (рис. 15, Д). Завершением последнего этапа деформаций на шельфе ВСМ и ЧМ стал палеоценовый этап тектонического покоя и пенеппенизация территории. Об этом свидетельствует широкое развитие в регионе палеоценовых кор выветривания [37], а также распределение мощности палеоценовых отложений (см. рис. 8). Ненарушенный характер ОГ-МВU в пределах обширных акваторий шельфа подтверждает этот вывод.

Закартированный нами структурный план шельфовой части ВСМ (см. рис. 11) показывает, что дискордантность тектонических структур о-ва Врангеля и складчатых зон материковой Чукотки сохраняется и на шельфе. В Анюйской, Раучуанской и Чаун-Чукотской складчатых зонах преобладают компрессионные структуры северо-западного простирания, образованные узкими асимметричными антиклинальными поднятиями, осложненными изоклинальными, часто опрокинутыми складками разных порядков и густой сетью соскладчатых разрывных нарушений.

Южно-Анюйская шовная зона, граничащая на западе с Анюйской СЗ, в целом сохраняет северо-западное простирание структур, однако главные надвижки региона здесь обладают обратной юго-восточной вергентностью. В то же время генеральный структурный план о-ва Врангеля и окружающего шельфа образуют субширотные складчато-надвиговые парагенезы северной вергентности.

Наши структурные наблюдения демонстрируют, что система субширотных (аз. пр. 260–280) надвигов Врангелевской области является наиболее древним мезозойским парагенезом региона исследований, поскольку они срезаются как субмеридиональными сдвигами ПСЗ, так и диагональными (аз. пр. 300–320) надвигами Чаун-Чукотской складчатой зоны. Подтверждением подобного взаимоотношения служат геологические наблюдения на о-ве Врангеля, где более молодые тектонические нарушения северо-западного простирания наложены на субширотный главный структурный план острова [5]. Зафиксированы обстановки правосторонней

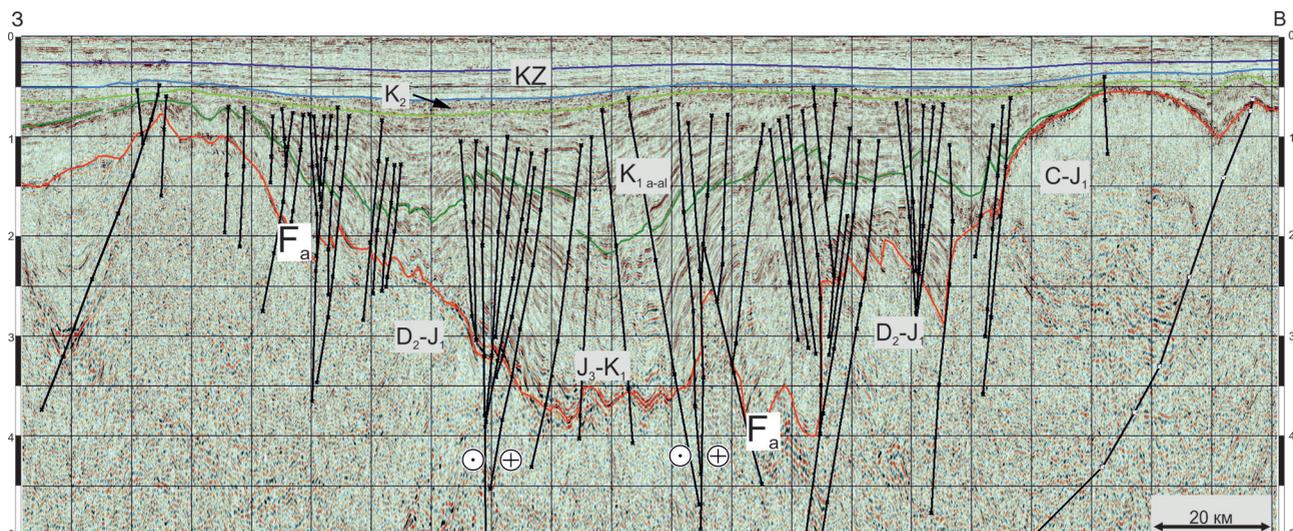


Рис. 16. Внутренняя структура южной части Денбарского прогиба по профилю Es10z07. Его формирование происходило в условиях субмеридиональной правосторонней транстенсии позднего мела

транспрессии, сформированные по завершении главной фазы складчатости.

Характерной особенностью северной части региона является серия узких и достаточно глубоких прогибов, образованных, очевидно, как пулл-апарт бассейны в субмеридиональных зонах транстенсии (рис. 11). В качестве таких бассейнов, по материалам ДМНГ, выделены Дремхедский, Барановский и Денбарский (рис. 16) [16]. Существование предполагавшегося ранее субширотного Благовещенского прогиба не подтверждается.

Время заложения серии пулл-апарт прогибов установить достаточно сложно. С одной стороны, эти прогибы структурно могут быть отнесены к южной периферии Северо-Чукотского прогиба, и следовательно имеют эпи-элсмирский осадочный чехол. Это подтверждают сейсмические разрезы через Дремхедский прогиб (рис. 15, Д), показывающие существование домезозойских отложений мощностью не менее 5–6 км. С другой стороны, разрезы через прогибы, расположенные западнее, свидетельствуют о существенной деформированности доюрских отложений, и следовательно возраст этих прогибов скорее эпикиммерийский. Этот вопрос требует отдельного и достаточно пристального рассмотрения в связи с возможной нефтегазоносностью этих структур.

В северо-западной части шельфа ВСМ складчато-надвиговые структуры мезозойского происхождения построены в зоне транспрессии сочленяются с древним блоком поднятия Де-Лонга. Наземные геологические наблюдения на одноименных островах [6; 20], а также интерпретация сейсмических материалов по смежной области шельфа [17] подтверждают здесь существование блоков докембрийской консолидации, а также следов складчатых деформаций и магматической активности, относимых к каледонскому орогенезу.

Характер сочленения разновозрастных блоков фундамента на восточной периферии поднятия Де-Лонга до конца не ясен. Здесь фиксируются

узкие присдвиговые, очевидно, транстенсионные прогибы субмеридионального простирания. Кроме того, обилие так называемых цветковых структур в сейсмической записи по осадочному чехлу свидетельствует об активных постседиментационных горизонтальных перемещениях субстрата.

Сейсмические данные позволяют проследить разлом Биллингса и далее на восток вплоть до сочленения его с шовной зоной Кобук в заливе Коцебу. К северу от границы Биллингса – Коцебу располагаются тектонические блоки, для которых не характерна гранитизация. В то время как южнее в Чукотской складчатой зоне и на п-ове Сьюард меловые гранитные массивы широко распространены.

Выводы. По результатам структурного анализа сейсмических данных закартированы шельфовые продолжения всех складчатых зон, входящих в состав Чукотской СО. Шельфовое продолжение субмеридиональных структур Врангелевской зоны прослеживается как на восток до района мыса Лисберн на Аляске, так и на запад до сочленения с Чаун-Чукотской СЗ примерно на 170° з. д. Структуры Анюйской, Раучуанской и Чаун-Чукотской зон сохраняют на шельфе преобладающее северо-западное простирание и отчетливо дискордантны структурам Врангелевской зоны. Субмеридиональная ПСЗ служит границей их сочленения.

Закартированные на суше по геофизическим данным Куветский, Пытлянский, Нейтлин-Нагленейский и Эльвенеийский глубинные разломы, разделяющие складчатые зоны Чукотской СО, отчетливо прослеживаются в структуре складчатого основания ВСМ в виде региональных надвигов северо-восточной вергентности. Пространственное положение ФВГН в деталях прослежено от северо-западного края Врангелевско-Геральдской дуги, вплоть до мыса Лисберн. Установлено положение глубинного разлома

Биллингса, являющегося северным ограничением зоны гранитизации складчатого основания Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Предполагающийся на суше субмеридиональный глубинный Чаунский разлом, очевидно, является фрагментом позднемеловой ПСЗ.

В геологическом разрезе южной части ВСМ выделено пять структурных ярусов: два в составе складчатого фундамента и три в осадочном чехле. Первый – элсмирский складчатый фундамент – представлен ранне- и среднепалеозойскими образованиями мощностью до 8 км. От перекрывающих образований первый структурный ярус отделен резким структурным несогласием, соответствующим стратиграфическому уровню среднего-верхнего девона. Второй структурный ярус (мезозойды) мощностью до 7,5 км – породами позднего палеозоя – нижней юры, сильно деформированными на этапе Чукотской орогении. Породы смяты в узкие изоклинальные, часто опрокинутые складки, деформированы по системе сдвига-надвигов северо-западного простирания и северо-восточной вергентности. Для Врангелевско-Геральдской области установлено преимущественно субширотное простирание и северная вергентность структур. Третий структурный ярус занимает промежуточное положение между породами складчатого основания и недеформированного осадочного чехла. Он образован слабдеформированными вулканогенно-осадочными породами верхней юры – неокома, выполняющими синорогенные депрессии. Четвертый ярус слагают пологозалегающие преимущественно континентальные терригенные и вулканогенно-обломочные породы апта – верхнего мела. Породы нарушены многочисленными сдвигами и нормальными сбросами. Пятый – кайнозойский структурный этаж – сформирован ненарушенным плащом мелководных, прибрежно-морских и континентальных терригенных отложений. В базальных горизонтах следует ожидать коры выветривания.

На основании структурно-формационных различий мезозойской части разреза высказывается предположение об исключении о-ва Врангеля и смежного с ним шельфа из состава Чукотской СО и выделения в ранг Врангелевско-Геральдской СО. Для шельфовых структур Чукотской СО характерна высокая гранитизация складчатого фундамента мезозойд и доминирование северо-западного – юго-восточного простираний складчато-надвиговых парагенезов северо-восточной вергентности. Для фундамента Врангелевской области типично отсутствие мелового магматизма и субширотное простирание складчато-надвиговых парагенезов северной вергентности. Деформационные структуры Чукотской СЗ наложены на субширотный структурный план Врангелевско-Геральдской СЗ, что свидетельствует о более древнем возрасте завершающей складчатости в последней. Граница этих складчатых зон в шельфовой области ВСМ проходит по субмеридиональной ПСЗ. Последняя выделена

впервые. Далее на юго-восток границей Чукотской и Врангелевско-Геральдской СЗ является глубинный разлом Биллингса, прослеживаемый на восток вдоль береговой линии ЧМ. Разлом Биллингса совмещается с шовной зоной Кобук в заливе Коцебу.

Прогибы Дремхедский, Барановский и Денбарский – бассейны типа пулл-апарт, сформированные в обстановках субмеридиональной трансенсии. Заложение бассейнов произошло на коллизионной стадии при формировании складчато-надвиговой структуры области, однако основное погружение бассейнов предполагается в интервале от апта до позднего мела. Основную часть осадочного выполнения образуют породы апт-альба, верхнемеловые же породы нивелируют собой впадины. Наиболее яркие депоцентры приурочены к главным субмеридиональным сдвигам.

Сейсмические разрезы складчатого основания и осадочного мезозойского чехла показывают сложную, очевидно, полистадийную систему тектонических нарушений. Исходя из их пространственного характера взаимоотношения, выстраивается следующая последовательность формирования структур региона. Самым древним является субширотный складчато-надвиговой парагенез Врангелевско-Геральдской СО, сформированный в условиях субмеридионального сжатия и тектонического транспорта в северных румбах. Ориентировочное время его формирования – ранний неоком. В конце неокома на сформированный структурный план была наложена система надвигов северо-западного – юго-восточного простираний и северо-восточной вергентности. Возможно, на этом этапе была реактивирована древняя разломная сеть этого направления. Последними, в конце позднего мела, были сформированы субмеридиональные сдвиги, вероятно, с правосдвиговой компонентой. Формирование субмеридиональной ПСЗ, очевидно, парагенетично формированию ОЧВП. Период активной сдвиговой тектоники позднего мела заканчивается этапом тектонического покоя и пенепленизации региона. В кайнозойском осадочном чехле тектонических нарушений не зафиксировано.

Настоящая работа выполнена в отделе сводного и обзорного геологического картографирования ВСЕГЕИ в рамках государственных заданий Федерального агентства по недропользованию № 049-00009-18-00 и 049-00013-19-00 за 2018 и 2019 г. Авторы выражают благодарность С. П. Шокальскому и Н. Н. Соболеву за поддержку в работе и научные консультации по теме исследования, а также Е. П. Исаевой, К. Н. Мазуркевичу, И. Ю. Винокурову и Д. И. Леонтьеву за обсуждение полученных результатов и помощь в корреляции с наземными картографическими данными.

1. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1: Арктические моря / ред. И. С. Грамберг, В. Л. Иванов, Ю. Е. Погребницкий. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. — 468 с. (Геология и полезные ископаемые России: в 6 т.; т. 5).
2. Баранов М. А. Покровная тектоника Мырговаамской «впадины» (северо-запад центральной Чукотки) // Тихоокеанская геология. — 1995. — № 3. — С. 17–22.
3. Белый В. Ф. Вулканизм и структурообразование вдоль позднемезозойской континентальной окраины Северо-Востока Азии // Вулканология и сейсмология. — 1981. — № 6. — С. 14–18.
4. Бондаренко Г. Е., Лучицкая М. В. Мезозойская тектоническая эволюция Алярмаутского поднятия, Западная Чукотка // Бюл. МОИП. Отдел. Геол. — 2003. — Т. 78, вып. 3. — С. 25–37.
5. Вержбицкий В. Е., Соколов С. Д., Тучкова М. И. Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (Российская Восточная Арктика) // Геотектоника. — 2015. — № 3. — С. 3–35.
6. Виноградов В. А., Каменева Г. И., Явшиц Г. П. О Гиперборейской платформе в свете новых данных по геологическому строению острова Генриетты // Тектоника Арктики. — Л.: Изд-во НИИГА, 1975. — Вып. 1. — С. 21–25.
7. Геологическая карта. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Океанская. Лист U-57, 58, 59, 60 — подписание Менделеева. Объяснительная записка / П. В. Рекант, Е. А. Гусев, А. А. Черных и др. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. — 100 с. + 8 вкл.
8. Голионко Б. Г. [и др.]. Деформации и этапы структурной эволюции мезозойских комплексов западной Чукотки // Геотектоника. — 2018. — № 1. — С. 63–78.
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-58-(60) — Билибино. Объяснительная записка. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. — 146 с. + 6 вкл.
10. Гриненко О. В., Сергеенко А. И., Белолобский И. Н. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России // Отечественная геология. — 1997. — № 8. — С. 14–20.
11. Дараган-Сушова Л. А. [и др.]. Геология и тектоника северо-востока Российской Арктики (по сейсмическим данным) // Геотектоника. — 2015. — № 6. — С. 3–19.
12. Инновационный вектор развития ОАО «МАГЭ»: сб. науч. статей / науч. ред. Г. С. Казанин, Г. И. Иванов. — СПб.: Реноме, 2017. — 264 с.
13. Катков С. М., Миллер Э. Л., Торо Дж. Структурные парагенезы и возраст деформаций западного сектора Анойско-Чукотской складчатой системы (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. — 2010. — № 5. — С. 61–80.
14. Остров Врангеля / С. М. Тильман, Н. А. Богданов, С. Г. Бялобжеский, А. Д. Чехов // Геология СССР. Т. XXVI: Острова Советской Арктики. — М.: Недра, 1970. — С. 377–404.
15. Остров Врангеля: геологическое строение, минералогия, геоэкология / под ред. М. К. Косыко и В. И. Ушакова. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. — 137 с.
16. Петровская Н. А., Савишкина М. А. Сопоставление сейсмокомплексов и основных несогласий в осадочном чехле шельфа Восточной Арктики // Нефтегазовая геология. Теория и практика. — 2014. — Т. 9, № 3. — С. 1–26.
17. Рекант П. В. Геологическое опробование коренных пород хребта Ломоносова как ключ к пониманию его геологической природы / П. В. Рекант, В. Я. Кабаньков, И. А. Андреева, О. В. Петров, Б. В. Беляцкий, Н. Н. Соболев // Региональная геология и металлогения. — 2018. — № 75. — С. 5–22.
18. Рекант П. В. История формирования осадочного чехла глубоководной части арктического бассейна по данным сейсмических исследований МОВ-ОГТ / П. В. Рекант, О. В. Петров, С. Н. Кашубин, А. В. Рыбалка, И. Ю. Винокуров, Е. А. Гусев // Региональная геология и металлогения. — 2015. — № 64. — С. 11–27.
19. Рекант П. В., Гусев Е. А. Сейсмогеологическая модель строения осадочного чехла прилаптевоморской части хребта Ломоносова и прилегающих глубоководных котловин Амундсена и Подводников // Геология и геофизика. — 2012. — Т. 53, № 11. — С. 1497–1512.
20. Соболев Н. Н. [и др.]. Первые сведения о геологии острова Жаннетты (архипелаг Де-Лонга, Новосибирские острова) // Докл. РАН. — 2014. — Т. 459, № 5. — С. 595–600.
21. Соколов С. Д. [и др.]. Тектоническая зональность острова Врангеля (Арктика) // Геотектоника. — 2017. — № 1. — С. 3–18.
22. Akinin V. V., Layer P., Benowitz J., Ntaflou Th. Age and composition of final stage of volcanism in Okhotsk-Chukotka volcanic belt: An example from the Ola Plateau (Okhotsk segment) // ICAM VI: Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI, Fairbanks, Alaska, May. — 2011. — Pp. 171–194.
23. Bird K. J. The National Petroleum Reserve-Alaska (NPRA) data archive. — 2001.
24. Continental transpressional and transtensional tectonics / ed. by R. E. Holdsworth, R. A. Strachan. — London, 1998. — 360 p.
25. Drachev S. S., Mazur S., Campbell S. et al. Crustal architecture of the East Siberian Arctic Shelf and adjacent Arctic Ocean constrained by seismic data and gravity modeling results // Journal of Geodynamics. — 2018. — Vol. 119. — Pp. 123–148.
26. Franke D., Hinz K. Geology of the Shelves surrounding the New Siberian Islands, Russian Arctic // Stephan Mueller Special Publication Series. — 2009. — Vol. 4. — Pp. 35–44.
27. Miller E. L., Verzhbitsky V. E. Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // Stephan Mueller Special Publication Series. — 2009. — Vol. 4. — Pp. 223–241.
28. Miller E. L. et al. Constraints on the age of formation of seismically reflective middle and lower crust beneath the Bering Shelf: SHRIMP zircon dating of xenoliths from Saint Lawrence Island // Geological Society of America Special Paper 360. — 2002. — Pp. 195–208.
29. Moore T. E., Dumitru T. A., Adams K. E., Witebsky S. N. and Harris A. G. Origin of the Lisburne Hills-Herald Arch-Wrangell Arch structural belt: Stratigraphic, structural, and fission-track evidence from the Cape Lisburne area, northwestern Alaska / ed. by E. L. Miller, A. Grantz and S. L. Klemperer // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea Arctic Margin and Adjacent Landmasses: Geological Society of America Special Paper 360. — 2002. — Pp. 77–109.
30. Mosher D. C., Shimeld J. W., Hutchinson D. R., Jackson H. R. Canadian UNCLOS extended continental shelf program seismic data holdings (2006–2011) // Geological Survey of Canada, Open File 7938. — 2016. — 8 p.
31. Mull C. G., Houseknecht D. W., Pessel G. H. and Garity C. P. Geologic map of the Point Lay quadrangle, Alaska: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 2817-E, scale 1:250,000. — 2008.
32. Nikishin A. M., Petrov E. I., Malyshev N. A., Ershova V. P. Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: link between geological history and geodynamics // Geodynamics & Tectonophysics. — 2017. — Vol. 8. — Iss. 1. — Pp. 11–43.
33. Rekant P., Soboлев N., Portnov B., Belyatsky G., Dipre G., Pakhalo A., Kabankov V., Andreeva L. Basement segmentation and tectonic structure of the Lomonosov Ridge, arctic Ocean: Insights from bedrock geochronology // Journal of Geodynamics. — 2019. — Vol. 128. — Pp. 38–54.
34. Rekant P. V. The morphology and nature of the East Arctic ocean acoustic basement. — Vienna, Austria, 2017. EGU2017-14653 paper.

35. Sherwood K. W. Structure and stratigraphy of the Hanna Trough, U.S. Chukchi Shelf, Alaska / ed. by E. L. Miller, A. Grantz & S. L. Klemperer // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea Arctic Margin and Adjacent Landmasses. – Geological Society of America, Special Paper 360. – 2002. – Pp. 39–66.
36. Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends / ed. by W. D. Cunningham, P. Mann // Geological Society Special Publication. – London, 2007. – N 290. – 482 p.
37. Triesenberg P. J., Hart P. E., Childs J. R. The National Archive of Marine Seismic Surveys (NAMSS) // A USGS data website of marine seismic reflection data within the U.S. Exclusive Economic Zone (EEZ): U.S. Geological Survey Data Release. – 2016. – doi: 10.5066/F7930R7P
38. Verzhbitsky V. E., Sokolov S. D., Frantzen E. M., Little A., Tuchkova M. I. and Lobkovsky L. I. The South Chukchi Sedimentary Basin (Chukchi Sea, Russian Arctic): Age, structural pattern, and hydrocarbon potential / ed. by D. Gao // Tectonics and sedimentation: Implications for petroleum systems: AAPG Memoir 100. – 2012. – Pp. 267–290.
-
1. Arkticheskie i dal'nevostochnye morya. Kn. 1: Arkticheskie morya [Arctic and Far Eastern seas. Book 1: Arctic Seas]. Eds.: I. S. Gramberg, V. L. Ivanov, Yu. E. Pogrebitskiy. St. Petersburg: Izd-vo VSEGEI 2004. 468 p.
2. Baranov M. A. Cover tectonics of the Myrgovaamskaya “depression” (north-west of central Chukotka). *Tikhookeanskaya geologiya*. 1995. No 3, pp. 17–22. (In Russian).
3. Belyy V. F. Volcanism and structure formation along the Late Mesozoic continental margin of Northeast Asia. *Vulkanologiya i seysmologiya*. 1981. No 6, pp. 14–18. (In Russian).
4. Bondarenko G. E., Luchitskaya M. V. Mesozoic tectonic evolution of the Alarmaut Uplift, Western Chukotka. *Bull. MOIP. The Department. Geol.* 2003. Vol. 78. Iss. 3. Pp. 25–37. (In Russian).
5. Verzhbitskiy V. E., Sokolov S. D., Tuchkova M. I. The modern structure and stages of the tectonic evolution of Wrangel Island (Russian Eastern Arctic). *Geotektonika*. 2015. No 3, pp. 3–35. (In Russian).
6. Vinogradov V. A., Kameneva G. I., Yavshits G. P. About the Hyperborean platform in the light of new data on the geological structure of Henrietta Island. *Arctic Tectonics*. Leningrad: Izd-vo NIIGA. 1975. Iss. 1, pp. 21–25. (In Russian).
7. Geologicheskaya karta. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Okeanskaya. List U-57, 58, 59, 60 – podnyatie Mendeleeva. Ob'yasnitel'naya zapiska [Geological map. Scale 1:1,000,000 (third generation). Series Ocean. Sheet U-57, 58, 59, 60 – podnyatie Mendeleeva. Explanatory note]. P. V. Rekant, E. A. Gusev, A. A. Chernykh i dr. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2016. 100 s. + 8 vkl.
8. Golionko B. G. [i dr.]. Deformations and stages of the structural evolution of Mesozoic complexes in western Chukotka. *Geotektonika*. 2018. No 1, pp. 63–78. (In Russian).
9. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (novaya seriya). List R-58-(60) – Bilibino. Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (new series). Sheet R-58-(60) – Bilibino. Explanatory note]. St. Petersburg: Izd-vo VSEGEI. 1999. 146 s. + 6 vkl.
10. Grinenko O. V., Sergeenko A. I., Belolyubskiy I. N. Stratigraphy of Paleogene and Neogene deposits of the North-East of Russia. *Otechestvennaya geologiya*. 1997. No 8, pp. 14–20. (In Russian).
11. Daragan-Sushchova L. A. [i dr.]. Geology and tectonics of the northeast of the Russian Arctic (according to seismic data). *Geotektonika*. 2015. No 6, pp. 3–19. (In Russian).
12. Innovatsionnyy vektor razvitiya OAO «MAGE»: sb. nauch. statey [The innovative vector of development of JSC “MAGE”: collection of scientific articles]. Scientific editor G. S. Kazanin, G. I. Ivanov. St. Petersburg: Renome. 2017. 264 p.
13. Katkov S. M., Miller E. L., Toro Dzh. Structural paragenesis and age of deformations of the western sector of the Anyui-Chukotka folded system (Northeast Asia). *Geotektonika*. 2010. No 5, pp. 61–80. (In Russian).
14. Til'man S. M., Bogdanov H. A., Byalobzheskiy S. G., Chekhov A. D. Wrangel Island. *Geology of the USSR*. Vol. XXVI: Islands of the Soviet Arctic. Moscow: Nedra. 1970. Pp. 377–404. (In Russian).
15. Kos'ko M. K., Ushakova V. I. Ostrov Vrangelya: geologicheskoe stroenie, minerageniya, geoekologiya [Wrangel Island: geological structure, mineralogy, geoecology]. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya. 2003. 137 p.
16. Petrovskaya N. A., Savishkina M. A. Comparison of seismic complexes and major disagreements in the sedimentary cover of the shelf of the Eastern Arctic. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*. 2014. Vol. 9. No 3, pp. 1–26. (In Russian).
17. Rekant P. V., Kaban'kov V. Ya., Andreeva I. A., Petrov O. V., Belyatskiy B. V., Sobolev N. N. Geological testing of bedrock of the Lomonosov Ridge as a key to understanding its geological nature. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2018. No 75, pp. 5–22. (In Russian).
18. Rekant P. V., Petrov O. V., Kashubin S. N., Rybalka A. V., Vinokurov I. Yu., Gusev E. A. The history of the formation of the sedimentary cover of the deepwater part of the Arctic basin according to seismic data from the MOV-OGT. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2015. No 64, pp. 11–27. (In Russian).
19. Rekant P. V., Gusev E. A. Seismic-geological model of the structure of the sedimentary cover of the Pre-Laprotan part of the Lomonosov Ridge and adjacent deep-water basins of Amundsen and Podvodnikov. *Geologiya i geofizika*. 2012. Vol. 53. No 11, pp. 1497–1512. (In Russian).
20. Sobolev N. N. [i dr.]. The first information about the geology of Jeannette Island (De Longa archipelago, Novosibirsk Islands). *Dokl. RAN*. 2014. Vol. 459. No 5, pp. 595–600. (In Russian).
21. Sokolov S. D. [i dr.]. Tectonic zonality of Wrangel Island (Arctic). *Geotektonika*. 2017. No 1, pp. 3–18 (In Russian).
22. Akinin, V. V., Layer, P., Benowitz, J., Ntaflos, Th. 2011: Age and composition of final stage of volcanism in Okhotsk-Chukotka volcanic belt: An example from the Ola Plateau (Okhotsk segment). *ICAM VI: Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI, Fairbanks, Alaska, May*. 171–194.
23. Bird, K. J. 2001: *The National Petroleum Reserve-Alaska (NPR) data archive*.
24. Holdsworth, R. E., Strachan, R. A. 1998: *Continental transpressional and transtensional tectonics*. London. 360.
25. Drachev, S. S., Mazur, S., Campbell, S. et al. 2018: Crustal architecture of the East Siberian Arctic Shelf and adjacent Arctic Ocean constrained by seismic data and gravity modeling results. *Journal of Geodynamics*. 119. 123–148.
26. Franke, D., Hinz, K. 2009: Geology of the Shelves surrounding the New Siberian Islands, Russian Arctic. *Stephan Mueller Special Publication Series*. 4. 35–44.
27. Miller, E. L., Verzhbitskiy, V. E. 2009: Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean. *Stephan Mueller Special Publication Series*. 4. 223–241.
28. Miller, E. L. et al. 2002: Constraints on the age of formation of seismically reflective middle and lower crust beneath the Bering Shelf: SHRIMP zircon dating of xenoliths from Saint Lawrence Island. *Geological Society of America Special Paper 360*. 195–208.

29. Moore, T. E., Dumitru, T. A., Adams, K. E., Witebsky, S. N. and Harris, A. G. 2002: Origin of the Lisburne Hills-Herald Arch-Wrangell Arch structural belt: Stratigraphic, structural, and fission-track evidence from the Cape Lisburne area, northwestern Alaska. In Miller, E. L., Grantz, A., and Klemperer, S. L. (eds.): *Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea Arctic Margin and adjacent landmasses: Geological Society of America Special Paper 360*. 77–109.
30. Mosher, D. C., Shimeld, J. W., Hutchinson, D. R., Jackson, H. R. 2016: Canadian UNCLOS extended continental shelf program seismic data holdings (2006–2011). *Geological Survey of Canada, Open File 7938*. 8.
31. Mull, C. G., Houseknecht, D. W., Pessel, G. H., and Garrity, C. P. 2008: *Geologic map of the Point Lay quadrangle, Alaska: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 2817-E, scale 1:250,000*.
32. Nikishin, A. M., Petrov, E. I., Malyshev, N. A., Ershova, V. P. 2017: Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: link between geological history and geodynamics. *Geodynamics & Tectonophysics*. 1 (8). 11–43
33. Rekant, P., Sobolev, N., Portnov, B., Belyatsky, G., Dipre, G., Pakhalko, A., Kabankov, V., Andreeva, L. 2019: Basement segmentation and tectonic structure of the Lomonosov Ridge, arctic Ocean: Insights from bedrock geochronology. *Journal of Geodynamics*. 128. 38–54
34. Rekant, P. V. 2017: *The morphology and nature of the East Arctic ocean acoustic basement*. Vienna, Austria. EGU2017-14653 paper.
35. Sherwood, K. W. 2002: Structure and stratigraphy of the Hanna Trough, U.S. Chukchi Shelf, Alaska. In Miller, E. L., Grantz, A. & Klemperer, S. L. (eds.): *Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea Arctic Margin and Adjacent Landmasses. Geological Society of America, Special Paper 360*. 39–66.
36. Cunningham, W. D., Mann, P. (eds.). 2007: Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. *Geological Society Special Publication*. 290. 482. London.
37. Triesenberg, P. J., Hart, P. E., Childs, J. R. 2016: The National Archive of Marine Seismic Surveys (NAMSS). *A USGS data website of marine seismic reflection data within the U.S. Exclusive Economic Zone (EEZ): U.S. Geological Survey Data Release*; doi: 10.5066/F7930R7P
38. Verzhbitsky, V. E., Sokolov, S. D., Frantzen, E. M., Little, A., Tuchkova, M. I. and Lobkovsky, L. I. 2012: The South Chukchi Sedimentary Basin (Chukchi Sea, Russian Arctic): Age, structural pattern, and hydrocarbon potential. In Gao, D. (ed.): *Tectonics and sedimentation: Implications for petroleum systems: AAPG Memoir 100*. 267–290.

Рекант Павел Витольдович – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <Pavel_Rekant@vsegei.ru>
 Петров Олег Владимирович – доктор геол.-минерал. наук, доктор экон. наук, ген. директор, ВСЕГЕИ¹.
 <vsegei@vsegei.ru>

Прищепенко Диана Владиславовна – инженер, ВСЕГЕИ¹. <diana_prichепенко@vsegei.ru>

Rekant Pavel Vitoldovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI¹.
 <Pavel_Rekant@vsegei.ru>

Petrov Oleg Vladimirovich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Doctor Economic Sciences, Director General, VSEGEI¹. <vsegei@vsegei.ru>

Prishchепенко Diana Vladislavovna – Engineer, VSEGEI¹. <diana_prichепенко@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.

Присдвиговые цветковые структуры юго-запада Оренбургской области

На основе переинтерпретации региональных сейсмических временных разрезов с применением авторских объектоориентированных методических приемов выделения тектонических нарушений уточнено структурно-тектоническое строение юго-запада Оренбургской области. Сделан вывод о принадлежности Оренбургского, Димитровского, Красноярского, Черниговского, Песчаного, Нагумановского, Кзылбинского, Староключевского, Теректинского, Акобинского, Совхозного, Рождественского, Западно-Рождественского, Новопавловского месторождений нефти и газа к приразломным горстовидным поднятиям. Обосновано предположение о сдвиговых деформациях юго-запада Оренбургской области в мезо-кайнозойское время с образованием структур цветка в тектонически ослабленных зонах. Даны рекомендации для дальнейших поисков месторождений углеводородов в районе исследования.

Ключевые слова: юго-запад Оренбургской области, переинтерпретация временных сейсмических разрезов, сдвиговые деформации, структуры цветка, месторождения нефти и газа.

E. A. DANILOVA (OC "Gazprom добыча Оренбург")

Near-fault flower-shaped structures in the southwestern Orenburg Region

Tectonic structure of the southwestern Orenburg Region has been studied more precisely based on the reinterpretation of regional seismic time sections using the author's target-oriented methodological techniques for identifying tectonic disturbances. It was concluded that the Orenburgskoye, Dimitrovskoye, Krasnoyarskoye, Chernigovskoye, Peschanoye, Nagumanovskoye, Kzilobinskoye, Staroklyuchevskoye, Terektinskoye, Akobinskoye, Sovhoznoye, Rozhdestvenskoye, Zapadno-Rozhdestvenskoye, Novopavlovskoye oil-and-gas fields are near-fault horst-shaped uplifts. It is suggested that during the Meso-Cenozoic, the southwestern part of the Orenburg Region underwent shear deformations to form flower-shaped structures in tectonically weakened zones. Recommendations are given for further hydrocarbon exploration in the study area.

Keywords: southwestern Orenburg Region, reinterpretation of regional seismic time sections, shear deformations, flower-shaped structures, oil-and-gas fields.

Для цитирования: Данилова Е. А. Присдвиговые цветковые структуры юго-запада Оренбургской области // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 82. – С. 60–68.

В последние десятилетия в литературе мы все чаще сталкиваемся с описанием особых тектонических элементов – присдвиговых цветковых структур, или приразломных горстовидных поднятий. Их образование связывается с деформациями сдвига, сопряженного или не сопряженного с боковым сжатием. Данный процесс воспроизведен экспериментально исследователями, занимающимися изучением геологического строения месторождений углеводородов (УВ) Западной Сибири [13]. В вертикальном сечении зон тектонических сдвигов системы разрывных нарушений напоминают строение цветка; к ним приурочены месторождения нефти и газа [1; 3; 12; 13]. Оренбургская область – один из ведущих нефтегазодобывающих районов европейской части России. Здесь открыто большое количество нефтяных, газонефтяных, газоконденсатных и газовых залежей, приуроченных к терригенным и карбонатным пластам-коллекторам отложений девонской, каменноугольной и пермской систем. В геотектоническом плане

область относится к зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Уральских складчатых сооружений, являющихся результатом столкновения континентальных плит. В разное геологическое время данная территория подвергалась многочисленным тектоническим деформациям, в том числе и сдвиговым [8, 9, 11]. Поэтому не исключено, что в ее геологическом строении участвуют структуры так называемого цветка, нефтегазоносность которых необходимо изучать. В конце прошлого столетия выявление крупных антиклиналей и органогенных построек в подсолевых отложениях – основная задача геологоразведочных работ при поисках месторождений нефти и газа на юго-западе области. Считалось, что наличие высокопористых биогермов – надежный критерий нефтегазоносности территории.

В начале XXI в. некоторые исследователи пришли к выводу, что в геологическом строении и нефтегазоносности района более значимую роль играет разрывная тектоника [2–7; 9–11]. Выделением, трассированием тектонических нарушений

по данным сейсморазведки и прогнозированием приразломных ловушек в платформенном Оренбуржье занимался А. Г. Соколов [10]. В. М. Горжанин, проводивший изучение геологического строения оренбургской части Предуральяского краевого прогиба (ПКП) в 2007–2013 гг., описал Нагумановское и Акобинское месторождения как присдвиговые валообразные поднятия [3]. Настоящая работа, цель которой уточнить структурно-тектоническое строение юго-запада Оренбургской области на основе переинтерпретации временных разрезов региональных профилей с применением авторских объектоориентированных методических приемов выделения тектонических нарушений, продолжает вышеуказанные исследования.

Нами была выполнена переинтерпретация временных разрезов региональных профилей, пересекающих Соль-Илецкое поднятие (СИП) и Прикаспийскую впадину (ПВ) (ШП-2 09 90-91, 07 09 97-99, 06 25 99-02, 8 25 99-02, 22 25 99-02, переобработка И. В. Сынковой, 2019), субширотного и субмеридионального простираний через Оренбургское нефтегазоконденсатное месторождение (ОНГКМ) (Г. А. Григорьева, 2017), а также профилей, в различных направлениях разделяющих ПКП (06 08-10, И. К. Губайдуллина, 2010; 30 05 06-07, 40 05 06-07, 41 05 06-07, В. Н. Кондрашова, 2007; 28 10 03, В. Г. Корниенко, 2003; 26 25 01-02, Н. С. Вотинцева, 2002; 01 66 85, Ш. З. Хусаинов, 2003), вертикального среза куба МОГТ 3D CL457 (З. И. Зенкина, 2010), вертикального среза куба МОГТ 3D INL 321 (З. И. Зенкина, 2003) (рис. 1).

Специфика авторской методики интерпретации заключается в использовании приема последовательных приближений. В мелком масштабе на временном сейсмическом разрезе выделяются наиболее крупные и значимые разломы и границы основных тектонических структур. По мере увеличения масштаба возрастает детальность интерпретации и выявляются более мелкие тектонические нарушения. Последовательная детализация выполняется одновременно с обобщением характерных особенностей строения представительной выборки «цветковых» разломов. При необходимости проводится отбраковка незначительных деталей интерпретационной модели исходя из основных признаков обнаружения тектонических деформаций: изменение гладкости границ, характера напластования пород, хаотическое поведение фаз, смещение и разрыв осей синфазности регулярных отраженных волн, потеря или ухудшение корреляции волн, появление нерегулярных, наклонных осей синфазности, локальное усиление нерегулярных волн и др. [6]. Окончательная детальная корреляция основных отражающих горизонтов проводится с учетом выделенных нарушений. Необходимо отметить, что представленные временные разрезы обладают довольно сложной волновой картиной. В результате обработки большая часть помех удалена, но не полностью. Однако материал является

кондиционным. В нашей ситуации решение задачи геологической интерпретации пока не доступно «искусственному интеллекту» компьютеров, в частности применение известных машинных алгоритмов для определения сложных разломов малоэффективно. Поэтому тектонические нарушения приходилось выделять вручную. Для достоверной интерпретации сейсмических разрезов необходимо знать геологическую историю развития района и представлять себе его геодинамическую модель.

Восточно-Европейская платформа в пределах юго-запада области в современном тектоническом строении представлена двумя крупными структурами – Волго-Уральской антеклизой (ВУА) и Прикаспийской впадиной (рис. 1). ПКП в геотектоническом плане – переходная структура между платформой и складчатыми сооружениями Урала.

По Оренбургскому разлому субширотного простирания ВУА подразделяется на Восточно-Оренбургское сводовое поднятие (ВОСП) и Соль-Илецкий выступ (СИВ). По геофизическим данным, СИП расчленяется на северный блок (Оренбургский), характеризующийся наиболее высоким положением подсолевого рельефа среди окружающих структур, и южный (Нагумановский), опущенный относительно Оренбургского на 1000–1600 м. Многочисленными исследованиями доказано [8; 9; 11], что в разное геологическое время по Оренбургскому глубинному разлому происходили вертикальные движения крупных тектонических блоков. Например, в ордовикское время СИП было погружено на глубину до 3000 м, в среднем девоне, наоборот, поднималось относительно ВОСП до 2500 м. Активнее всего воздымалась северная часть Оренбургского блока [11], к которой в современном тектоническом плане приурочено уникальное ОНГКМ, открытое в отложениях среднекаменноугольного и нижнепермского возрастов еще в 1960-х годах. Наличие разрывных нарушений в строении месторождения исключалось вплоть до 2017 г. Сейсморазведочными работами МОГТ 3D было установлено, что восточная часть отделяется от остального месторождения тектоническим нарушением, изолирующим залежи с различными уровнями межфлюидных контактов (Г. А. Григорьева, 2017). На рубеже XX и XXI вв. в пределах СИП было открыто еще семь сравнительно небольших месторождений УВ. Большинство из них приурочены к низкоемким коллекторам нижнепермских отложений (рис. 1).

Оренбургский фрагмент ПКП характеризуется блоковой и солянокупольной тектоникой. Геофизическими методами установлено ступенчатое погружение фундамента ПКП по системе меридиональных нарушений от бортовых зон к центральной части прогиба [5; 9]. Закартированы крупные широтные нарушения, по которым происходит ступенеобразное погружение прогиба с севера на юг. Протяженные соляные гряды кунгурских отложений вытянуты в основном

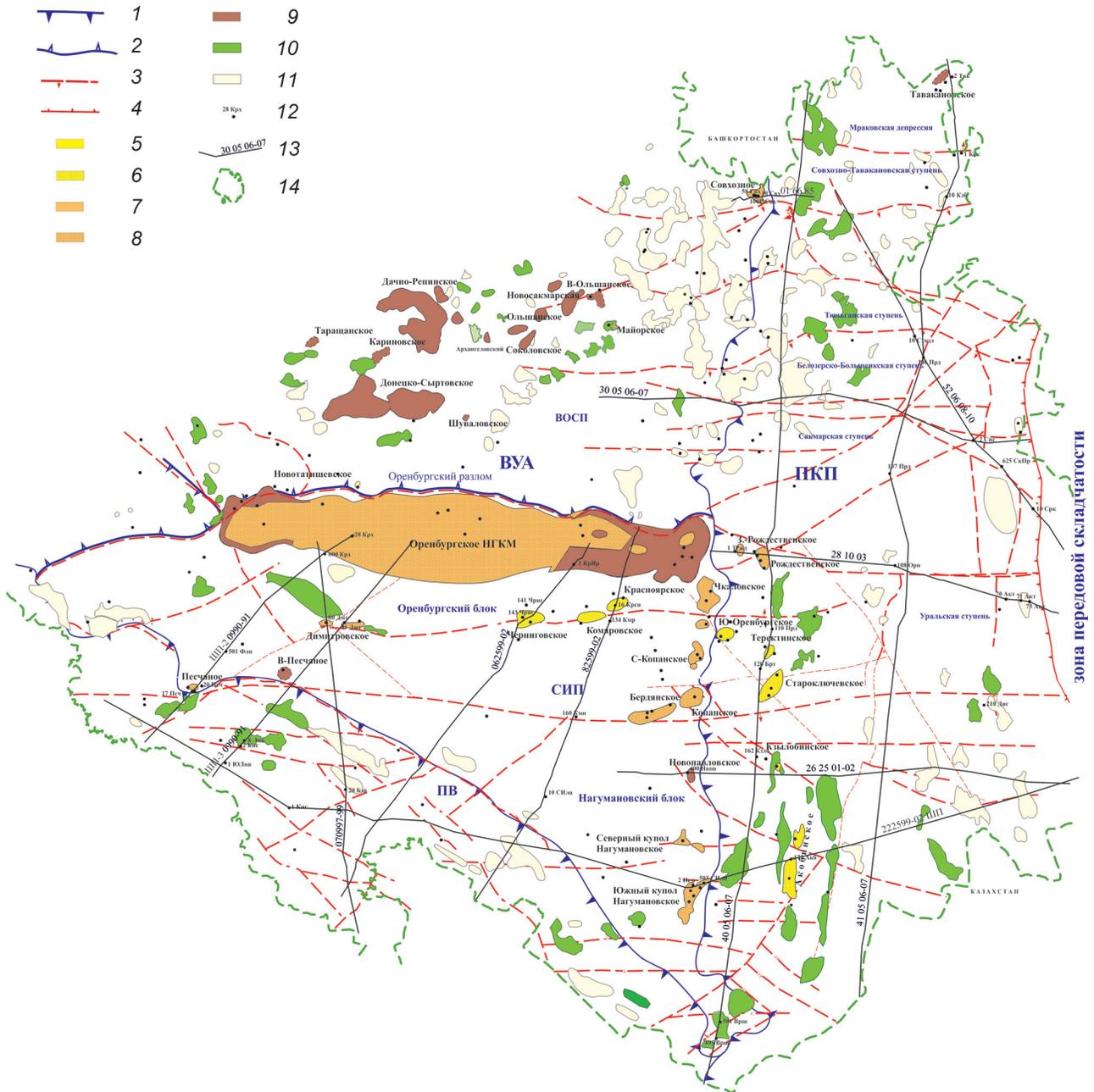


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема юго-запада Оренбургской области (по материалам И. В. Сынковой, 2019, с изменениями)

1, 2 – границы: 1 – надпорядковых структур, отраженные в подсолевой толще, 2 – структур первого порядка; 3 – тектонические нарушения, границы структурно-тектонических блоков, стрелка указывает на опущенный блок фундамента; 4 – взбросо-надвиг или взбросо-сдвиг; 5–9 – месторождения: 5 – газовые, 6 – газоконденсатные, 7 – газонефтяные, 8 – нефтегазоконденсатные, 9 – нефтяные; 10, 11 – структуры: 10 – подготовленные, 11 – выявленные; 12 – скважины; 13 – линии региональных сейсмических профилей и их номера; 14 – граница Оренбургской области.

Надпорядковые структуры фундамента Русской платформы: ВУА – Волго-Уральская антеклиза, ПВ – Прикаспийская впадина, ПКП – Предуральский краевой прогиб. Структуры первого порядка в осадочном чехле: ВОСП – Восточно-Оренбургское сводовое поднятие, СИП – Соль-Илецкое поднятие

в меридиональном направлении параллельно Уральской складчатой системе. В отложениях нижнепермского и визейско-башкирского нефтегазоносных комплексов ПКП в разные годы открыто восемь небольших месторождений нефти и газа и еще восемь в зоне сочленения его с платформой (рис. 1). Все они характеризуются небольшими размерами и довольно сложным блоковым

строением. Несмотря на то, что существование в них трещинных коллекторов доказано исследованиями керна, при подсчете запасов резервуары месторождений рассматриваются как поровые.

Прикаспийская впадина, опущенная по подсолевым отложениям относительно ВУА на глубину 6000 м и более, в пределах юго-запада Оренбургской области представлена лишь

северо-восточным своим обрамлением (рис. 1). Ее геологическое строение, как и ПКП, осложнено солянокупольной тектоникой. Протяженные кунгурские соляные гряды вытянуты вдоль бортовой зоны сочленения ПВ и СИП. Поиски месторождений УВ, главным объектом которых являлись рифогенные постройки, на рубеже столетий не увенчались успехом.

В результате переинтерпретации временных разрезов профилей ПКП в породах фундамента (Ar—Pr) и подсолевого комплекса осадочного чехла (O_1 — P_{1ar}) выявлена довольно густая сеть нарушений. Для всех профилей отмечены общие закономерности. Во-первых, большая часть разломов по своей форме напоминает деревья. Во-вторых, наличие тектонических нарушений формирует блоковое строение фундамента и мелкоблоковое — подсолевых отложений. В-третьих, некоторые разломы трассируются из подсолевых отложений в надсолевые породы (P_2 —Q), сосредоточенные в мульдах, что указывает на довольно молодой возраст этих тектонических деформаций. Возможно, разломы затрагивали и соляные структуры, но следы нарушений в них «залечились». При сопоставлении полученных результатов с данными бурения скважин установлено, что в местах пересечения скважин с выявленными зонами тектонических нарушений вскрыты породы с деформированной структурой, зеркалами скольжения и следами раздробленности и перемещения [6]. На временных сейсмических разрезах Кызылобинское, Староключевское, Теректинское, Акобинское и Совхозное газоконденсатные, Нагумановское и Рождественское нефтегазоконденсатные, Западно-Рождественское и Новопавловское нефтяные месторождения, открытые в западной части ПКП и в зоне его сочленения с СИП, представляют собой структуры цветка (рис. 2). Месторождения располагаются под соляными куполами, которые, по всей видимости, являются надежными покрывками для залежей [2; 4–6].

Результаты исследований демонстрируют связь глубинных разломов, к которым приурочены «цветки» с солянокупольными структурами. К такому же выводу приходят и другие исследователи [2]. Проекция этих нарушений в большинстве случаев совпадают с простираем соляных куполов. Если протрассировать основные направления расположения соляных гряд и перемычек между ними по последним структурным построениям (С. В. Беляева, 2004; Н. В. Кондрашова, 2010; И. В. Сынькова, 2009; К. А. Эпов, 2009), в первом приближении можно получить схематическую сеть ослабленных зон (разломов), судя по которой фундамент ПКП состоит из отдельных протяженных субмеридиональных ступеней, смещенных друг относительно друга [5].

Если на схему разломов, полученную при трассировании основных направлений соляных гряд и перемычек между ними, вынести контуры всех структур, выделенных сейсморазведкой, и месторождений в пределах ПКП и зоне

сочленения его с платформой, то окажется, что большая их часть расположится вдоль субмеридиональных разломов, осложненных субгоризонтальными сдвигами. Можно предположить, что все они являются присдвиговыми поднятиями, образование которых объяснимо с помощью кинематической модели цветка [2; 6; 12]. В зонах пересечений субмеридиональных и субширотных разломов в результате деформаций сдвигосжатия происходило частичное выдавливание пород или взброс, в результате чего образовывались валы, оси которых совпадают по ориентации с осями максимального растяжения [6].

Исследования показали, что некоторые разломы, к которым приурочены «цветки», трассируются в надсолевые породы (P_2 —Q), сосредоточенные в мульдах, что указывает на довольно молодой возраст этих тектонических деформаций. С ними же, скорее всего, связано образование протяженных линейно вытянутых соляных гряд кунгурского возраста и перемычек между ними, так как соляные купола прорывают уже отложившиеся мезо-кайнозойские отложения по тектонически ослабленным зонам [2]. Согласно исследованиям Е. Н. Горожаниной и В. М. Горожанина на территории Башкирии [4], «цветки» фиксируются и на временных сейсмических разрезах, и во фронтальной зоне разлома, отделяющего передовые складки Урала от ПКП. По мнению исследователей, их образование также обусловлено поздними сдвиговыми движениями [4].

Существование сдвигов в ПКП подтверждается геофизическими методами [5]. Согласно сводной структурной карте по кровле башкирских отложений, построенной в 2004 г. С. В. Беляевой, в пределах ПКП прослеживается продолжение Иртека-Илекской флексуры, последовательно смещаемой отдельными фрагментами к северу. Подобные смещения флексурных элементов характеризуют также юго-западную часть оренбургской части прогиба в зоне сочленения его с Прикаспийской впадиной. Данное обстоятельство позволяет говорить о том, что ПКП подвергся левосторонним сдвигам в меридиональном направлении.

Как установлено сейсморазведочными работами, западный борт прогиба к югу от р. Урал осложнен субмеридиональными уступами в строении фундамента, которые в осадочном чехле отражаются Кызылобинской, Акобинской и Корниловской структурными зонами, разделенными глубокими прогибами. Восточные края зон, вдоль которых картируются все выделяемые перспективные поднятия, имеют более высокую гипсометрию относительно западных (И. В. Сынькова, 2008). Возможно, формирование сдвигов сопровождалось боковым сжатием, что обусловило приподнятое положение восточных краев ступеней, выразившееся в появлении протяженных зон поднятий, с башкирскими отложениями которых связаны основные перспективы нефтегазоносности южной части оренбургского фрагмента прогиба.

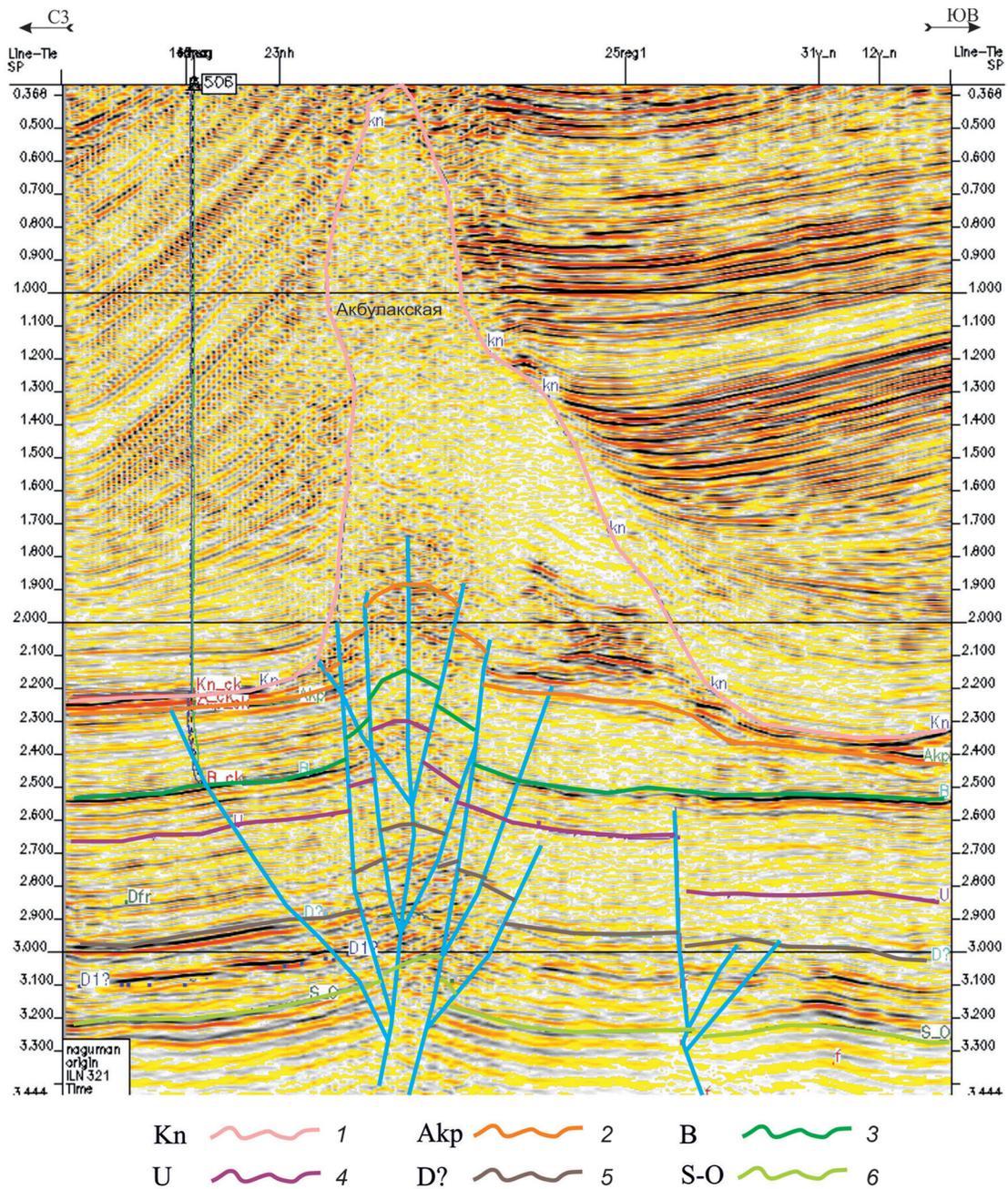
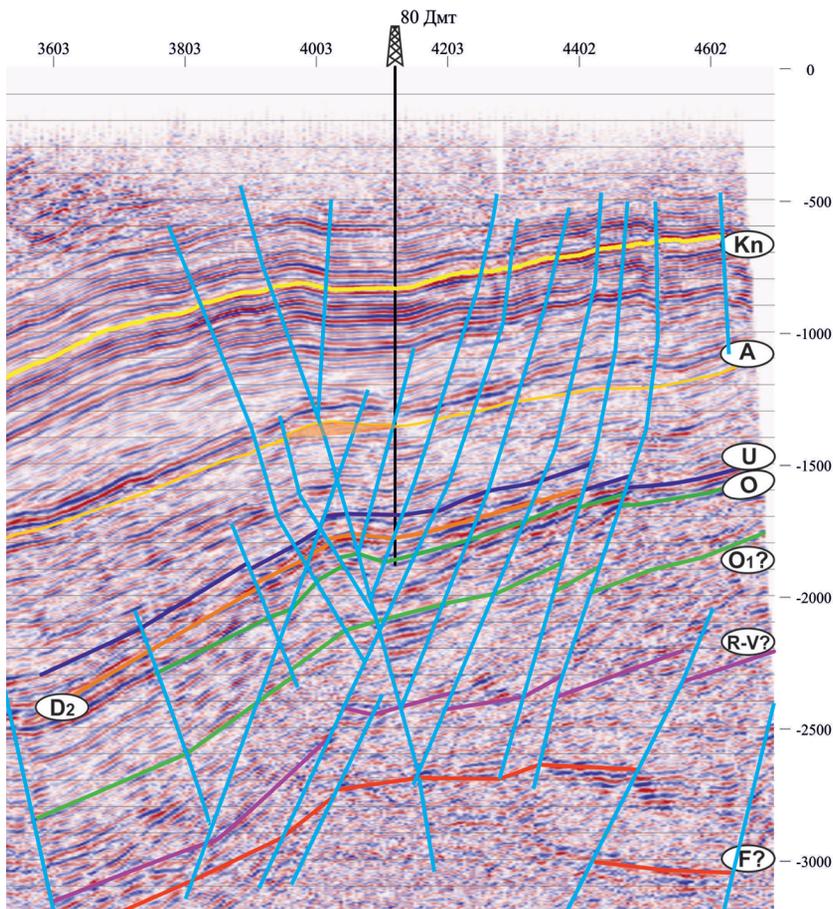


Рис. 2. Южный купол Нагумановского НГКМ. Выделение тектонических нарушений (авторская интерпретация). Вертикальный срез куба МОГТ 3D INL 321 (по материалам З. И. Зенкиной, 2003)

Сейсмические горизонты: 1–5 – кровля: 1 – кунгурского яруса нижней перми, 2 – подсолевых отложений, 3 – башкирских отложений, 4 – бобриковского горизонта, 5 – девонских отложений; 6 – поверхность ордовикско-силурийских отложений

В результате переинтерпретации временных сейсмических разрезов профилей, пересекающих СИП и ПВ (рис. 1), выделена густая сеть древовидных разломов. Закономерности прослеживания разрывных нарушений отмечаются те же, что и в ПКП. Но в пределах СИП кунгурская толща солей обладает более выдержанной толщиной и спокойным залеганием, в отличие от ПКП и ПВ. Димитровское (рис. 3) и Песчаное нефтегазоконденсатные, Красноярское и Черниговское (рис. 4) газоконденсатные месторождения на разрезах представляют собой присдвиговые

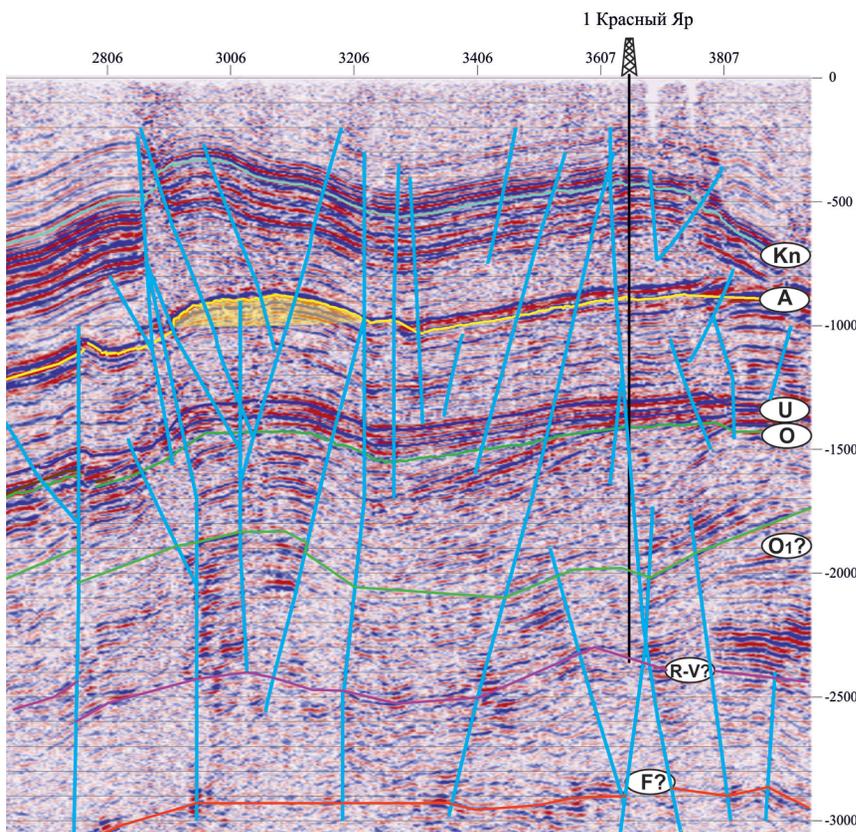
структуры цветка. Поднятия располагаются под мощной толщей солей. Подсолевые отложения ближе в кровле дислоцированы на мелкие перекошенные блоки по малоамплитудным нарушениям. Некоторые разломы, с которыми связаны горстовидные поднятия, трассируются из подсолевых отложений в надсолевые породы, как и в ПКП. Соли в одних случаях образуют над структурами купол (рис. 4). В других – лишь немного приподнимаются в пределах блоков, ограниченных тектоническими нарушениями, образующими так называемые цветки (рис. 3).



- Kn 1
- A 2
- U 3
- D2 4
- O 5
- O1? 6
- R-V? 7
- F? 8
- 9

Рис. 3. Димитровское НГКМ. Выделение тектонических нарушений (авторская интерпретация). Фрагмент временного сейсмического разреза 07 09 97-99 (по материалам И. В. Сынковой, 2019)

1–8 – сейсмические горизонты: 1–5 – кровля: 1 – кунгурского яруса нижней перми, 2 – подсолевых отложений, 3 – бобриковского горизонта, 4 – размытой поверхности среднего девона, 5 – ордовикских отложений; 6 – внутриордовикские отложения, 7 – поверхность рифей-вендских отложений, 8 – поверхность кристаллического фундамента; 9 – Димитровское нефтегазоконденсатное месторождение



- Kn 1
- A 2
- U 3
- O 4
- O1? 5
- R-V? 6
- F? 7
- 8

Рис. 4. Черниговское ГКМ. Выделение тектонических нарушений (авторская интерпретация). Фрагмент временного сейсмического разреза 06 25 99-02 (по материалам И. В. Сынковой, 2019)

1–7 – сейсмические горизонты: 1–4 – кровля: 1 – кунгурского яруса нижней перми, 2 – подсолевых отложений, 3 – бобриковского горизонта, 4 – ордовикских отложений; 5 – внутриордовикские отложения, 6 – поверхность рифей-вендских отложений, 7 – поверхность кристаллического фундамента; 8 – Черниговское газоконденсатное месторождение

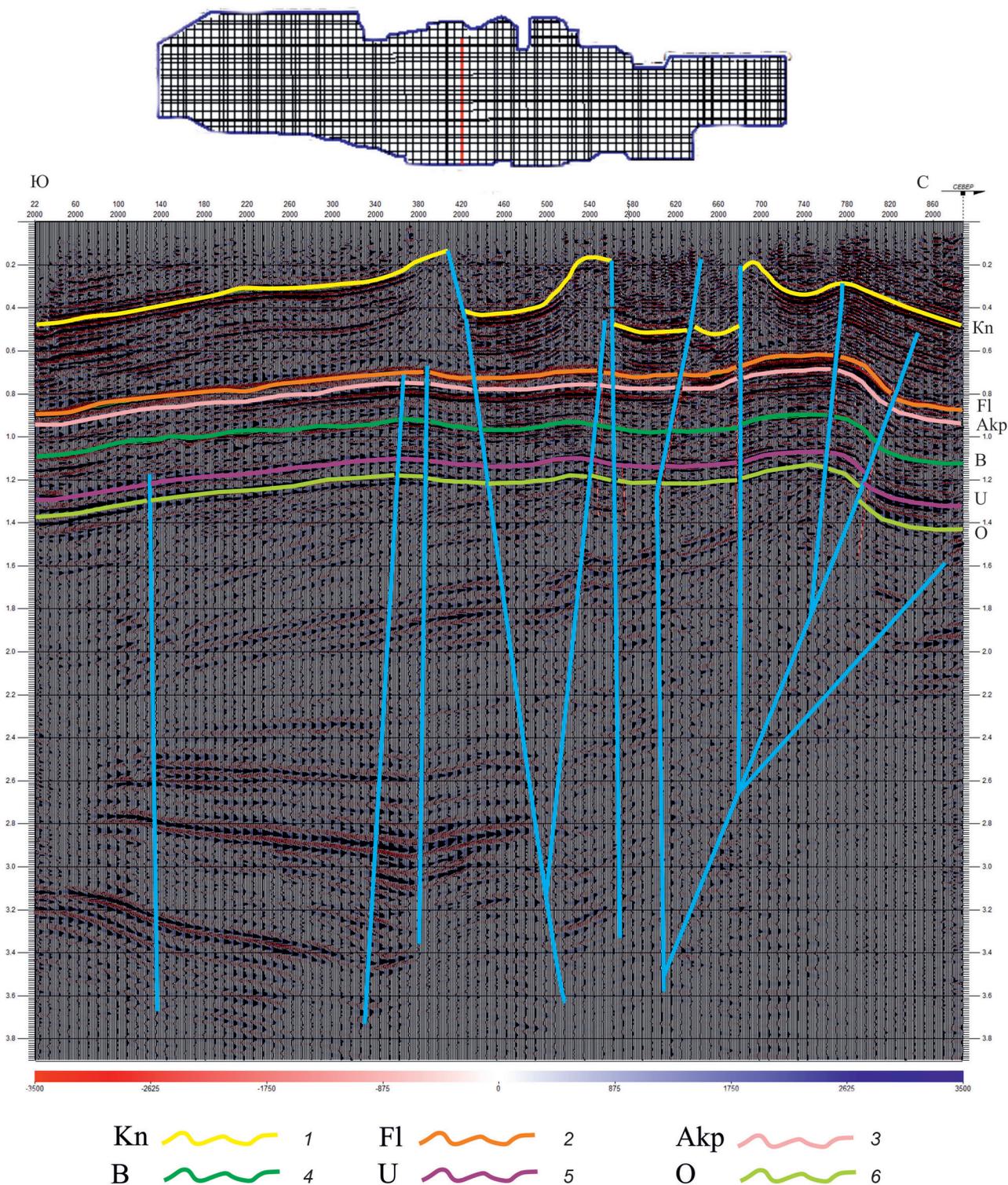


Рис. 5. Оренбургское НГКМ. Выделение тектонических нарушений (авторская интерпретация). МОГТ 3D, профиль 2000 (по материалам Г. А. Григорьевой, 2017)

Сейсмические горизонты, кровля: 1 – кунгурского яруса; 2 – филипповских отложений; 3 – подсолевых отложений; 4 – башкирских отложений; 5 – бобриковского горизонта; 6 – ордовикских отложений

В результате переинтерпретации временных сейсмических разрезов профилей, пересекающих ОНГКМ, выявлено, что в поперечном сечении территория месторождения также представляет собой приразломное горстовидное поднятие (рис. 5), а в продольном – сочетание горстов

и грабенов, зон растяжения и сжатия земной коры как следствие сдвиговых деформаций [12], четко фиксируемых на структурных картах соленосного комплекса в пределах ОНГКМ. Эвапориты образуют в плане субширотные гряды северо-западного простирания, которые

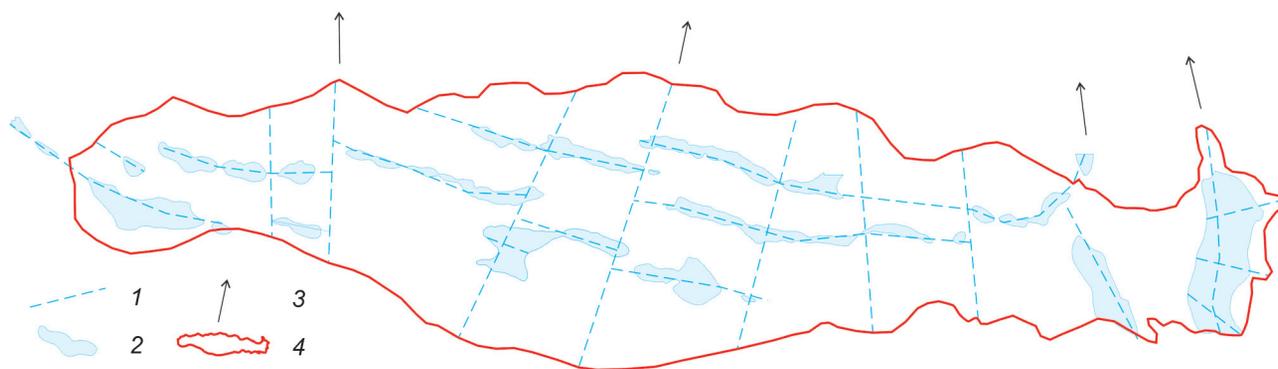


Рис. 6. Основные направления сдвиговых деформаций Оренбургского НГКМ (авторская интерпретация, по материалам Г. А. Григорьевой, 2017)

1 – схематическая сеть разломов; 2 – контуры соляных структур, по данным сейсморазведки МОГТ 3D; 3 – направление сдвигосжатия; 4 – контур ОНГКМ

в центральной части площади кулисообразно смещаются по линиям субмеридиональных сдвигов, а в зоне сочленения Оренбургского вала с ПКП постепенно сменяются дугообразными, а затем субмеридиональными (как в ПКП), что, скорее всего, свидетельствует о левостороннем тектоническом сдвиге (рис. 6). Если протрассировать основные направления соляных структур и сдвигов, то мы также получаем схематическую сеть разломов. При сопоставлении данной сети и контура залежи ОНГКМ очевидно, что месторождение в плане представляет собой вал, оси которого совпадают по ориентации с осями максимального растяжения, а это подтверждает, что, скорее всего, ОНГКМ – структура, образованная в зонах пересечений разломов в результате сдвиговых деформаций земной коры (рис. 6) [7]. Тектонодинамическое дешифрирование, в результате которого на Восточно-Оренбургской площади была закартирована система «положительных» и «отрицательных» блоков, сформировавшихся вследствие вертикальных движений земной коры (А. Г. Лохвицкая, 2016), подтверждает эту версию.

Поиски месторождений УВ в оренбургской части Прикаспийской впадины пока ни к чему не привели. Здесь закончено строительство единичных скважин, многие из которых не достигли проектной глубины или пробурены в мульдах. Но по аналогии с месторождениями ПКП можно предположить, что под мощными соленосными грядками юго-западного простирания на глубине 6000 м и более в дуплексах сжатия могут находиться перспективные на обнаружение месторождений УВ структуры.

Таким образом, в результате выполненной переинтерпретации региональных сейсмических временных разрезов, пересекающих юго-запад Оренбургской области, выявлено, что Оренбургское, Димитровское, Красноярское, Черниговское, Песчаное, Нагумановское, Кызылобинское, Староключевское, Теректинское, Акобинское, Совхозное, Рождественское, Западно-Рождественское, Новопавловское месторождения

нефти и газа, а также некоторые выявленные сейсморазведкой объекты – приразломные горстовидные поднятия. Представленные выше исследования дают основание полагать, что юго-запад Оренбуржья в мезо-кайнозойское время подвергся сдвиговым деформациям с образованием структур цветка. При наличии надежных покрышек в виде мощных толщ солей кунгурского возраста в тектонически ослабленных сдвиговых зонах могут быть еще обнаружены новые месторождения УВ, связанные с коллекторами трещинного типа.

1. Гогоненков Г. Н., Кашик А. С., Тимурзиев А. И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. – 2007. – № 3. – С. 3–11.

2. Горожанин В. М. Особенности нефтегазоаккумуляции в солянокупольных областях юго-востока Восточно-Европейской платформы [Электронный ресурс] // Современное состояние наук о Земле: Материалы междунар. конф., посвящ. памяти В. Е. Хаина. – М., 2011. – С. 480–485. – Режим доступа: <http://khain2011.web.ru> (дата обращения 19.01.2020).

3. Горожанин В. М. Роль разломно-блоковой тектоники в формировании залежей углеводородов в подсольных отложениях палеозоя на юге Соль-Илецкого свода / В. М. Горожанин, Е. Н. Горожанина, В. И. Днистрянский, С. М. Побережский, А. Г. Ефимов // Геология нефти и газа. – 2013. – № 2. – С. 22–33.

4. Горожанина Е. Н., Горожанин В. М. Строение и перспективы нефтегазоносности зоны передовых складок Южного Урала // Генезис, миграция и формирование месторождений углеводородного сырья в контексте их поиска, разведки и разработки: Сб. материалов Всерос. науч.-практич. конф. – Оренбург, 2018. – С. 21–25.

5. Данилова Е. А. Тектонические сдвиги в Предуральском прогибе на примере Оренбургской области // Разведка и охрана недр. – 2011. – № 2. – С. 26–29.

6. Данилова Е. А. Предложения по созданию концептуально новой методики поисков и разведки месторождений УВ в районах с интенсивно развитой тектоникой // Газовая промышленность. – 2012. – № 3. – С. 18–20.

7. Данилова Е. А. Тектонические деформации территории Оренбургского НГКМ // Генезис, миграция и формирование месторождений углеводородного сырья в контексте их поиска, разведки и разработки: Сб.

материалов Всерос. науч.-практич. конф. — Оренбург, 2018. — С. 32–36.

8. Денцкевич И. А. Основные этапы истории геотектонического развития в фанерозое юго-восточной окраины Волго-Уральской антеклизы // Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений Оренбургской области. — Оренбург, 1998. — Вып. 1. — С. 18–22.

9. Иванова Н. А., Карнаухов С. М., Трунова М. И. История геологического развития Соль-Илецкого поднятия и примыкающих к нему структур // НТВ «Каротажник». — 2004. — Вып. 118–119. — С. 91–101.

10. Соколов А. Г. Выделение и трассирование тектонических нарушений по данным сейсморазведки и прогнозирование приразломных ловушек в платформенном Оренбуржье: монография. — Оренбург: ОГУ, 2010. — 205 с.

11. Соколов А. Г., Блинова Т. С., Нестеренко М. Ю. Франско-турнейский этап геологического развития Оренбургского Предуралья [Электронный ресурс] // Университетский комплекс как региональный центр образования, науки и культуры: Материалы Всерос. науч.-методич. конф. — Оренбург: ОГУ, 2017. — С. 1382–1389. — Режим доступа: <http://elib.osu.ru/handle/123456789/3262> (дата обращения: 19.01.2020).

12. Тимурзиев А. И. Развитие представлений о строении «цветковых моделей» Силвестра на основе новой кинематики модели сдвигов // Геофизика. — 2010. — № 2. — С. 24–25.

13. Фролова Н. С. Модели цветковых структур в зонах сдвига [Электронный ресурс] // Ломоносовские чтения — 2013: Материалы науч. конф. (МГУ, апрель 2013). — Режим доступа: http://geo.web.ru/pubd/2013/09/18/0001187172/pdf/frolova_2013.pdf (дата обращения: 24.02.2020).

1. Gogonenkov G. N., Kashik A. S., Timurziev A. I. Horizontal shifts of the foundation of Western Siberia. *Geologiya nefi i gaza*. 2007. No 3, pp. 3–11. (In Russian).

2. Gorozhanin V. M. Features of oil and gas accumulation in the salt-domed areas of the southeast of the East European Platform [Elektronnyy resurs]. *Current state of Earth sciences: Materials of the international. Conf. in memory of V. E. Khain*. Moscow. 2011. Pp. 480–485. <http://khain2011.web.ru> (19.01.2020) (In Russian).

3. Gorozhanin V. M. The role of fault-block tectonics in the formation of hydrocarbon deposits in subsalt Paleozoic sediments in the south of the Sol-Iletsky arch. *Geologiya nefi i gaza*. 2013. No 2. Pp. 22–33. (In Russian).

4. Gorozhanina E. N., Gorozhanin V. M. The structure and prospects of oil and gas potential of the zone of advanced folds of the South Urals. *Genesis, migration and formation of hydrocarbon deposits in the context of their search, exploration and development: Proceedings of the All-Russian Scientific and Practical Conference*. Orenburg. 2018. Pp. 21–25. (In Russian).

5. Danilova E. A. Tectonic shifts in the Ural trough on the example of the Orenburg Region. *Razvedka i okhrana nedr*. 2011. No 2, pp. 26–29. (In Russian).

6. Danilova E. A. Proposals for creating a conceptually new methodology for prospecting and exploration of hydrocarbon deposits in areas with intensively developed tectonics. *Gazovaya promyshlennost'*. 2012. No 3, pp. 18–20. (In Russian).

7. Danilova E. A. Tectonic deformations of the Orenburg oil and gas condensate field. *Genesis, migration and formation of hydrocarbon deposits in the context of their search, exploration and development: Proceedings of the All-Russian Scientific and Practical Conference*. Orenburg. 2018. Pp. 32–36. (In Russian).

8. Dentskevich I. A. The main stages of the history of geotectonic development in Phanerozoic of the southeastern outskirts of the Volga-Ural antecline. *Geology and development of oil and gas fields in the Orenburg Region*. Orenburg. 1998. Iss. 1, pp. 18–22. (In Russian).

9. Ivanova N. A., Karnaukhov S. M., Trunova M. I. The history of the geological development of the Sol-Iletsk Uplift and adjacent structures. *NTV «Karotazhnik»*. 2004. Iss. 118–119, pp. 91–101. (In Russian).

10. Sokolov A. G. Vydelenie i trassirovanie tektonicheskikh narusheniy po dannym seysmorazvedki i prognozirovaniye pri-razlomnykh lovshek v platformennom Orenburzh'e: monografiya [Isolation and tracing of tectonic disturbances according to seismic data and prediction of fracture traps in the platform Orenburg Region: monograph]. Orenburg: OGU. 2010. 205 p.

11. Sokolov A. G., Blinova T. S., Nesterenko M. Yu. The French-Tournaisian stage of the geological development of the Orenburg Urals [Elektronnyy resurs]. *University complex as a regional center of education, science and culture: Materials of the All-Russian Scientific and Methodological Conference*. Orenburg: OGU. 2017. Pp. 1382–1389. URL: <http://elib.osu.ru/handle/123456789/3262> (19.01.2020) (In Russian).

12. Timurziev A. I. The development of ideas about the structure of Sylvester's "flower models" based on the new kinematics of the shift model. *Geofizika*. 2010. No 2, pp. 24–25. (In Russian).

13. Frolova N. S. Models of flower-shaped structures in shear zones [Elektronnyy resurs]. *Lomonosov Readings — 2013: Materials of a scientific conference (Moscow State University, April 2013)*. URL: http://geo.web.ru/pubd/2013/09/18/0001187172/pdf/frolova_2013.pdf (24.02.2020) (In Russian).

Данилова Евгения Антониновна — геолог, ООО «Газпром добыча Оренбург». Ул. Чкалова, 1/2, г. Оренбург, 460058, Россия. <e.danilova@gdo.gazprom.ru>

Danilova Evgenia Antoninovna — Geologist, Open Company «Gazprom добыча Оренбург». 1/2 Ul. Chkalova, Orenburg, 460058, Russia. <e.danilova@gdo.gazprom.ru>

М. Д. СИДОРОВ (НИГТЦ ДВО РАН),
А. В. РАЗУМНЫЙ, Е. П. ИСАЕВА (ВСЕГЕИ)

Модель земной коры и тектоническое районирование переходной зоны континент – океан Чукотско-Корякско-Камчатского сектора Тихоокеанского складчатого пояса

Составлены схемы глубинного строения и тектонического районирования переходной зоны континент – океан для Чукотско-Корякско-Камчатского сектора Тихоокеанского складчатого пояса. Схемы являются частью цифрового пакета бесшовных карт м-ба 1 : 1 000 000 Дальневосточного региона. Дана краткая характеристика строения земной коры в зоне перехода от океана к континенту. Приведены данные о глубине залегания главных структурных поверхностей – кровли и подошвы консолидированной коры, мощности коры и составляющих ее частей – вулканогенно-осадочного, гранитно-метаморфического и гранулит-базитового слоев. Земная кора представлена тремя типами: океанической, переходной и континентальной. Минимальная мощность 12–24 км в блоках коры океанического типа, максимальная 40–47 км в континентальных блоках. При составлении схем применен метод обобщения глубинных геофизических зондирований и их увязки с помощью плотностного моделирования.

Ключевые слова: земная кора, плотностная модель, складчатая область.

M. D. SIDOROV (RGC FEB RAS),
A. V. RAZUMNY, E. P. ISAEVA (VSEGEI)

Crustal model and tectonic zoning of the continent-ocean transition zone in the Chukchi-Koryak-Kamchatka sector of the Pacific Fold Belt

Maps of the deep structure and tectonic zoning of the continent-ocean transition zone have been compiled for the Chukchi-Koryak-Kamchatka sector of the Pacific Fold Belt. The maps are part of a digital 1:1 M seamless maps package of the Far East area. A brief description of the crustal structure in the ocean-to-continent transition zone is given. Data on the depth of the main structural surfaces such as the roof and the bottom of the consolidated crust, the thickness of the crust and its constituent parts – volcanic-sedimentary, granite-metamorphic and granulite-basitic layers are presented. The earth crust is represented by three types: oceanic, transitional and continental. The minimum thickness is 12 to 24 km in oceanic crust blocks, the maximum one is 40 to 47 km in continental blocks. The method of generalization of deep geophysical soundings and their correlation by means of density modeling was applied in map compiling.

Keywords: Earth crust, density model, fold area.

Для цитирования: Сидоров М. Д., Разумный А. В., Исаева Е. П. Модель земной коры и тектоническое районирование переходной зоны континент – океан Чукотско-Корякско-Камчатского сектора Тихоокеанского складчатого пояса // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 82. – С. 69–82.

Введение. Территория Чукотско-Корякско-Камчатского региона расположена в северо-западном сегменте Тихоокеанского складчатого пояса и представляет собой зону перехода от континента к океану. С северо-северо-запада на юго-юго-восток происходит последовательная смена земной коры континентального типа на кору переходную и затем океаническую. В верхней части земной коры в этом направлении наблюдается устойчивая тенденция омоложения структур, обусловленная последовательным наращиванием континентальной коры, которое согласуется с аккреционной моделью развития региона. Отмеченная закономерность также прослеживается и на глубинном уровне. В статье

представлена модель глубинного строения региона, основанная на обобщении и интерпретации накопленных к настоящему времени геологических и геофизических данных. Работы выполнены в процессе создания фрагмента цифровых бесшовных карт м-ба 1 : 1 000 000 по группе листов в пределах Дальневосточного (Чукотско-Корякско-Камчатского) региона (листы N-57, O-57, O-58, P-58, P-59, Q-59, Q-60) по материалам Гостеолкарты м-ба 1 : 1 000 000 третьего поколения (ГК-1000/3).

Методы исследований. Основой для модели коры послужили схемы глубинного строения, составленные при создании листов ГК-1000/3,

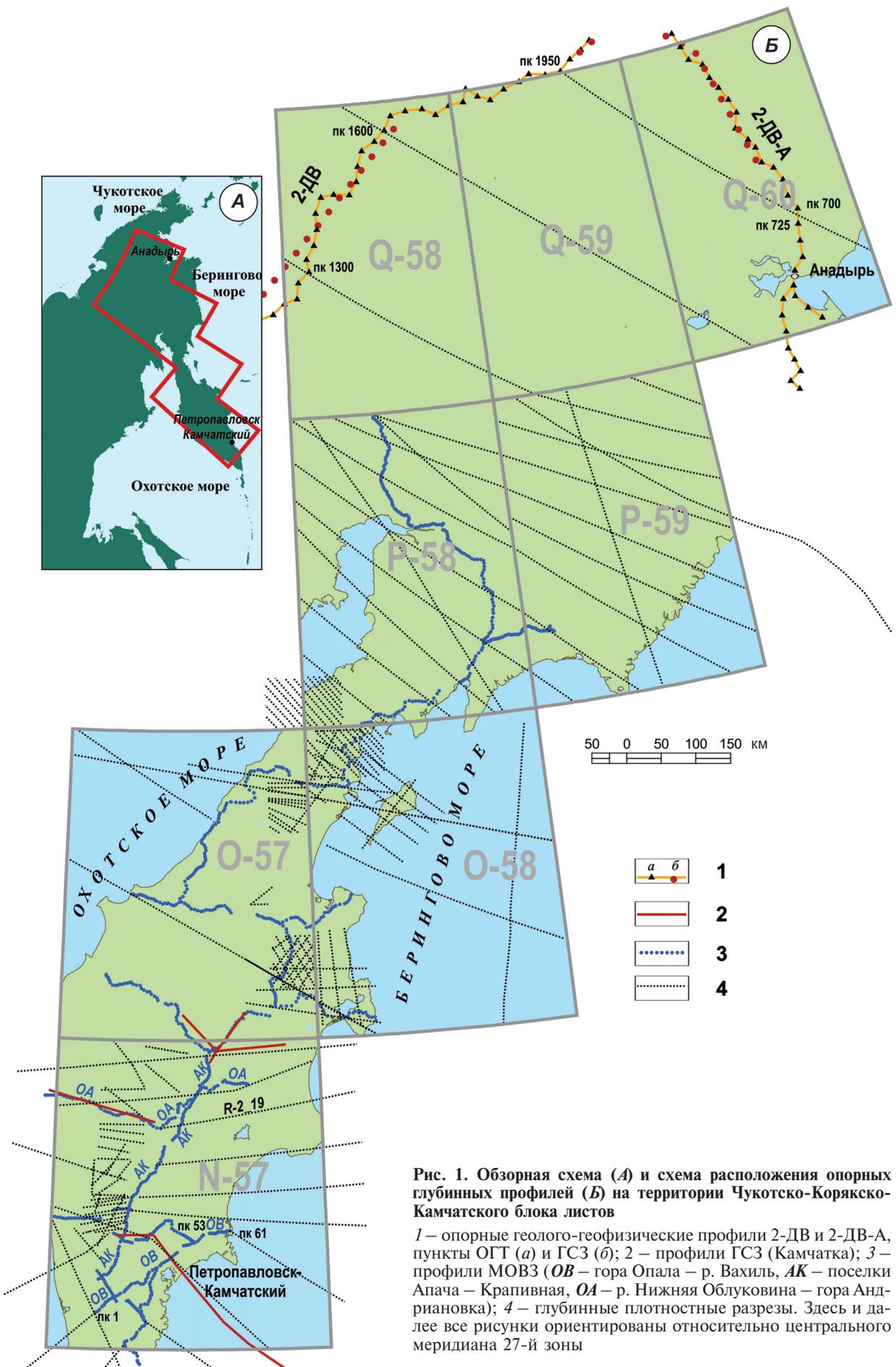


Рис. 1. Обзорная схема (А) и схема расположения опорных глубинных профилей (Б) на территории Чукотско-Корякско-Камчатского блока листов

1 – опорные геолого-геофизические профили 2-ДВ и 2-ДВ-А, пункты ОГТ (а) и ГСЗ (б); 2 – профили ГСЗ (Камчатка); 3 – профили МОВЗ (ОВ – гора Опала – р. Вахиль, АК – поселки Апача – Крапивная, ОА – р. Нижняя Облуковина – гора Андриановка); 4 – глубинные плотностные разрезы. Здесь и далее все рисунки ориентированы относительно центрального меридиана 27-й зоны

а также материалы по актуализации геолого-геофизических моделей земной коры и верхней мантии для обеспечения комплексной тектонической основы северо-востока России и прилегающих акваторий (Е. Д. Мильштейн и др., 2016).

И с х о д н ы е д а н н ы е. Описываемая обширная территория изучена различными глубинными геофизическими методами весьма неравномерно как в пространстве (рис. 1), так и по времени их проведения. Некоторое исключение составляют гравиметрические съемки, которые были сведены в единые массивы карт при создании геофизических основ (М. Д. Сидоров, 2001; Ю. В. Асламов и др., 2002; Е. П. Алексеев и др., 2006; Б. Л. Попов и др., 2009) для листов ГК-1000/3. Глубинные данные получены разными сейсмическими методами ГСЗ, КМПВ, МОВ ОГТ, МОВЗ и электроразведкой МТЗ. Исследования методами обменных волн землетрясений и магнитотеллурического зондирования на региональных профилях Камчатки и Корякии анализировались при создании схемы сейсмотектонического районирования Корякско-Камчатской складчатой области (А. Г. Нурмухамедов и др., 2014). Для обобщения столь неоднородного материала была применена методика построения плотностных глубинных разрезов по сети профилей, пересекающих сейсмические и заполняющих пространство между ними. Это позволило увязать между собой границы, обнаруженные сейсмическими методами, и создать более однородную цифровую среду глубин для построения карт структурных поверхностей.

Корякско-Камчатский блок листов. В основу глубинной модели коры положены глубинные схемы листов ГК-1000/3 О-57, О-58, Р-58, Р-59 [8–11], актуализированные и увязанные между собой. На эту площадь были построены карты рельефа подошвы коры, определены мощности нижней и консолидированной коры и вулканогенно-осадочного слоя. Вычислен коэффициент «базальтоидности» β , равный отношению мощности нижней коры к мощности всей консолидированной коры, составлена карта, которая использована для районирования.

Здесь и далее в тексте за нижнюю кору принимается гранулит-базитовый слой, для океанических блоков слой III. Верхняя кора – все слои между подошвой верхнего осадочного (вулканогенно-осадочного) слоя и кровлей гранулит-базитового. При двухслойном делении консолидированной коры это гранитно-метаморфический, в океанических блоках слой II. При трехслойном членении в верхнюю кору с гранитно-метаморфическим включается средний диоритовый слой.

Все построения основаны на результатах интерпретации геофизических материалов МОВЗ МТЗ, ГСЗ [1], грави- и магниторазведки. Редкая сеть сейсмических данных дополнена плотностными глубинными разрезами, при расчете которых сейсмические данные использовались как априорные. Была проведена увязка вдоль западной рамки листов О-57 и Р-58 с картой

детализированной модели рельефа подошвы земной коры [14]. Для увязки рассчитывались матрицы глубин в полосе стыка шириной 400 км вдоль западных рамок листов О-57, Р-58.

В южной части полуострова на территории листа N-57 комплект ГК-1000/3 не содержит ни в аналоговом, ни в цифровом виде схемы глубинного строения, карт рельефа подошвы, карт мощностей. Эти карты были созданы из всей имевшейся информации о глубинном строении территории. Основным материалом для расчетов послужили сведения о глубинах на профилях МОВЗ и ГСЗ и ранее рассчитанных плотностных моделей глубинных разрезов [2; 3; 13; 14; 18]. Однако и в этом случае оставались пустые участки. Чтобы их заполнить, были дополнительно смоделированы глубинные плотностные разрезы.

Чукотский блок листов. По территории листов Q-58, Q-60 проходят два профиля комплексных глубинных геофизических исследований 2-ДВ и 2-ДВ-А (В. С. Сурков и др., 2008, 2009). Из отчетов по этим работам для построения матриц глубин основных границ раздела внутри коры (K0 – поверхность консолидированной коры, K2 – поверхность нижней коры) были использованы геолого-геофизические модели в интервалах по профилям 2-ДВ – 0–2090 км и 2-ДВ-А – 0–1032 км. Дополнительно смоделирован плотностной разрез на трех связующих профилях, пересекающих территорию между 2-ДВ и 2-ДВ-А (рис. 1).

Для стыковки карты рельефа подошвы коры с Корякско-Камчатским блоком была использована детализированная модель рельефа подошвы земной коры [12]. Цифровой материал получен из геофизической основы для 3D-структурно-плотностного моделирования. Была рассчитана матрица глубин в полосе шириной 200 км вдоль северной рамки листов Р-58, Р-59, интерполированы изолинии в полосе перекрытия. Исправления внесены в схему стратоизогипс подошвы коры. Карта глубин до подошвы коры была использована при построении первичных (исходных) моделей глубинных плотностных разрезов в Чукотском блоке листов. Отметим, что в дальнейшем, при подборе разрезов, вносить корректировку в ее положение не потребовалось, что косвенно свидетельствует о надежности расчетов. Для районирования листов Q и увязки с Корякско-Камчатским блоком были определены мощности нижней и консолидированной ее частей, вычислен коэффициент «базальтоидности» β .

Методика плотностного моделирования. Существуют различные методики плотностного моделирования, они достаточно хорошо описаны в научной литературе. Ниже кратко изложена технология построения моделей, примененная в данном случае.

Концепция моделирования основана на представлениях о слоисто-блоковом строении земной коры и региональном распространении основных границ раздела внутри нее (Мохо, кровли консолидированной коры и др.). Плотностное

моделирование включает два основных этапа: составление первоначального (исходного) геолого-геофизического разреза и его корректировку по результатам сравнения вычисленной теоретической аномалии с графиком аномалии, наблюдаемой приборами. Технология моделирования представлена несколькими последовательными шагами. Сначала на выбранном профиле по геологической карте составляется геологический разрез (упрощенный в масштабе исследований) его приповерхностной части. Далее границы геологических тел на разрезе заменяются ломаными линиями. Эти линии образуют контуры сечений горизонтальных призм бесконечных либо ограниченных по простиранию перпендикулярно профилю. Каждой призме назначается плотность в соответствии с литологией и структурно-текстурными особенностями геологических тел, которые они представляют. Для тонких слоев в масштабе модели применяется принцип эквивалентности (объединение в один слой нескольких маломощных и придание ему усредненной плотности). Ограничение (3/4D) перпендикулярно профилю накладывается на тела крупных интрузий (по градиентам или особым точкам соответствующих аномалий) и в крупных блоках сильно расчлененного рельефа (хребты).

Следующий шаг – достраивание глубинной части разреза. Здесь наиважнейшее значение имеют априорные данные, полученные при глубинных зондированиях методами сейсморазведки, электроразведки, если таковые имеются. Как правило, их либо нет, либо количество таких данных невелико, не более чем в одном-двух местах расчетного профиля (если только не моделируется сам сейсмический разрез). Глубины до основных границ раздела в коре, полученные этими методами, являются опорными для дальнейших построений. Восполнить недостаток априорных знаний позволяет количественная интерпретация гравитационного поля методом нахождения особых точек. Метод не требует геологических данных о возмущающих объектах. В его основе – локализация особенностей аномального поля путем разделения на локальные составляющие, вызванные одиночным объектом или его частью (особой точкой) с подавлением влияния других окружающих точек. В результате интерпретации определяются координаты наиболее устойчивых точек, характеризующих на профиле-разрезе углы объектов большой горизонтальной и вертикальной мощности, кромки, центры тел, а также углы наклона граней (в профильном варианте). В площадном (3D) варианте особые точки группируются по структурному индексу, который сопоставляется по геометрической форме с типовыми классами геологических тел: дайками, уступами, силлами, линзовидными вертикальными и горизонтальными телами, пластами и трубообразными телами. Алгоритм построен на решении уравнений Эйлера для ограниченной области пространства потенциального поля и его градиентов, в котором

определяется степень однородности (структурный индекс). Глубина исследований методом особых точек зависит от размеров исследуемых аномалий и размеров площади, на которой они изучаются, и обычно заключена в интервале от 0 до 25–30 км. Попадающие в плоскость разреза и вблизи его в полосе 200–500 м особые точки используются для достраивания геологических тел (блоков) в глубину. При составлении первичного разреза весь профиль разбивается на сегменты по уровню наблюдаемого поля и его характерным особенностям. В конце всего проводится собственно моделирование, которое заключается в подборе геометрии и плотности тел до максимального совпадения теоретического графика Δg с графиком наблюдаемой аномалии. Приведен пример подобранных разрезов вдоль профиля МОВЗ и разреза, пересекающего сейсмические профили (рис. 2).

Одной из важных структурных поверхностей является кровля регионально-метаморфизованных пород – кристаллической консолидированной коры (К0). С консолидированной корой ассоциируют небольшие выходы метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций на площади листов Q-58 [4], P-58 [10], N-57 [7]. На остальной территории эта поверхность перекрыта мощным вулканогенно-осадочным слоем.

В качестве первичного представления кровли консолидированной коры на разрезах принята интерполированная поверхность глубин до особых точек со структурным индексом однородности 2, полученных при анализе наблюдаемых аномалий Буге с плотностью промежуточного слоя 2,67 г/см³. Сопоставление поверхности с границей К0 на разрезе МОВЗ с. Хаилино – р. Пахача показало их конформность и близкие значения глубин. Подобная картина наблюдается и в моделях на Камчатке (рис. 2, Б). Кровля консолидированной коры удовлетворительно «сбивается» и на пересечении плотностных моделей с геолого-геофизическими моделями 2-ДВ, 2-ДВ-А. В дальнейшем при подборе положения кровли в отдельных блоках уточнялось решением прямой задачи. Опорные глубины до нижней коры на флангах Чукотских разрезов взяты из 2-ДВ и 2-ДВ-А и плотностных моделей на листе P-59.

Отметим, что плотностное моделирование – процесс трудоемкий, но оправданный. Если изучаемую территорию покрыть достаточно густой сетью пересекающихся разрезов, то можно построить воксельную (объемного изображения) модель плотности с 3D-визуализацией и возможностью выделения любой изоповерхности заданной плотности [13; 14]. Это значительно улучшает выявление и восприятие глубинных структур. Такая плотностная модель составлена на листы P-58 и P-59 (рис. 3).

Для интерпретации были использованы цифровые массивы гравиметрических карт геофизических основ ГК-1000/3.

Все вычисления и построения проведены программами Geosoft (Oasis Montaj, 3D Euler, GM-SYS), ArcGis и ArcView.

Кроме карты подошвы коры были построены карты структурных поверхностей: разделяющей нижнюю и верхнюю части коры; консолидированной коры; и карта коэффициента «базальтоидности» β . Карты мощностей получены вычитанием глубин в точках регулярной сети (гридов) соответствующих поверхностей: подошвы коры – кровли нижней коры, подошвы коры – кровли консолидированной коры. Мощность вулканогенно-осадочного слоя получена как сумма высоты рельефа и глубин до консолидированной коры, для чего была построена матрица рельефа по горизонталям и изобатам цифровой топоосновы.

На Чукотских листах для построения матриц создана база данных глубин залегания соответствующих поверхностей, снятых с геолого-геофизических моделей по профилям 2-ДВ, 2-ДВ-А и линиям плотностных моделей (рис. 1). Шаг снятия значений глубин по 2-ДВ, 2-ДВ-А составил 25 км. Из плотностных моделей экспортированы все линии (вершины), описывающие соответствующие границы в цифровых разрезах. Для увязки со смежной с юга территорией определены координаты вершин на изолиниях, характеризующих соответствующие поверхности в полосе шириной 50 км. За границу М на плотностных разрезах принята граница блоков с плотностью 3,22–3,33 г/см³, для кровли нижней коры 2,9–3,04 и консолидированной – 2,72–2,83 г/см³. Далее были построены регулярные сетки (гриды) 5 × 5 км, с которыми и проводились необходимые математические операции (вычитание, деление). Результирующие матрицы сглажены палеткой 9 × 9 узлов и интерполированы в карты изолиний: коэффициента «базальтоидности» β , мощности консолидированной коры и мощности вулканогенно-осадочного слоя. Среднеквадратичная погрешность интерполяции для сглаженных матриц не превышает 1400 м. Карты изолиний увязаны с таковыми из Корякско-Камчатского блока листов.

На листе N-57 для построения карт структурных поверхностей с сейсмических разрезов на профилях МОВЗ были определены глубины до границ М, К2 и К0. На плотностных моделях за границу М принята граница блоков с плотностью 3,2–3,4, для кровли нижней коры 2,9–3,02 и консолидированной – 2,74–2,85 г/см³. Полученная таким образом база данных глубин преобразована в матрицы регулярной сети 5 × 5 км по каждой структурной поверхности, которые и использованы для получения карт глубин и мощностей, а также карты коэффициента «базальтоидности» β . Среднеквадратичная погрешность интерполяции для сглаженных (палетка 9 × 9) матриц составила 1100–1200 м.

Тектоническое районирование. Существуют различные подходы к тектоническому районированию региона и множество авторских

вариантов тектонических схем. Следует отметить, что многие проблемы геологического строения и тектонического районирования являются предметом постоянных дискуссий и в рамках статьи в силу большого объема материалов не могут быть все отражены. В настоящей работе обобщены, увязаны и уточнены, в т. ч. с учетом представленной глубинной модели, схемы тектонического районирования, составленные при подготовке листов ГК-1000/3 [4–11], учитывающие результаты всех геолого-геофизических исследований. Работы выполнены при составлении фрагмента бесшовных карт м-ба 1 : 1 000 000 в пределах Чукотско-Корякско-Камчатского региона (А. В. Разумный, Б. А. Марковский и др., 2019). Районирование основано на позиции и возрасте становления структурных сооружений, геологическом возрасте, формационной принадлежности и условиях формирования слагающих их комплексов с учетом строения земной коры.

Глубинное строение. Главным критерием для районирования коры на блоки является ее мощность. В качестве дополнительных – расслоенность, мощность консолидированной ее части и коэффициент «базальтоидности» β . На всей территории Чукотско-Корякско-Камчатского блока листов земная кора представлена тремя типами: океаническим, переходным и континентальным (рис. 4).

Океанический тип слагает глубоководные котловины окраинного Берингова моря – Командорскую и Алеутскую – и небольшой фрагмент краевого океанического вала Зенкевича на юго-востоке площади. Мощность коры изменяется от 12 до 24 км. В блоках с корой океанического типа в 1,5–2 раза увеличена толщина III нижнего океанического слоя по сравнению со II. Коэффициент «базальтоидности» β превышает 0,5 и достигает значений 0,8–0,85. Для большей части Командорской впадины толщина осадков не более 1–2 км, и только вблизи камчатского шельфа наблюдается их увеличение до 3–4 км. Для блока океанического вала мощность осадочного слоя до 2 км. На незначительном по площади фрагменте Алеутской котловины мощность осадков около 4 км, но в сторону шельфа Олюторского залива она увеличивается, превышая в прибрежной впадине 10 км.

Земная кора переходного типа обладает мощностью 20–30 км и $\beta = 0,6–0,7$. Переходная кора слагает окраину суши, шельф и континентальный склон. Для блоков этого типа коры характерно резкое увеличение ее мощности (на 4–10 км) в направлении от океана в сторону суши и преобладание нижнего слоя консолидированной коры над верхним при ее двухчленном строении. Мощность вулканогенно-осадочного слоя изменяется от 2 до 10 км. Максимальная мощность осадков для переходной коры отмечается на шельфе между Шипунским и Кроноцким полуостровами, а также на шельфе Олюторского залива.

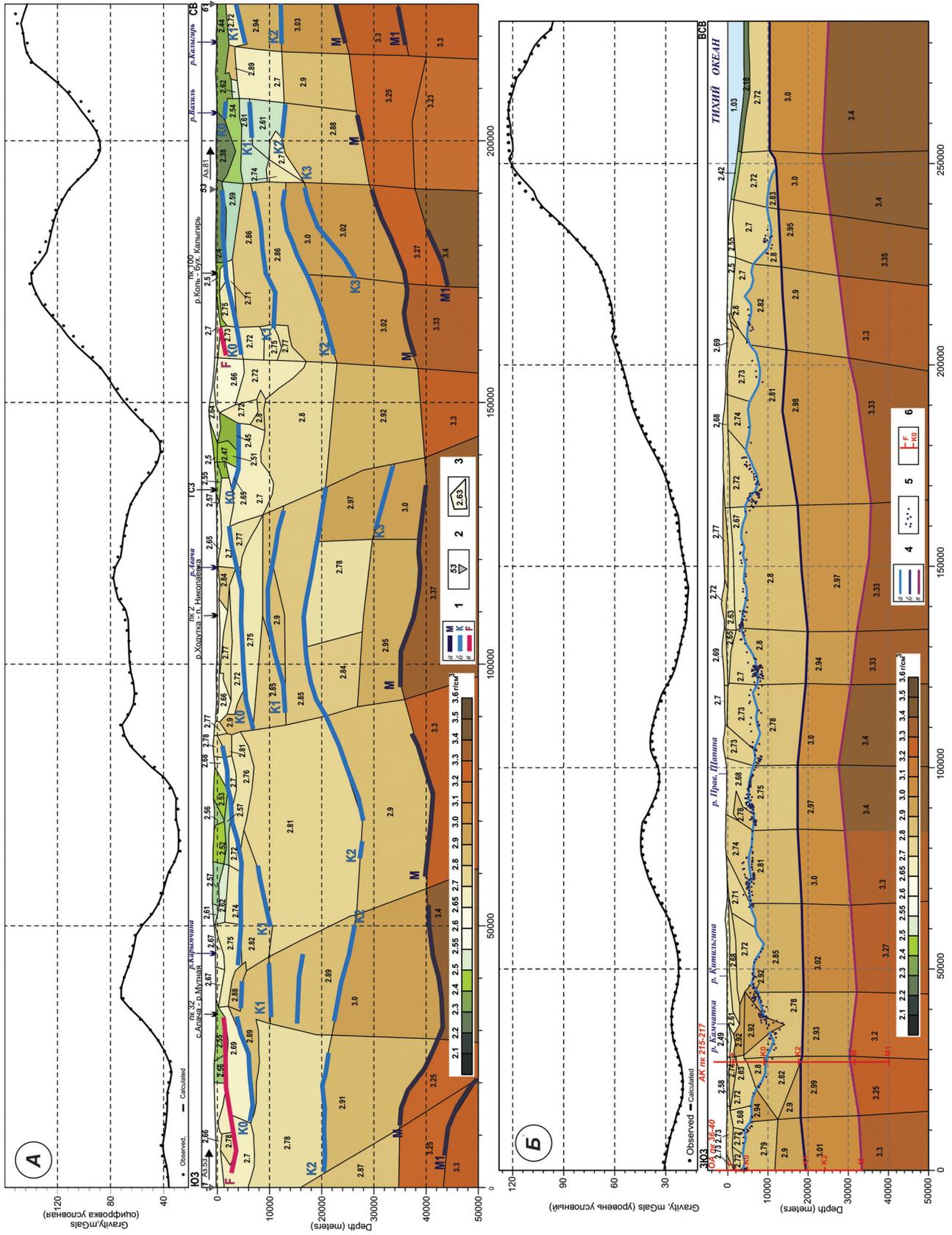


Рис. 2. Плотностные модели вдоль профиля МОВЗ гора Опола — река Вахиль (А) [18] и разрез по линии R-2_19 (Б)

1 — сейсмические границы по данным МОВЗ (а — граница М и границы в верхней мантии; б, в — другие сейсмические границы в земной коре); 2 — точки МОВЗ и их номера; 3 — границы блоков и подобранные значения плотности ($\text{г}/\text{см}^3$); 4 — кровля консолидированной коры (а), кровля гранулитно-базитового слоя (б), подошва коры (в); 5 — проекции особых точек (индекс 2) на плоскость разреза в полосе шириной 500 м вдоль профиля; б — пересечение с профилями МОВЗ и отметки сейсмических границ на них

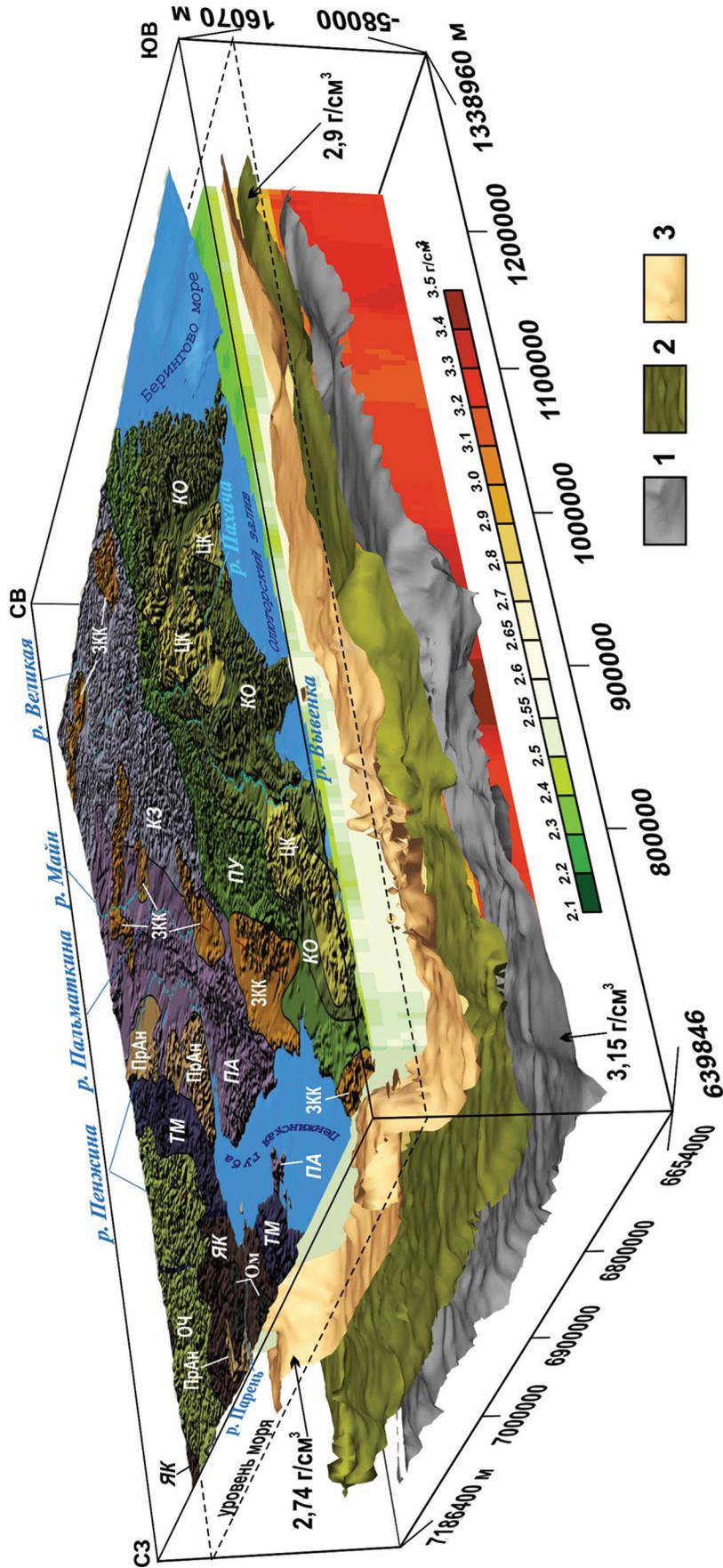


Рис. 3. Плотностная модель листов Р-58, Р-59. Вид с юго-запада. Вертикальный масштаб увеличен в 2 раза по отношению к горизонтальному. Поверхность рельефа на суше драпирована изображением схемы тектонического районирования (см. рис. 5) и поднята на 6 км. Часть ячеек (вокселей) модели зашатаана для того, чтобы показать морфологию изоплотностных поверхностей, выделенных по модели в глубинных зонах главных структурных границ: перехода от коры к мантии, между нижней и верхней частями консолидированной коры и ее кровли

1–3 — изоплотности с плотностью ($\text{г}/\text{см}^3$): 3,15 (1), 2,90 (2) и 2,74 (3)

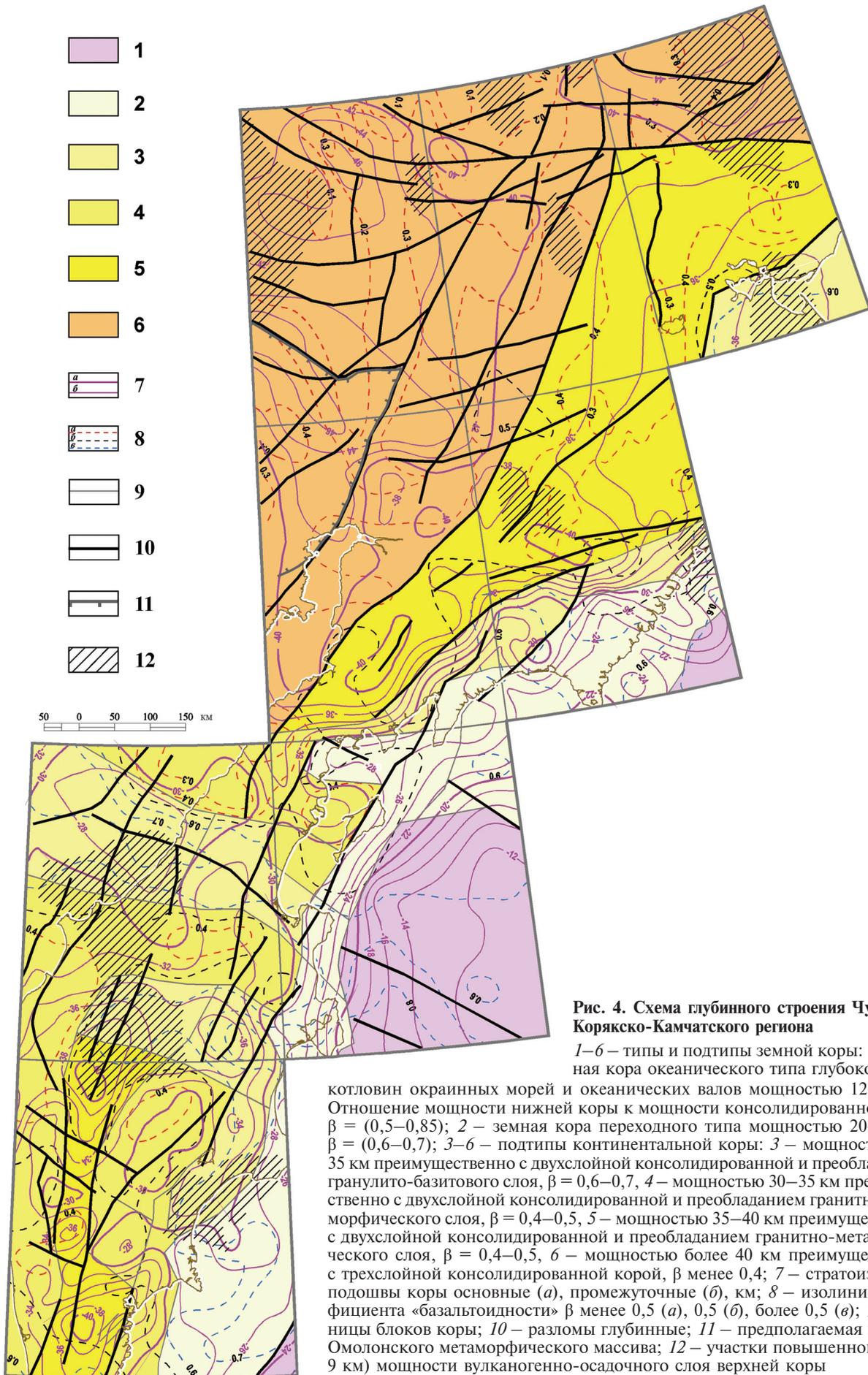


Рис. 4. Схема глубинного строения Чукотско-Корякско-Камчатского региона

1–6 – типы и подтипы земной коры: 1 – земная кора океанического типа глубоководных котловин окраинных морей и океанических валов мощностью 12–24 км.

2 – земная кора переходного типа мощностью 20–30 км, $\beta = (0,6–0,7)$; 3–6 – подтипы континентальной коры: 3 – мощностью 30–35 км преимущественно с двухслойной консолидированной и преобладанием гранулитно-базитового слоя, $\beta = 0,6–0,7$, 4 – мощностью 30–35 км преимущественно с двухслойной консолидированной и преобладанием гранитно-метаморфического слоя, $\beta = 0,4–0,5$, 5 – мощностью 35–40 км преимущественно с двухслойной консолидированной и преобладанием гранитно-метаморфического слоя, $\beta = 0,4–0,5$, 6 – мощностью более 40 км преимущественно с трехслойной консолидированной корой, β менее 0,4; 7 – стратоизогипсы подошвы коры основные (а), промежуточные (б), км; 8 – изолинии коэффициента «базальтоидности» β менее 0,5 (а), 0,5 (б), более 0,5 (в); 9 – границы блоков коры; 10 – разломы глубинные; 11 – предполагаемая граница Омолонского метаморфического массива; 12 – участки повышенной (более 9 км) мощности вулканогенно-осадочного слоя верхней коры

На описываемой территории наибольшее распространение имеет кора континентального типа, мощность которой превышает 30 км, а коэффициент «базальтоидности» β преимущественно меньше 0,5. По внутреннему строению консолидированной части континентальной коры можно выделить двухслойные и трехслойные блоки. Для трехслойной коры коэффициент «базальтоидности» β заметно менее 0,5, что свидетельствует о сокращенной мощности плотного нижнего слоя. Для большинства трехслойных блоков значение коэффициента составляет 0,2–0,3. Полная мощность коры в этих блоках превышает 40 км, достигая местами 44–46 км и более. Кора этого подтипа слагает северную и северо-западную части территории. По сейсмическим данным 2-ДВ и 2-ДВ-А, консолидированная кора обладает трехслойным строением, разделяясь на нижний гранулитобазитовый, средний диоритовый (амфиболитовый у авторов) и верхний гранитно-метаморфический (гранито-гнейсовый у авторов) слои.

Для трехслойных блоков доминирующая толщина консолидированной коры достигает 40–44 км. В утолщенной части расположен Омолонский метаморфический массив.

Южнее и юго-восточнее земная кора обладает мощностью менее 40 км, преимущественно с двухслойной консолидированной и незначительным превышением по мощности ее верхней части над нижней. Преобладают значения коэффициента «базальтоидности» β в интервале 0,4–0,5, что свидетельствует об увеличении толщины нижнего слоя в этом направлении. Кора с двухслойным типом слагает всю расположенную к югу сушу.

Деление консолидированной части коры на два или три слоя в некоторой степени условно. Так, на профилях МОВЗ на отдельных участках выделяются внутрикоровые границы обмена К1, расположенные между К0 (кровля гранитно-метаморфического слоя), и К2 (кровля гранулитобазитового слоя), которые не всегда уверенно трассируются вдоль профилей. В плотностных моделях блоки средней коры, кровля которых отмечается границей К1, часто незначительно отличаются от вышележащих, а иногда имеют одинаковую с ними плотность. Такие интервалы можно отметить и на профиле 2-ДВ.

Континентальная кора с преимущественно двухчленным строением ее консолидированной части разделена на подтипы по общей мощности и соотношению консолидированных слоев. Первый подтип – кора мощностью 30–35 км с преобладанием гранулитобазитового слоя, коэффициент «базальтоидности» $\beta = 0,6–0,7$. Второй подтип – кора мощностью 30–35 км и преобладанием гранитно-метаморфического слоя, коэффициент «базальтоидности» $\beta = 0,4–0,5$. Третий подтип – кора мощностью 35–40 км и преобладанием гранитно-метаморфического слоя, коэффициент «базальтоидности» $\beta = 0,4–0,5$.

Мощность вулканогенно-осадочного слоя в блоках с континентальной корой изменяется от

нуля в районах выходов кристаллических пород фундамента (Срединный, Ганальский, Омолонский массивы) до 12–13 км во впадинах. Максимальная толщина этого слоя наблюдается в Охотоморской мегавпадине, в прибрежной части между полуостровами Шипунский и Кроноцкий, в Нижне-Анадырском прогибе, а также в местах тектонического скучивания в пределах Алазейско-Олойской и Чукотской складчатых систем.

Вся информация по каждому блоку: тип, мощность коры, нижней и консолидированной ее частей, мощность вулканогенно-осадочного слоя, коэффициент «базальтоидности» β приведены в цифровой модели в атрибутивных таблицах и легенде.

На схему вынесены разломы, в обобщенном виде ограничивающие блоки коры либо подчеркивающие особенности их внутреннего строения. Все они проявлены в геофизических полях, сейсмических и плотностных разрезах и выделяются различными признаками – ступени, цепочки аномалий, линейные зоны градиентов, трассируемые закономерные искажения, линии и узлы особых точек и т. п. Все вынесенные на схему разломы относятся к глубинному типу.

Тектоническое районирование. По обобщающим геолого-геофизическим исследованиям материалов [4–6; 10; 11] территория принадлежит к Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатым областям (рис. 5). Верхояно-Чукотская складчатая область мезозой состоит из ряда складчатых зон Яно-Колымской, Алазейско-Олойской, Чукотской и Южно-Анюйской складчатых систем с общим северо-западным – близширотным простиранием складчатых структур и характеризуется континентальной земной корой расчетной мощности 40–47 км.

Яно-Колымская складчатая система (с Омолонским кратонным блоком) своей восточной частью расположена на западе территории. Обладает максимальной для площади (40–45 км) мощностью консолидированной коры. В современной складчато-блоковой структуре складчатой системы отдельные выступы кристаллического фундамента Омолонского массива проявлены выходами архейских и протерозойских метаморфических пород, чередующихся со складчатыми формами, сложенными преимущественно осадочными мелководными палеозойскими и ранне-средне-мезозойскими отложениями чехла массива.

Алазейско-Олойская складчатая система представлена Березовской и Олойской складчатыми зонами. *Березовская складчатая зона* обрамляет с севера Омолонский блок Яно-Колымской складчатой системы и сложена преимущественно мелководными вулканогенно-осадочными отложениями девона – карбона и перми, триасовыми мелководными туфогенно-осадочными отложениями верхней юры – нижнего мела. *Олойскую складчатую зону* слагают позднепалеозойские,

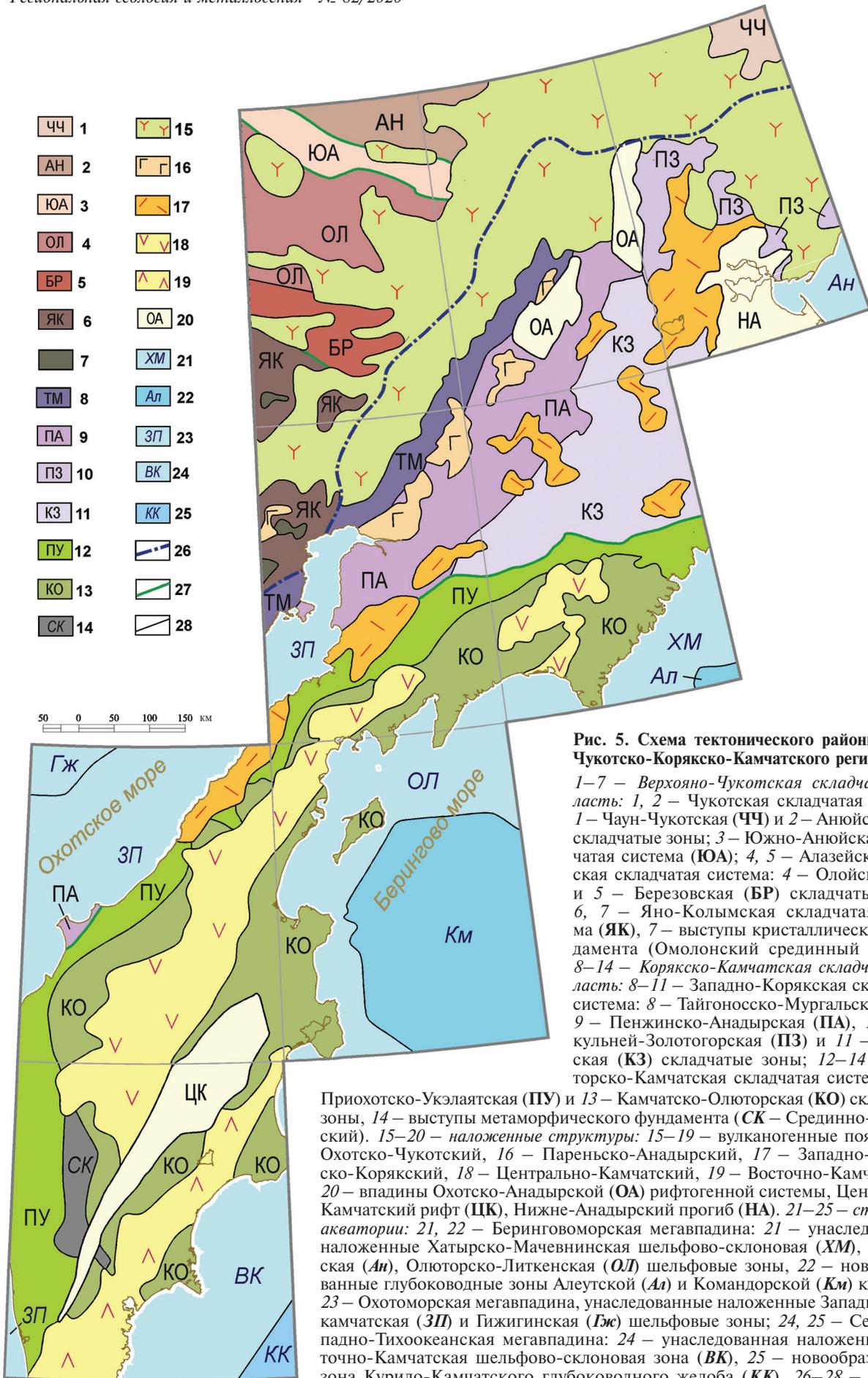


Рис. 5. Схема тектонического районирования Чукотско-Корякско-Камчатского региона

1–7 – Верхояно-Чукотская складчатая область: 1, 2 – Чукотская складчатая система: 1 – Чаун-Чукотская (ЧЧ) и 2 – Анойская (АН) складчатые зоны; 3 – Южно-Анойская складчатая система (ЮА); 4, 5 – Алазейско-Олойская складчатая система: 4 – Олойская (ОЛ) и 5 – Березовская (БР) складчатые зоны; 6, 7 – Яно-Колымская складчатая система (ЯК), 7 – выступы кристаллического фундамента (Омолонский срединный массив). 8–14 – Корякско-Камчатская складчатая область: 8–11 – Западно-Корякская складчатая система: 8 – Тайгоносско-Мургалская (ТМ), 9 – Пенжинско-Анадырская (ПА), 10 – Пекульной-Золотогорская (ПЗ) и 11 – Корякская (КЗ) складчатые зоны; 12–14 – Олюторско-Камчатская складчатая система: 12 –

Приохотско-Укэляятская (ПУ) и 13 – Камчатско-Олюторская (КО) складчатые зоны, 14 – выступы метаморфического фундамента (СК – Срединно-Камчатский). 15–20 – наложенные структуры: 15–19 – вулканогенные пояса (15 – Охотско-Чукотский, 16 – Пареньско-Анадырский, 17 – Западно-Камчатско-Корякский, 18 – Центрально-Камчатский, 19 – Восточно-Камчатский); 20 – впадины Охотско-Анадырской (ОА) рифтогенной системы, Центрально-Камчатский рифт (ЦК), Нижне-Анадырский прогиб (НА). 21–25 – структуры акватории: 21, 22 – Беринговоморская мегавпадина: 21 – унаследованные наложенные Хатырско-Мачевинская шельфово-склоновая (ХМ), Анадырская (Ан), Олюторско-Литкенская (ОЛ) шельфовые зоны, 22 – новообразованные глубоководные зоны Алеутской (Ал) и Командорской (Км) котловин; 23 – Охотоморская мегавпадина, унаследованные наложенные Западная Прикамчатская (ЗП) и Гижигинская (Гж) шельфовые зоны; 24, 25 – Северо-Западно-Тихоокеанская мегавпадина: 24 – унаследованная наложенная Восточно-Камчатская шельфово-склоновая зона (ВК), 25 – новообразованная зона Курило-Камчатского глубоководного желоба (КК). 26–28 – границы складчатых областей (26) и систем (27), складчатых зон и прочих структур (28)

среднетриасово-раннеюрские и среднеюрско-раннемеловые терригенно-вулканогенные в ассоциации с plutоническими комплексами образования разновозрастных островодужных систем [4].

Чукотская складчатая система расположена своей южной окраиной в северной части площади, отождествляется с одноименным континентальным блоком с мощным осадочным чехлом и состоит из Чаун-Чукотской и Анюйской складчатых зон. В строении *Чаун-Чукотской складчатой зоны* участвуют в разной степени дислоцированные преимущественно терригенные позднепермско-триасовые, вулканогенно-терригенные позднеюрско-неокомовые и раннемеловые комплексы. *Анюйская складчатая зона* сложена мощным интенсивно дислоцированным пермско-раннеюрским флишоидным комплексом пассивной континентальной окраины [4; 5].

Южно-Анюйская складчатая система представляет собой узкую линейную структуру между смежными Чукотской и Алазейско-Олойской складчатыми системами. Сложена интенсивно дислоцированными, выведенными вдоль разрывных нарушений на разные глубинные уровни океаническими комплексами офиолитовой ассоциации средней-поздней юры, а также микститовыми и флишоидно-турбидитовыми позднеюрско-раннемеловыми образованиями [4; 5; 16; 17].

В латеральном ряду структур, образующих Корякско-Камчатскую складчатую область мезозой и кайнозой, выделяются Западно-Корякская и Олюторско-Камчатская складчатые системы с общим северо-восточным простираем структурных элементов, конформных границе континент — Тихий океан, дискордантных структурам Верхояно-Чукотской складчатой области и осложненных поперечными трансформными зонами дислокаций.

Западно-Корякская складчатая система характеризуется континентальной земной корой и состоит из Тайгоносско-Мургальской, Пенжинско-Анадырской, Корякской и Пекульней-Золотогорской складчатых зон. *Тайгоносско-Мургальская складчатая зона* прослеживается вдоль северо-западной границы складчатой области. В ее строении участвуют вулканогенно-осадочные и вулканогенные в ассоциации с plutоническими образованиями познетриасового-раннемелового возрастного диапазона, относящиеся многими исследователями к комплексам Удско-Мургальской островодужной системы [5; 15]. По территории листов Q-59, P-58, 59 в сопряжении с Тайгоносско-Мургальской прослеживается *Пенжинско-Анадырская складчатая зона*. Ее выходы отмечены также на западном побережье п-ова Камчатка. *Корякская складчатая зона* занимает восточное, а *Пекульней-Золотогорская* — северо-восточное положения в структуре складчатой системы. В строении зон участвуют находящиеся в сложнейших тектонических взаимоотношениях разноформационные океанические комплексы, в том числе офиолитовой ассоциации от вендского до

юрско-мелового возраста, а также верхнетриасовые — неокомовые туфогенно-терригенные и меловые преимущественно терригенные отложения [4–6; 10; 11]. По мнению С. Д. Соколова [15], Корякская складчатая зона является самостоятельной складчатой системой.

Олюторско-Камчатская складчатая система кайнозойской складчатости охватывает южную часть Корякского нагорья и практически весь п-ов Камчатка. Она характеризуется континентальной и переходной земной корой и подразделяется на Приохотско-Укэляятскую и Камчатско-Олюторскую складчатые зоны. *Приохотско-Укэляятская складчатая зона* прослеживается вдоль западного берега Камчатского полуострова до побережья Берингова моря. В ее пределах вскрываются только верхнемеловые — палеоценовые преимущественно терригенные флишоидные отложения. *Камчатско-Олюторская складчатая зона* расположена юго-восточнее Приохотско-Укэляятской, охватывая обширную территорию юга Корякского нагорья и большую центральную и восточную части Камчатского полуострова. В строении зоны участвуют комплексы океанического палеобассейна и его окраины: вулканогенно-кремнистые, туфо-терригенные, терригенные меловые — нижнепалеогеновые отложения в ассоциации с мафит-ультрамафитовыми альпипотипными и концентрически-зональными plutоническими образованиями. Последние рядом исследователей (В. Д. Чехович, 1993; Л. М. Парфенов и др., 1993; О. В. Астраханцев и др., 1996; и др.) на основании геохимических характеристик отнесены к островодужным.

На юге Олюторско-Камчатской складчатой системы на стыке складчатых зон расположен *Срединно-Камчатский выступ метаморфического фундамента*, сложенный протерозойскими метаморфическими кристаллическими породами и меловыми гранитоидными и габбронорит-кортландитовыми интрузиями [7]. Рядом авторов совокупность метаморфических комплексов рассматривается в качестве меловых стратонтов с последующим их контактовым меловым и региональным эоценовым метаморфизмом (М. И. Кузьмин и др., 2013; М. И. Кузьмин, 2014; И. А. Тарарин и др., 2015; и др.). Выступу отвечает максимальная для Камчатки мощность консолидированной коры (32–36 км), и, вероятно всего, метаморфические комплексы слагают обособленный среди меловых океанических образований линейный меридионально-ориентированный тектонический блок шириной 50–70 км, прослеживающийся в глубинной структуре в северном направлении до границы листа N-57. В южном направлении его продолжение со смещением на восток предполагается под покровами Восточно-Камчатского вулканогенного пояса. Это подтверждается выходами палеозойских метаморфических пород на Ганальском выступе.

На складчатых структурах площади развиты образования нескольких наложенных вулканогенных поясов различного масштаба, возраста

и геодинамической природы. К зоне сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей приурочены образования *Охотско-Чукотского вулканогенного пояса* мелового возраста, сложенного континентальными вулканитами, дифференцированными от основного до кислого состава и ассоциирующими с ними многочисленными интрузиями. В нем проявляется продольная и поперечная зональность, отражающая связь с особенностями строения гетерогенного фундамента (В. Ф. Белый, 1963). Большинство исследователей связывают становление Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с развитием активной континентальной окраины андийского типа (Л. М. Парфенов, 1984; Н. И. Филатова, 1988; Л. П. Зоненшайн, Л. М. Натапов, 1990; и др.).

Западно-Камчатско-Корякский вулканогенный пояс маркирует развитие активной континентальной окраины с палеоцена до раннего миоцена, смещающаяся в сторону океана относительно Охотско-Чукотской активной окраины. Он залегает на складчатых структурах Западно-Корякской и Олюторско-Камчатской складчатых систем и сложен наземными вулканитами и интрузивными образованиями от основного до кислого состава. Пояс представляет собой островодужную (на юго-западе), переходящую в окраинно-континентальную (к северо-востоку), вулканогенную структуру [5; 6; 8; 10; 11], сопряженную в тыловой части на всем протяжении с Охотско-Анадырской рифтогенной системой. Вулканические фации последней слагают эоценовый *Пареньско-Анадырский вулканогенный пояс* [10; 11].

Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский вулканогенные пояса среднемиоцен-четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островодужной системы смещены еще юго-восточнее, залегают на складчатых структурах Олюторско-Камчатской складчатой системы и сложены дифференцированными базальт-андезит-риолитовыми вулканогенными образованиями в ассоциации с интрузиями. Отдельную группу составляют четвертичные вулканиты *Центрально-Камчатской рифтогенной структуры*, заложенной между Центрально- и Восточно-Камчатским вулканогенными поясами.

Заключение. При составлении фрагмента цифровых бесшовных карт м-ба 1 : 1 000 000 создана модель земной коры переходной зоны континент – океан для Чукотско-Корякско-Камчатского сектора Тихоокеанского складчатого пояса с целью уточнения тектонического районирования территории. Составлена схема глубинного строения в м-бе 1 : 10 000 000. Цифровая модель схемы содержит информацию о морфологии и глубине залегания главных структурных поверхностей – кровли и подошвы консолидированной коры, мощности коры в целом, а также составляющих ее частей (вулканогенно-осадочного, верхнего – гранитно-метаморфического и нижнего – гранулитно-базитового слоев).

Для построения схемы применен метод обобщения глубинных геофизических зондирований и увязки с помощью методики плотностного моделирования.

Примененная методика плотностного моделирования в пространстве между сейсмическими профилями дает возможность определить морфологию основных структурных глубинных поверхностей, представлять объемное изображение распределения плотности в отдельных блоках коры с выделением любых заданных изоплотностных поверхностей, что позволяет локализовать внутрикоровые структуры. Например, появилась возможность представить положение глубинных границ Омолонского и Срединно-Камчатского массивов.

Земная кора в регионе представлена тремя типами: океаническим, переходным и континентальным. Тип коры определяется ее мощностью, расслоенностью и соотношением мощностей консолидированной коры и ее нижнего слоя (коэффициент «базальтоидности» β).

Блоками океанического типа с мощностью коры 12–24 км сложены глубоководные котловины Берингова моря и фрагмент краевого океанического вала.

Кора переходного типа обладает мощностью 20–30 км и слагает блоки на окраине суши, шельфе и континентальном склоне Тихого океана и Берингова моря.

Наиболее распространена в регионе кора континентального типа, которая разделена на четыре подтипа. В коре мощностью 30–35 км, преимущественно с двухслойной консолидированной, выделяются подтипы с преобладанием гранулитно-базитового и гранитно-метаморфического слоев. Кора мощностью 35–40 км (преимущественно с двухслойной консолидированной) и более 40 км (преимущественно с трехслойной консолидированной) характеризуются преобладанием гранитно-метаморфического слоя.

Блокам с последним подтипом континентальной коры максимальной мощности отвечают мезозойды Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской (Тайгоносско-Мургальская складчатая зона) складчатых областей, перекрытые меловым Охотско-Чукотским вулканогенным поясом с мощным гранитоидным магматизмом. Юго-восточнее в районе распространения кайнозойда Корякско-Камчатской складчатой области в сторону Тихого океана происходит уменьшение мощности континентальной коры и ее смена переходной. В этом направлении наблюдается смещение во времени активной континентальной окраины, маркируемой положением Западно-Камчатско-Корякского (палеоген – ранний миоцен), Центрально- и Восточно-Камчатского (средний миоцен – квартал) вулканогенных поясов, залегающих на разновозрастных складчатых структурах и отражающих этапы становления гранитно-метаморфического слоя и наращивания континентальной коры [15].

1. Балеста С. Т. Земная кора и магматические очаги современного вулканизма. — М.: Наука, 1981. — 134 с.

2. Геология, полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 5: Арктические и дальневосточные моря. Кн. 2: Дальневосточные моря, их континентальное и островное обрамление / под ред. В. П. Орлова, В. К. Ротмана. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. — 303 с.

3. Глубинное зондирование Камчатки / Г. И. Аносов, С. К. Биккенина, А. А. Попов и др. — М.: Наука, 1978. — 134 с.

4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (Издание третье). Серия Чукотская. Лист Q-58 — Алискерово. Объяснительная записка / Е. П. Исаева, Т. В. Звизда, Е. И. Лазарева и др. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. — 371 с. + 4 вкл.

5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-59 — Марково. Объяснительная записка / Г. М. Малышева, Е. П. Исаева, Ю. Б. Тихомиров, Б. В. Вяткин. — СПб.: Картографическая фабрика, 2009. — 226 с. + 1 вкл.

6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-60 — Анадырь. Объяснительная записка / Е. П. Исаева, Т. В. Звизда, Д. Д. Ушакова и др. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. — 341 с. + 11 вкл.

7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист N-57 — Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка / Б. И. Сляднев, В. Н. Шаповаленко, Н. Ф. Крикун и др. — СПб.: Картографическая фабрика, 2006. — 376 с.

8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист O-57 — Палана. Объяснительная записка / Б. И. Сляднев, А. К. Боровцов, Ю. А. Бурмаков и др. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. — 296 с. + 7 вкл.

9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист O-58 — Усть-Камчатск. Объяснительная записка / Б. И. Сляднев, А. К. Боровцов, В. И. Сидоренко и др. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. — 256 с. + 9 вкл.

10. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист P-58 — Пенжинская губа. Объяснительная записка / Б. И. Сляднев, В. И. Сидоренко, Л. П. Сапожникова и др. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. — 384 с. + 8 вкл.

11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист P-59 — Пахахи. Объяснительная записка / А. В. Разумный, В. И. Сидоренко, Л. П. Сапожникова и др. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. — 323 с. + 11 вкл.

12. Кашубин С. Н. Карта мощности земной коры Циркумполярной Арктики / С. Н. Кашубин, О. В. Петров, Е. А. Андросов, А. Ф. Морозов, В. Д. Каминский, В. А. Поселов // Региональная геология и металлогения. — 2011. — № 46. — С. 5—13.

13. Сидоров М. Д. Плотностная модель Камчатского срединного массива // Камчатка-3: Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). Спец. вып. 31. — М.: Горная книга, 2016. — № 11. — С. 83—87.

14. Сидоров М. Д. Технология объемного изображения результатов глубинного плотностного моделирования геологических структур // Камчатка-3: Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-техниче-

ский журнал). Спец. вып. 31. — М.: Горная книга, 2016. — № 11. — С. 9—12.

15. Соколов С. Д. Очерки тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. — 2010. — № 6. — С. 60—78.

16. Соколов С. Д. и др. Тектоника Южно-Ануйской сuture (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. — 2015. — № 1. — С. 5—30.

17. Amato J. M., Toro J., Akinin V. V., Hampton B. A., Salnikov A. S., Tuchkova M. I. Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // Geosphere. — 2015. — Vol. 11, N 5. — Pp. 1—35. — doi: 10.1130/GES01165.1

18. Nurmukhamedov A. G., Sidorov M. D. Deep structure and geothermal potential along the regional profile set from Opala Mountain to Vakhil' River (Southern Kamchatka) // IOP Conference Series Earth and Environmental Science. — 2019. — Vol. 249. — doi: 10.1088/1755-1315/249/1/012041

1. Balesta S. T. Zemnaya kora i magmaticheskie ochagi sovremennogo vulkanizma [The Earth's crust and magma chambers of modern volcanism]. Moscow: Nauka. 1981. 134 p.

2. Geologiya, polezny'e iskopaemy'e Rossii. Tom 5. Arkticheskie i dal'nevostochny'e morya. Kn. 2. Dal'nevostochny'e morya, ih kontinental'noe i ostrovnnoe obramlenie [Geology, mineral resources of Russia. Vol. 5. Arctic and far Eastern seas. Book 2. Far Eastern seas, their continental and island framing]. St. Petersburg: VSEGEI. 2005. 303 p.

3. Anosov G. I., Bikkenina S. K., Popov A. A. i dr. Glubinnnoe zondirovanie Kamchatki [Deep sounding of Kamchatka]. Moscow: Nauka. 1978. 134 p.

4. Isaeva E. P., Zvizda T. V., Lazareva E. I. i dr. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1 : 1 000 000 (Izdanie tret'e). Seriya Chukotskaya. List Q-58 (Aliskerovo). Ob`yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (Third Edition). A Series of Chukotka. Sheet Q-58 (Aliskerovo). Explanatory note]. St. Petersburg: VSEGEI. 2019. 371 p. + 4 vkl.

5. Maly'sheva G. M., Isaeva E. P., Tixomirov Yu. B., Vyatkin B. V. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). List Q-59 — Markovo [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Sheet Q-59 — Markovo. Explanatory note]. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2009. 226 p. + 1 vkl.

6. Isaeva E. P., Zvizda T. V., Ushakova D. D. i dr. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Chukotskaya. List Q-60 — Anadyr' [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). A Series of Chukotka. Sheet Q-60 — Anadyr'. Explanatory note]. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2016. 341 p. + 11 vkl.

7. Slyadnev B. I., Shapovalenko V. N., Krikun N. F. i dr. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Koryaksko-Kuril'skaya. List N-57 — Petropavlovsk-Kamchatskij [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Koryaksko Series. Kamchatka. Sheet N-57 — Petropavlovsk-Kamchatsky. Explanatory note]. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2006. 376 p.

8. Slyadnev B. I., Borovczov A. K., Burmakov Yu. A. i dr. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Koryaksko-Kuril'skaya. List O-57 — Palana [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Koryak-Kuril Series. Sheet O-57 — Palana. Explanatory note]. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2013. 296 p. + 7 vkl.

9. Slyadnev B. I., Borovczov A. K., Sidorenko V. I. i dr. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Koryaksko-Kuril'skaya. List O-58 – Ust'-Kamchatsk [State geological map of the Russian Federation. The scale of 1:1,000,000 (third generation). Koryak-Kuril Series. Sheet O-58– Ust-Kamchatsk. Explanatory note]. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2013. 256 p. + 9 vkl.
10. Slyadnev B. I., Sidorenko V. I., Sapozhnikova L. P. i dr. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Koryaksko-Kuril'skaya. List P-58 – Penzhinskaya guba [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Series Koryak-Kuril. Sheet P-58 – Penzhinskaya guba. Explanatory note]. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2015. 384 p. + 8 vkl.
11. Razumny A. V., Sidorenko V. I., Sapozhnikova L. P. i dr. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Koryaksko-Kuril'skaya. List P-59 – Paxachi [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Koryak-Kuril Series. Sheet P-59 – Pakhachi. Explanatory note]. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2017. 323 p. + 11 vkl.
12. Kashubin S. N., Petrov O. V., Androsov E. A., Morozov A. F., Kaminsky V. D., Poselov V. A. Map of crust thickness of the Circumpolar Arctic. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2011. No 46, pp. 5–13. (In Russian).
13. Sidorov M. D. Density model of the median Kamchatka massif. *Kamchatka-3: Gornyj informacionno-analiticheskij byulleten' (nauchno-texnicheskij zhurnal). Special'nyj vy'pusk 31*. Moscow: Gornaya kniga. 2016. No 11, pp. 83–87. (In Russian).
14. Sidorov M. D. The technology of three-dimensional results image of the depth density modeling of geological structure. *Kamchatka-3: Gornyj informacionno-analiticheskij byulleten' (nauchno-texnicheskij zhurnal). Special'nyj vy'pusk 31*. Moscow: Gornaya kniga. 2016. No 11, pp. 9–12. (In Russian).
15. Sokolov S. D. Essays on the tectonics of the North-East of Asia. *Geotektonika*. 2010. No 6. Pp. 60–78. (In Russian).
16. Sokolov S. D. i dr. Tectonics of the South Anyui Suture (Northeast Asia). *Geotektonika*. 2015. No 1. Pp. 5–30. (In Russian).
17. Amato, J. M., Toro, J., Akinin, V. V., Hampton, B. A., Salnikov, A. S., Tuchkova, M. I. 2015: Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region. *Geosphere*. 11. 5. 1–35; doi: 10.1130/GES01165.1
18. Nurmukhamedov, A. G., Sidorov, M. D. 2019: Deep structure and geothermal potential along the regional profile set from Opala Mountain to Vakhil' River (Southern Kamchatka). *IOP Conference Series Earth and Environmental Science*. 249; doi:10.1088/1755-1315/249/1/012041

Сидоров Михаил Дмитриевич – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН (НИГТЦ ДВО РАН). Северо-Восточное шоссе, 30, а/я 56, г. Петропавловск-Камчатский, 683002, Россия. <smd52@mail.ru>

Разумный Алексей Васильевич – вед. специалист, ВСЕГЕИ¹. <Aleksey_Razumnyi@vsegei.ru>

Исаева Елена Петровна – вед. геолог, ВСЕГЕИ¹. <Elena_Isaeva@vsegei.ru>

Sidorov Michail Dmitrievich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading researcher, Scientific Research Geotechnological Centre FEB RAS (RGC FEB RAS). 30 Severo-Vostochnoe Shosse, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683002, Russia. PO Box 56. <smd52@mail.ru>

Razumny Alexey Vasilyevich – Leading specialist, VSEGEI¹. <Aleksey_Razumnyi@vsegei.ru>

Isaeva Elena Petrovna – Leading geologist, VSEGEI¹. <Elena_Isaeva@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., д. 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.

О возрастном и структурном соотношениях базитов и гранитов интрузива возвышенности Тулай-Киряка на Юго-Восточном Таймыре

Рассматривается строение пластообразной интрузии Тулай-Киряка на одноименной возвышенности Юго-Восточного Таймыра. Показано резкое различие строения западного и восточного флангов интрузии с полным выклиниванием базитов на востоке. Обосновывается интрузивный генезис кварцевых порфиров, внедрившихся в зоне разлома на границе пермских и триасовых отложений. Сделан вывод о разновозрастности базитов (пермских доскладчатых) и аляскитовых гранитов (позднетриасовых позднекладчатых) интрузии Тулай-Киряка. Присутствие обломков аляскитовых гранитов в дайке эруптивной брекчии, расположенной на 1000–1200 м ниже по разрезу от интрузии Тулай-Киряка, позволяет предполагать их глубинный источник, не связанный с этой интрузией. Отмечено большое содержание графита в кварцевых порфирах и кровле аляскитовых гранитов.

Ключевые слова: полуостров Таймыр, аляскитовый гранит, базит, кварцевый порфир, графит, эруптивная брекчия.

V. A. VINOGRADOV (VNIIOkeangeologia)

Basite and granite age and structural relationships in the intrusion of the Tulai-Kiryak Rise, Southeast Taimyr

The structure of the Tulai-Kiryak sheet-like intrusion of Southeast Taimyr is considered. The stark difference in the structure of the western and eastern flanks of the intrusion with complete pinching out of basite in the eastern part is shown. The intrusive genesis of quartz porphyry, which invaded the fault zone separating Permian and Triassic deposits, is substantiated. It was concluded that the age of basite (Permian, pre-orogenic) of the Tulai-Kiryak intrusion differs from that of alaskite granite (Late Triassic, late-orogenic). Fragments of alaskite granite in the eruptive breccia dyke located 1000 to 1200 m lower in the section from the Tulai-Kiryak intrusion suggests their deep source, not related to this intrusion. Abundant graphite in quartz porphyry and the roof of alaskite granite is noted.

Keywords: Taimyr Peninsula, alaskite granite, basite, quartz porphyry, graphite, eruptive breccia.

Для цитирования: Виноградов В. А. О возрастном и структурном соотношениях базитов и гранитов интрузива возвышенности Тулай-Киряка на Юго-Восточном Таймыре // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 82. — С. 83–87.

Возвышенность Тулай-Киряка расположена в 40 км восточнее озера Таймыр и граничит на юго-западе с озером Кунгасалах. В 1949 г. Ф. И. Иванов при проведении геологической съемки м-ба 1 : 1 000 000 установил на возвышенности Тулай-Киряка, наряду с базитами, крупнозернистые лейкократовые породы гранитного облика. Их взаимоотношение с базитами в отчете Ф. И. Иванова изложено противоречиво. С одной стороны, он пишет о постепенном переходе между ними, с другой — на геологической карте кислые породы показаны в виде секущей интрузии трещинного типа с резкими, почти вертикальными контактами. С тех пор и возник вопрос о дифференцированной интрузии Тулай-Киряка.

Впервые наиболее всесторонне и обстоятельно состав, строение и генезис интрузии рассмотрены в рукописной работе М. Г. Равича, Л. А. Чайки и Г. А. Быстровой в 1955 г. (фонды ВНИИОкеангеологии). В 1956 г. основные результаты этого исследования опубликованы М. Г. Равичем

и Л. А. Чайкой в Известиях АН СССР [3]. Через 34 года вышла монография В. В. Золотухина, в которой рассмотрены особенности дифференцированного интрузива Тулай-Киряка [1].

По мнению М. Г. Равича и Л. А. Чайки, интрузия Тулай-Киряка является продуктом гравитационно-кинетической дифференциации основной магмы с образованием серии пород от амфиболовых перидотитов до аляскитовых гранитов. Побочным продуктом этой дифференциации, по мнению авторов, служат покровы кварцевых порфиров, залегающие на границе пермских и триасовых отложений. Генетическая связь кварцевых порфиров с аляскитовыми гранитами указывает на возраст интрузии, датируемой границей перми и триаса. Глубина ее становления, судя по мощности перекрывающих пермских отложений, не превышает два километра.

В. В. Золотухин в своей монографии [1] приходит к выводу, что продукт камерной дифференциации — только ультрабазит-базитовый

и базитовый горизонты. Диоритовый горизонт представляет собой гибридный продукт взаимодействия отдифференцированной базитовой магмы с кислым терригенным материалом вмещающих пород, а мощный гранитный горизонт вообще не является дифференциатом интрузии, будучи продуктом переплавления осадочного терригенного материала вмещающих пород.

Как видим, существуют две резко различные точки зрения на происхождение гранитного горизонта интрузии Тулай-Киряка. По остальным вопросам геологического строения как самой интрузии, так и сопровождающих ее кварцевых порфиров никаких принципиальных расхождений нет.

Во всей достаточно длинной истории исследования интрузии Тулай-Киряка поражает постоянное игнорирование материалов геологической съемки м-ба 1 : 200 000, выполненной автором настоящей статьи в 1954 г. Результаты этой съемки были изложены в рукописном отчете в 1955 г. (фонды ВНИИОкеангеологии). Справедливости ради надо отметить, что М. Г. Равичем и др. этот отчет частично рассматривается, но никакой серьезной дискуссии по ряду вопросов геологического строения возвышенности Тулай-Киряка, кроме общих рассуждений, не приведено. Поэтому, несмотря на прошедшее очень длительное время, представляется интересным изложить в этой статье результаты исследований автора, освещающих историю формирования интрузии Тулай-Киряка и связанных с ней кварцевых порфиров несколько иначе.

Объективная причина расхождений между результатами геологосъемочных работ и целенаправленными тематическими исследованиями интрузии Тулай-Киряка заключается в разной методологии. Все тематические работы были сосредоточены в западной части интрузии и имели петрологическую направленность, тогда как геологическая съемка с присущей ей геологоструктурной направленностью была выполнена на всей площади возвышенности Тулай-Киряка. Основные результаты этой съемки применительно к строению и возрасту интрузии Тулай-Киряка и сопровождающих ее кварцевых порфиров сводятся к следующим положениям:

1. Интрузия Тулай-Киряка занимает пологосекущее положение (рис. 1). Она представляет пластообразное тело протяженностью около 20 км в широтном направлении. Ее мощность варьирует от 900 м на западе до 500 м на востоке, при этом резко меняется строение интрузии. На западе мощность базитовой и гранитной ее частей находится в равных соотношениях. На восточном фланге базитовая часть выклинивается, и на последних трех километрах в основании интрузии залегает пластина диоритоподобных пород мощностью 20–25 м, сменяясь выше аляскиновыми гранитами. Верхняя часть гранитного горизонта мощностью около 30 м насыщена графитом. Резко различное строение западного и восточного флангов интрузии Тулай-Киряка

было установлено впервые и лишь намного позже получило подтверждение, но, разумеется, без указания на результаты геологической съемки 1954 г. В. В. Золотухин в своей монографии ссылается по этому вопросу на Н. И. Коробову и др., не приводя эту работу в списке литературы (вероятно, это рукописный отчет). Данный факт, как отмечает В. В. Золотухин, явился одним из аргументов, позволивших ряду геологов предполагать для гранитов самостоятельный источник кислого расплава.

2. Кварцевые порфиры, выступающие на северном склоне возвышенности Тулай-Киряка, прослеживаются в широтном направлении в виде полосы делювиально-элювиальных развалов с разрозненными коренными выходами между обнажениями 1051 и 27, что составляет около 6 км. Наибольшая ширина этой полосы порядка 250–280 м наблюдается в обнажениях 1051 и 1055, а между ними в обн. 3 намечается ее пережим. Здесь ширина полосы кварцевых порфиров составляет не более 50–60 м. Кварцевые порфиры залегают в форме трещинной интрузии, внедрившейся по разлому, о чем говорит наличие «горячих» контактов по обе стороны от выходов этих пород.

Южный контакт интрузии прослеживается на всем протяжении между обнажениями 1055 и 1056 вдоль по долине глубокого распадка. В обн. 1055 на южном склоне распадка выступают окварцованные и пиритизированные песчаники серого цвета, слои которых падают по азимуту на северо-запад 331° под углом 85° . На противоположном склоне узкого распадка прослеживаются делювиальные свалы кварцевых порфиров светло-серого цвета, окрашенные с поверхности в оранжево-бурые цвета благодаря окислению рассеянной среди них мелкозернистой вкрапленности пирита. В кварцевых порфирах наблюдаются многочисленные слойки графита мощностью 1–3 мм, по которым устанавливаются микроскладки с размахом крыльев 3–4 см. Между обнажениями 1055 и 1056 по северному склону распадка продолжают делювиальные свалы кварцевых порфиров с графитизированными обломками вмещающих пород.

В свалах встречаются окварцованные вмещающие породы, часто содержащие инъекции кварцевых порфиров. Обнажение 1056 представлено небольшим коренным выходом брекчии вмещающих пород, сцементированной кварцевым порфиром. Среди светло-серой цементирующей массы отчетливо выделяются угловатые графитизированные обломки темно-серого цвета, сохраняющие иногда реликты слоистой текстуры.

Северный контакт интрузии выступает в обн. 1054, расположенном в верховьях небольшого распадка, обращенного на север. На левом склоне распадка среди делювиально-элювиальных развалов устанавливается незначительный коренной выход сильно перемятой породы темно-зеленого цвета массивной текстуры с раковистым изломом, содержащей многочисленные

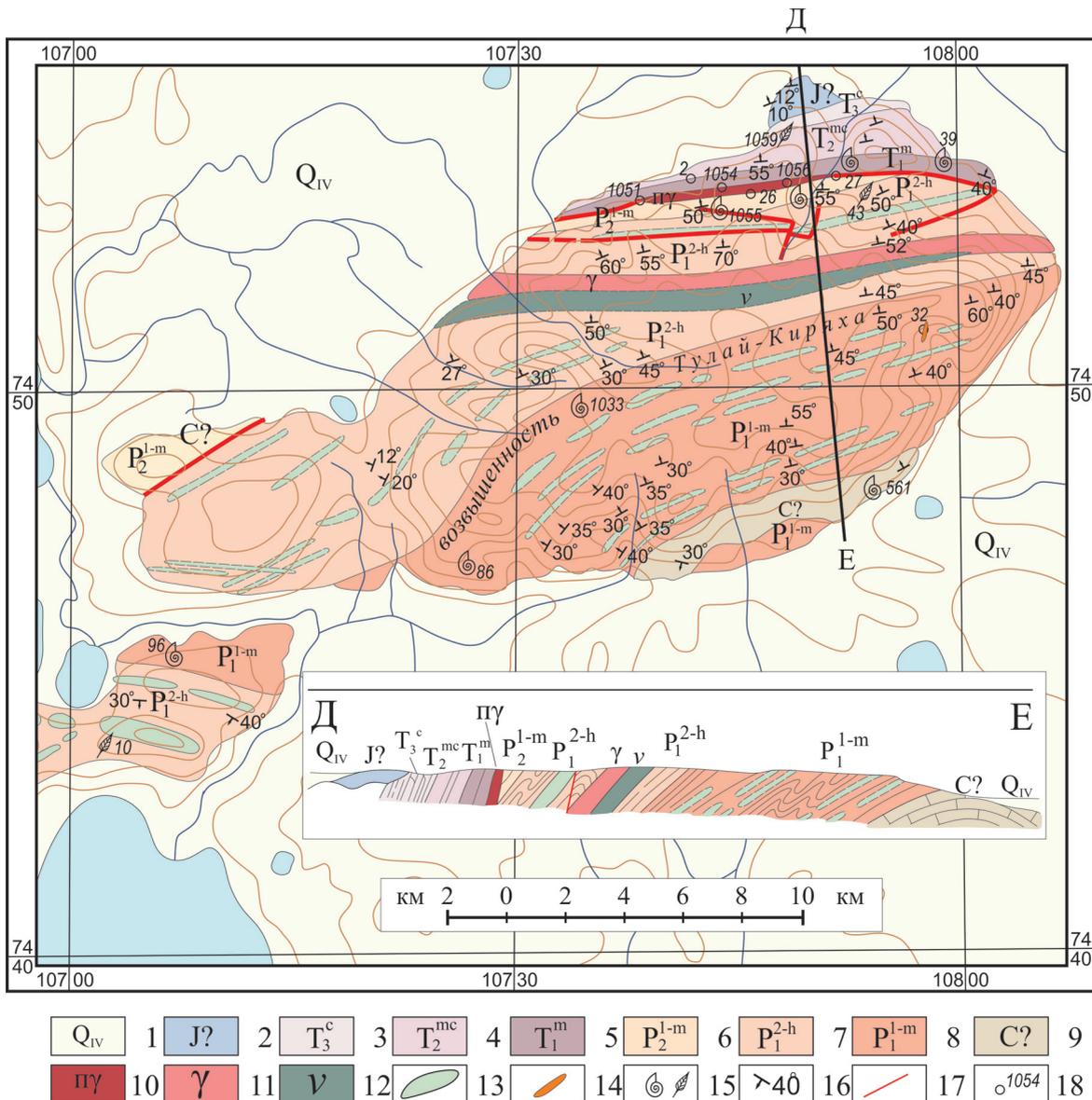


Рис. 1. Геологическая карта возвышенности Тулай-Киряка (Юго-Восточный Таймыр). Масштаб 1 : 200 000. Сост.: В. А. Виноградов, В. Н. Хорьков, 1955 г.

1 – четвертичные отложения; 2 – конгломераты, предположительно, юрского возраста; 3 – аргиллит-алевролитовая свита верхнего триаса; 4 – песчаниково-алевролитовая свита среднего триаса; 5 – алевролитово-песчаниковая свита нижнего триаса; 6 – межугленосная свита верхней перми; 7 – нижнеугленосная свита нижней перми; 8 – подугленосная свита нижней перми; 9 – известняки, предположительно, каменноугольного возраста; 10 – кварцевые порфиры; 11 – аляскитовые граниты; 12 – дифференциаты основных пород; 13 – долериты и габродолериты, слагающие многочисленные силлы и дайки; 14 – эруптивная брекчия аляскитовых гранитов и осадочных пород; 15 – места отбора фауны и флоры; 16 – элементы залегания; 17 – разрывные нарушения; 18 – обнажения и их номера, упоминаемые в тексте статьи

включения графита размером до 5 мм. На противоположном склоне распада прослеживаются делювиально-элювиальные развалы кварцевых порфиров с мелкой вкрапленностью пирита, при окислении которого породы окрашиваются в оранжево-бурые цвета.

Макроскопически кварцевые порфиры в свежем изломе обладают зеленовато-серой окраской. Породы насыщены очень мелкой и частой вкрапленностью пирита и содержат многочисленные включения графита. Они характеризуются порфировой структурой с микропойкилитовой или

микрофельзитовой структурой основной массы, представленной кварцем и полевыми шпатами примерно в равных количествах и составляющей 98–99 %. Кварц образует пятнистые участки, включающие пойкилитовые вроски микролитов полевого шпата, и оба минерала слагают крипнокристаллический агрегат. Среди основной массы наблюдаются редкие вкрапленники дипирамидального кварца и призматические агрегатные псевдоморфозы мелкочешуйчатого хлорита. Размер порфировых вкрапленников не превышает 2,0 мм.

Окварцованные песчаники в южном экзо-контакте интрузии обладают гранобластовой структурой и составом (%): кварц — 95, эпидот — 1–2, графит — 2–3. Изометричные зерна кварца размером 0,3–0,5 мм плотно примыкают друг к другу, но местами между ними встречается микрозернистый агрегат из зерен кварца, графита и лимонно-желтого эпидота. Крупные кварцевые зерна содержат тонкораспыленную вкрапленность высокопреломляющего желтоватого минерала, возможно, эпидота.

Порода из северного контакта интрузии кварцевых порфиров в обн. 1054 обладает бластопорфировой структурой с бластоофитовой структурой основной массы и минеральным составом (%): альбит 50, кварц 1–2, хлорит 15, эпидот 30, графит 2–3, пирит — ед. знач. Кроме того, в породе наблюдаются трещинки, выполненные карбонатом, и замещение последним вышеуказанных минералов.

Альбит образует беспорядочно ориентированные лейсты длиной 0,1–0,2 мм с извилистыми очертаниями и порфиоровые вкрапленники таблитчатой формы размером 0,5–0,6 мм. Вкрапленники альбита содержат обильные и очень мелкие зернышки эпидота. Кварц представлен редкими скоплениями изометричной формы до 0,2–0,3 мм в поперечнике. Хлорит выполняет промежутки между лейстами плагиоклаза в виде бледно-зеленого мелкочешуйчатого агрегата. Эпидот наблюдается в скоплениях призматических зерен среди альбита и хлорита и образует лучистые агрегаты в крупных пустотах вместе с графитом, а тот в свою очередь — крупные скопления до 3 мм в поперечнике и мелкорассеянную вкрапленность, тяготеющую к зернам эпидота.

Представленная порода характерна для хлорит-эпидотовой ступени метаморфизма в контактах гранитоидных интрузий, выделяемой Д. С. Коржинским [2].

На диаграмме парагенезисов хлорит-эпидотовой ступени метаморфизма, составленной Д. С. Коржинским (рис. 2), вышеописанная

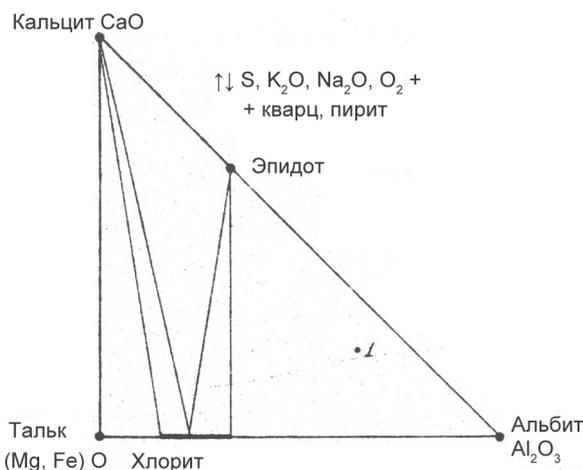


Рис. 2. Диаграмма парагенезисов хлорит-эпидотовой ступени метаморфизма. Точка 1 отвечает составу породы в обн. 1054

порода займет положение, отвечающее точке 1. При этой ступени метаморфизма «возникают псевдоморфозные (паразитарные) структуры, при которых контуры первичных зерен породы сохраняются, хотя и теряют свою определенность» [2].

Интрузивный характер залегания тела кварцевых порфиров, контролируемого сбросом на границе пермских и триасовых отложений, находит подтверждение в материалах геологической съемки. В экзоконтактах этой интрузии вмещающие породы падают на северо-северо-запад под углом 80°–85° либо принимают вертикальное залегание. В них часто наблюдаются зоны смятия и тектонические брекчии. Непосредственно севернее тела кварцевых порфиров нижнетриасовые породы падают на северо-запад 340° под углом 85°. В этих отложениях установлен покров базальтов мощностью 35 м.

Можно сделать вывод о тектоническом контакте между пермскими и триасовыми отложениями. Это крупный сброс, по которому и внедрилась интрузия кварцевых порфиров. Вулканиды нижнего триаса оказались в опущенном блоке, и только самый верхний покров базальтов остался на поверхности как свидетельство вулканизма на рубеже перми и триаса. Восточнее интрузии кварцевых порфиров линией сброса ограничено распространение пермских отложений (рис. 1).

Несмотря на различное представление о генезисе кварцевых порфиров, между автором статьи и остальными исследователями сохраняется единое мнение об их генетической связи с аляскистыми гранитами, высказанное впервые М. Г. Равичем и Л. А. Чайкой [3]. Такое мнение аргументировано не только близостью химического состава сравниваемых пород и некоторых их петрографических особенностей, но и насыщенностью графитом как верхней части горизонта аляскитовых гранитов, так и кварцевых порфиров.

Принимая во внимание генетическую связь аляскитовых гранитов и кварцевых порфиров и учитывая структурное положение последних, напрашивается вывод о поздне- или послескладчатом возрасте тех и других (конец триаса). В этой концепции гранитная часть интрузии Тулай-Киряка сильно оторвана во времени от базитовой (доскладчатой) ее части, поскольку доскладчатый возраст последней признается всеми исследователями.

3. Возвращаясь к изложению материалов геологической съемки м-ба 1 : 200 000, необходимо отметить еще один немаловажный факт. В одном из маршрутов вкрест простирания складчатой структуры в поле развития нижней перми (рис. 1) была обнаружена дайка эруптивной брекчии (обн. 32). По стратиграфическому разрезу она расположена примерно на 1000–1200 м ниже подошвы горизонта аляскитовых гранитов. Дайка мощностью 25–30 м простирается по азимуту на юго-запад 211° при видимой протяженности 500–600 м, падение ее вертикальное. Она сложена угловатыми обломками песчаников, темно-серых алевролитов и серовато-белых известняков

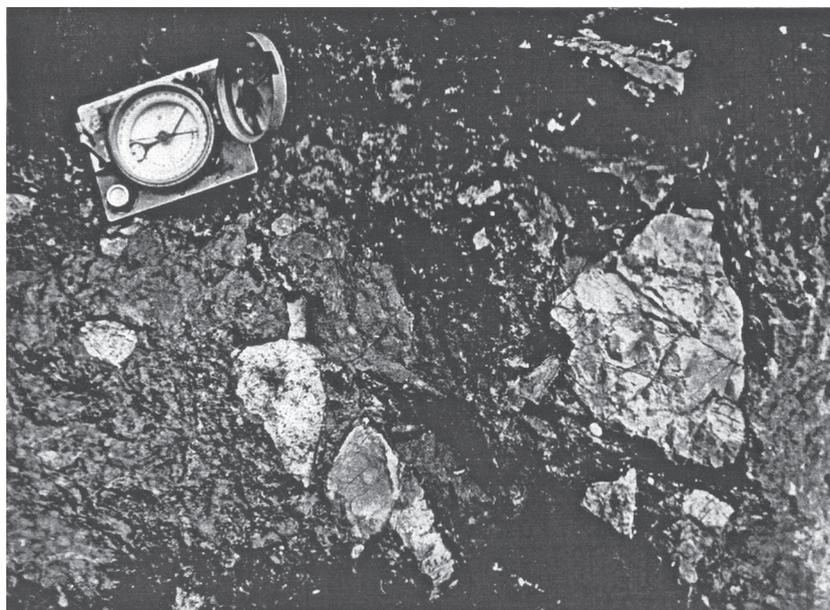


Рис. 3. Эруптивная брекчия из обн. 32. Фрагменты гранитоидов погружены в хлоритизированную матрицу с существенным участием измененного вулканического стекла

и аляскитовых гранитов, заключенных в темно-серый хлоритизированный матрикс, включающий существенное количество измененного вулканического стекла (рис. 3). Размер обломков достигает одного метра. Присутствие аляскитовых гранитов среди обломочной части брекчии указывает на их глубинный источник, по-видимому, непосредственно не связанный с пластообразным телом этих пород в кровле интрузии Тулай-Кирыка.

1. Золотухин В. В. Особенности дифференцированного интрузива Тулай-Кирыка на Таймыре. — Новосибирск: Наука, 1990. — 110 с.

2. Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. — М.: Изд-во АН СССР,

1948. — 148 с. — (Труды Института геологических наук. № 10. Серия рудных месторождений; вып. 68).

3. Равич М. Г., Чайка Л. А. Дифференцированная интрузия трапповой формации Таймырской складчатой области // Изв. АН СССР. Сер. Геология. — 1956. — № 1. — С. 50–64.

1. Zolotukhin V. V. Osobennosti differentsirovannogo intruziva Tulay-Kiryaka na Taymyre [Different intrusions of Tulay-Kiryak on the Taimyr]. Novosibirsk: Nauka. 1990. 110 p.

2. Korzhinskiy D. S. Petrologiya Tur'inskikh skarnovykh mestorozhdeniy medi [Petrology is a Turkic skeletal median]. Moscow: Izd-vo AN SSSR. 1948. 148 p. (Trudy Instituta geologicheskikh nauk; iss. 68).

3. Ravich M. G., Chayka L. A. Differentiated trap intrusion formations of the Taimyr folded area. *Izvestiya AN SSSR*. 1956. No 1, pp. 50–64. (In Russian).

Виноградов Владислав Александрович — канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. акад. И. С. Грамберга (ВНИИОкеангеология). Английский пр., д. 1, Санкт-Петербург, 190121, Россия. <okeangeo@vniio.ru>

Vinogradov Vladislav Aleksandrovich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean named after Igor Gramberg (VNIIOkeangeologia named after I. S. Gramberg). 1 Angliyskiy avenue, St. Petersburg, 190121, Russia. <okeangeo@vniio.ru>

**Дополнение к статье В. А. Виноградова
«О возрастном и структурном соотношениях базитов и гранитов
интрузива возвышенности Тулай-Кирыка на Юго-Восточном Таймыре»**

Статья В. А. Виноградова дополнена историей изучения базитов и гранитов возвышенности Тулай-Кирыка, последними результатами датирования U-Pb методом (SHRIMP), которые были получены при создании комплекта Гостгеолкарты-1000/3 этого региона. Обсуждаются проблемы происхождения гранитоидов интрузива и делается вывод о возможности их формирования путем анатексиса терригенных толщ перми, объясняющим возрастные датировки цирконов и насыщенность их графитом.

Ключевые слова: интрузив возвышенности Тулай-Кирыка, шрисгеймиты, граниты, цирконы, анатексис, графит.

V. F. PROSKURNIN, M. V. NAUMOV (VSEGEI)

**Addition to the article by V. A. Vinogradov
“Basite and granite age and structural relationships
in the intrusion of the Tulai-Kiryak Rise, Southeast Taimyr”**

The paper by V. A. Vinogradov's paper is added by the recent history of the Tulai-Kiryak intrusion study, results of U-Pb dating (SHRIMP) while compiling state geological maps-1000/3. Problems of the intrusive granitoids origin are discussed and a conclusion is drawn on the possibility of their formation as a result of anatexis of Permian terrigenous strata that explains the age datings of zircons and high graphite content in them.

Keywords: Tulai-Kiryak Rise intrusion, shrisgeimite, granite, zircons, anatexis, graphite.

Для цитирования: Проскурнин В. Ф., Наумов М. В. Дополнение к статье В. А. Виноградова «О возрастном и структурном соотношениях базитов и гранитов интрузива возвышенности Тулай-Кирыка на Юго-Восточном Таймыре» // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 82. – С. 88–90.

В сборнике представлена статья Владислава Александровича Виноградова – геолога-съемщика первого поколения 1950–1960-х годов, посвященная одному из уникальных геологических объектов Таймыра – Тулай-Кирыкскому интрузиву, состав которого меняется от ультрабазитов до гранитов. В. А. Виноградов приводит в ней свои геологические наблюдения и результаты петрографических исследований по материалам геологической съемки м-ба 1 : 200 000, выполненной автором в 1954 г.

В последующих работах М. Г. Равича, Л. А. Чайки и Г. А. Быстровой в 1955 г. (фонды ВНИИОкеангеологии, Санкт-Петербург), М. Г. Равича, Л. А. Чайки [8], Л. В. Махлаева, Э. Н. Линда, Н. И. Коробовой в 1972 г. (фонды КНИИГиМС, г. Красноярск), Д. В. Леньчука, Д. А. Додина, Н. Н. Нагайцевой и др. в 1989 г. (Отчет по объекту 8-8/87. Изучение ореолов и потоков рассеяния рудопроявлений Таймырского типа с целью разработки и внедрения в ЦАГРЭ ПГО «Севморгеология» комплекса геохимических критериев оценки никеленосности для выявления

локальных площадей, перспективных на богатые руды, меди и никеля. СПб.: фонды ВНИИОкеангеология), В. В. Золотухина [4], Д. А. Додина, Л. Л. Тарновецкого, Н. Н. Нагайцевой и др. [6], поисковых работах С. В. Макарова и др. в 1993 г. (Отчет о поисках сульфидных медно-никелевых руд в пределах Тулай-Кирыкского массива на Восточном Таймыре. Хатанга: фонды Полярной ГРЭ), Д. А. Додина [3], съемочных работах при составлении Гостгеолкарты-1000/3 [1; 2], результаты геологосъемочных работ 1954 г. В. А. Виноградова, В. И. Хорькова (Геологическое строение хребта Кирыка-Тас и возвышенности Тулай-Кирыка Юго-Восточного Таймыра. СПб.: фонды ВНИИОкеангеология) учтены весьма слабо или вообще не отражены.

Существует три точки зрения о происхождении гранитов в составе Тулай-Кирыкской интрузии. По мнению М. Г. Равича, Л. А. Чайки [8], Д. А. Додина и др. [3; 6], гранитоиды являются результатом расслоения за счет гравитационной дифференциации. В. М. Золотухин [4] обосновывает гибридный характер их происхождения

путем анатексиса вмещающих терригенных пород кровли под влиянием перегретой магнезиальной базитовой магмы. Л. В. Махлаев, Н. И. Коробова [5] считали, что габброиды и граниты — два самостоятельного сближенных во времени магматических тела, внедрившихся последовательно в единой геологической структуре, впоследствии Л. В. Махлаев отнес их к гранитоидам А-типа.

Выводы, полученные В. А. Виноградовым при полевых исследованиях в 1954 г., являются основополагающими для третьей точки зрения и первыми в доказательствах о самостоятельности гранитоидов в Тулай-Кирякском массиве. Они вполне логично на сегодняшний день объясняют и подтверждают точку зрения Л. В. Махлаева, Н. И. Коробовой и авторов листов Госгеолкарты-1000/3, листы S-48, 49 [1; 2].

На Госгеолкартах-1000/3 из состава рассматриваемой интрузии В. В. Межубовским, Н. Н. Нагайцевой, В. Ф. Проскурниным в 2006 г. по результатам поисковых буровых работ (см.: С. В. Макаров и др. Отчет о поисках сульфидных медно-никелевых руд в пределах Тулай-Кирякского массива на Восточном Таймыре. Хатанга: фонды Полярной ГРЭ, 1993) и опробования керн скважин А. В. Гавришем в Полярной ГРЭ, выделены два самостоятельных раннетриасовых комплекса: кряка-гасский перидотит-габбро-диоритовый и тулайский гранитовый. Н. Н. Нагайцевой [6] кряка-гасский комплекс относится к норит-кортландитовой формации (шрисгеймитовой), перспективной на выявление малосульфидного платинометалльного оруденения. Тулайская гранитная интрузия представляет собой мощное пластинообразное тело широтного простирания, погружающееся в северном направлении под углом 50°. Мощность интрузии возрастает в восточном направлении от 800 до 1200 м. Гранитоиды представлены достаточно однородными биотит-амфиболовыми лейкогранитами и гранитами. В верхнем экзоконтакте интрузии выделяется зона измененных пород мощностью до 300 м.

Из массива габброидов были выделены цирконы (обр. Т-4-10) с определенным U-Pb методом (SHRIMP) возрастом — 254 ± 2 млн лет, которые, судя по морфологии, обладают магматическим происхождением.

Из гранитоидов выделены цирконы из двух проб. В обр. Т-5-1 из гранита, а в обр. Т-5-11 из лейкогранитов выполнены 10 замеров зерен цирконов, давших конкордантный возраст в первом случае — $255 \pm 1,3$, во втором — $254,9 \pm 0,9$ млн лет. Морфология зерен циркона коррозионного типа резко отлична от цирконов из габброидов, не отвечает времени кристаллизации и, видимо, свидетельствует о длительности их преобразования. Полученные очень близкие возрастные датировки (254 ± 2 ; $255 \pm 1,3$; $254,9 \pm 0,9$ млн лет) могут рассматриваться как возраст кристаллизации основной магмы изучавшегося массива в конце поздней перми (предвятское время?) и времени изменения цирконов гранитоидов.

Тем не менее геологические данные этому противоречат. Кварцевые порфиры (по В. А. Виноградову) рассекают раннекиммерийские (средне-позднетриасовые) складчатые структуры, а гранитоиды [1; 2] пронизывают габброиды в скважинах. В листах Госгеолкарты-1000/3 для них был принят условно раннетриасовый возраст. Авторы же настоящей заметки считают их средне-позднетриасовыми в соответствии с геологическими наблюдениями. Полученные датировки гранитоидов ставятся под сомнение и требуют дальнейшего объяснения. Возможно, выводы В. М. Золотухина [4] о формировании гранитоидов путем анатексиса терригенных толщ перми наиболее близки к объяснению их возрастных датировок. Об этом же свидетельствуют данные В. А. Виноградова о насыщенности гранитов графитом, своеобразном флюидном режиме становления базитовой интрузии и возможности переплавления осадочного терригенного материала, содержащего детритовые пермские цирконы, которые изменены при анатексисе, но сохраняют позднепермский возраст.

Статья В. А. Виноградова, несомненно, актуальна и в какой-то мере является обоснованием для дальнейших углубленных исследований, в частности постановки ГДП-200, ориентированной на выявление и локализацию как традиционных платиноидно-медно-никелевых видов полезных ископаемых, так и новых, связанных с эруптивными брекчиями, не исключаящих флюидно-эксплозивный генезис последних и потенциальную алмазность территории [7].

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист S-48 — оз. Таймыр (восточная часть). Объяснительная записка / В. Ф. Проскурнин, А. В. Гавриш, В. В. Межубовский и др. — СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. — 253 с. + 5 вкл.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыр-Североземельская. Лист S-49 — Хатангский залив. Объяснительная записка / В. Ф. Проскурнин, А. В. Гавриш, В. В. Межубовский и др. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. — 275 с. + 12 вкл.

3. Додин Д. А. Металлогения Таймыро-Норильского региона (север Центральной Сибири). — СПб.: Наука, 2002. — 822 с.

4. Золотухин В. В. Особенности дифференцированного интрузива Тулай-Кряка на Таймыре. — Новосибирск: Наука, 1990. — 110 с.

5. Махлаев Л. В., Коробова Н. И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. — Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1972. — 130 с.

6. Петрогенезис расслоенных никеленосных интрузий Таймыра / Д. А. Додин [и др.] // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1992. — № 7. — С. 45–65.

7. Потенциально алмазносные раннемезозойские инъекционные брекчии Восточного Таймыра / В. Ф. Проскурнин [и др.] // Региональная геология и металлогения. — 2017. — № 72. — С. 78–90.

8. Равич М. Г., Чайка Л. А. Дифференцированная интрузия траптовой формации Таймырской складчатой области // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1956. — № 1. — С. 50–64.

1. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). List S-48 – oz. Taymyr (vostochnaya chast'). Ob'yasn. zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Sheet S-48 – Lake Taimyr (eastern part). Explanatory note]. Eds.: V. F. Proskurnin, A. V. Gavrish, V. V. Mezhubovskiy i dr. St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 2009. 253 p. + 5 vkl.
2. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Taymyro-Severozemel'skaya. List S-49 – Khatangskiy zaliv. Ob'yasn. zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Series Taimyr-Severozemel'skaya. Sheet S-49 – Khatanga Bay. Explanatory note]. Eds.: V. F. Proskurnin, A. V. Gavrish, V. V. Mezhubovskiy i dr. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2013. 275 p. + 12 vkl.
3. Dodin D. A. Metallogeniya Taymyro-Noril'skogo regiona (sever Tsentral'noy Sibiri) [Metallogeny Taimyr-Norilsk Region (North Siberia)]. St. Petersburg: Nauka. 2002. 822 p.
4. Zolotukhin V. V. Osobennosti differentsirovannogo intruziva Tulay-Kiryaka na Taymyre. [Different intrusions of Tulai-Kiryak on the Taimyr]. Novosibirsk: Nauka. 1990. 110 p.
5. Makhlaev L. V., Korobova N. I. Geneticheskie granitoidnye ryady dokembriya Taymyra [Genetic granitoid series of the Precambrian Taimyr]. Krasnoyarsk, 1972. 130 p.
6. Dodin D. A., Tarnovetskiy L. L., Nagaytsev N. N. Petrogenesis of stratified Nickel-bearing intrusions of Taimyr. *Izvestiya AN SSSR*. 1992. No 7, pp. 45–65. (In Russian).
7. Proskurnin V. F., Gavrish A. V., Mezhubovskiy V. V. Potentially diamondiferous Early Mesozoic injection breccias of East Taimyr. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2017. No 72, pp. 78–90. (In Russian).
8. Ravich M. G., Chayka L. A. Differentiated trap intrusion formations of the Taimyr folded area. *Izvestiya AN SSSR*. 1956. No 1, pp. 50–64. (In Russian).

Проскурнин Василий Федорович – доктор геол.-минерал. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <Vasily_Proskurnin@vsegei.ru>
Наумов Михаил Виленич – канд. геол.-минерал. наук, и. о. зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <Mikhail_Naumov@vsegei.ru>

Proskurnin Vasily Fedorovich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department, VSEGEI¹.
<Vasily_Proskurnin@vsegei.ru>

Naumov Mikhail Vilenovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department, VSEGEI¹.
<Mikhail_Naumov@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.
A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.

Методические рекомендации по выявлению перспективных площадей распространения сероводородных вод

В статье изложена разработка методических рекомендаций по выявлению перспективных площадей распространения сероводородных вод в пределах артезианских бассейнов. Для этого необходимо определить специфическую природно-геологическую обстановку в соответствии с разработанными методическими положениями. Рекомендуются исследования без дорогостоящих полевых и буровых работ на основе фондовой информации. Все геологические (литолого-фациальные, геолого-структурные, гидродинамические, геотермические и геохимические) исследования проводятся на основе результатов геологоразведочного бурения и методов геофизики (сейсморазведки, электроразведки и термометрии), выполненных во время разведки нефтегазовых месторождений.

Ключевые слова: артезианский бассейн, окислительная реакция, водонапорная система.

M. R. ZHURAEV (SE «Institute GIDROINGEO», Uzbekistan)

Methodological guidelines for identifying areas promising for hydrogen sulfide water

The article describes the development of guidelines for identifying areas promising for hydrogen sulfide water within artesian basins. In order to do that, it is necessary to determine the specific natural-geological setting in compliance with the developed methodological provisions. It is recommended to conduct studies without expensive field and drilling operations based on information obtained in previous years. All geological (lithological-facies, geological-structural, hydrodynamic, geothermal and geochemical) studies are based on results of geological exploration drilling and interpretation of results of geophysical surveys (seismic exploration, electrical exploration and thermometry) performed during the exploration of oil and gas fields.

Keywords: artesian basin, oxidative reaction, water pressure system.

Для цитирования: Жураев М. Р. Методические рекомендации по выявлению перспективных площадей распространения сероводородных вод // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 82. — С. 91–102.

Введение. В мировой практике вопросы поиска, прогнозирования и проведения геологоразведочных работ по выявлению новых месторождений минеральных вод всегда были актуальны. На сегодня разработка научного обоснования критериев оценки закономерностей формирования и прогноза различных типов лечебных минеральных вод — одно из приоритетных направлений. В этом аспекте вопросам изучения условий формирования минеральных вод, установления перспективных площадей, границ их распространения, водообильных участков, мест заложения высокопроизводительных скважин уделяется особое внимание. В то же время выявление перспективных площадей сероводородных и других имеющих лечебные свойства минеральных вод без проведения дорогостоящих геологоразведочных работ на основе анализа ранее проделанных геологических и геофизических (в целях поиска нефти и газа) и внедрение такого метода в производство является актуальной проблемой науки и практики. Решение вышеперечисленных задач позволит повысить

рентабельность производственных гидрогеологических предприятий.

В статье рассматриваются вопросы методики проведения исследований при поисках сероводородных вод по комплексу гидрогеохимических и гидрогеофизических данных. Рекомендации разработаны на основе комплекса методов, включающего научный анализ разрозненных фактических материалов, разведочных исследований, проведенных гидрогеологическими и нефтегазовыми организациями, в т. ч. анализ и переинтерпретация материалов электроразведки (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП), сейсморазведки (ОГТ), геофизических исследований скважин и гидрогеологическое опробование отдельных интервалов разреза скважин на примере антиклинальной структуры Ферганского артезианского бассейна. И. М. Мелькановицкий, Г. С. Вартамян, З. А. Водоватова предложили применять геофизические методы при проведении поисков и разведке минеральных вод на территории России [1; 11].

Основные закономерности распространения и формирования сероводородных вод в осадочной

толще пород определяются сложным комплексом геологических факторов и естественно-природных условий. В системе артезианских вод сероводородные приурочены к восстановительной геохимической обстановке в зоне развития анаэробных процессов. К особенностям условий формирования сероводородных вод, определяющих общие закономерности их размещения в осадочных породах, относятся: 1) литолого-фациальный состав водовмещающих пород, в первую очередь наличие сульфатсодержащих отложений и нефтегазоносных комплексов; 2) геоструктурные условия и стратиграфическая приуроченность; 3) гидрогеохимическая обстановка; 4) гидродинамические условия; 5) геотермическая обстановка [7–9]. В настоящее время есть информация о наличии сероводородной воды в Ферганском, Сурхандарьинском и Бухаро-Каршинском нефтегазоносных регионах [3–6]. Геологическая обстановка здесь резко различается. Следовательно особенности формирования сероводородных вод обладают специфическими признаками, которые необходимо уточнить. На основе их уточнения создается возможность выявления перспективных регионов, в которых распространяются сероводородные воды. Появилась возможность решения этой задачи на основе гидрогеологической интерпретации геофизических данных по ранее проведенным геолого-геофизическим работам с целью поиска нефти и газа.

Условия образования сероводорода. Области распространения сероводородных вод обычно приурочены к нефтегазоносным (или перспективным на нефть) бассейнам платформенных и складчатых областей, в разрезе которых развиты эвапоритовые отложения. Наибольшее количество сероводорода наблюдается в водах открытых и разрушающихся нефтяных месторождений, т. е. там, где имеется связь с поверхностными водами [12]. Распространение сероводорода, как правило, зависит от развития в воде сульфатредуцирующих бактерий, но в некоторых гидрогеологических закрытых структурах с высоким содержанием сероводорода они не обнаружены. Это дало основание микробиологам утверждать, что процесс сульфатредукции осуществляется только при наличии водообмена. В процессе жизнедеятельности сульфатвосстанавливающих бактерий используют сульфаты различных минералов (гипса, барита, целестина и др.) и органические соединения [13; 14]. Реакция идет по схеме:



В 1950–1960-х годах с целью поиска нефти и газа в Ферганской впадине проведены геологоразведочные исследования в региональном масштабе. В результате были выявлены многие нефтегазоносные месторождения палеогена. Во время разведки попутно обнаружены сероводородные воды в некоторых нефтегазоносных месторождениях [15; 16].

Задачи исследования. I. Изучение и анализ природно-геологических факторов для выявления особенностей формирования перспективных скоплений сероводородных вод в пределах артезианского бассейна. При изучении месторождений минеральных вод в большинстве случаев используются не результаты специальных полевых работ, а материалы прежних нефтегазоразведочных исследований. Для прогнозирования перспективности формирования сероводородной воды в определенном регионе (артезианском бассейне или горной зоне) необходимо провести изучение комплексных геологических факторов в региональном масштабе. На основе гидрогеологической интерпретации геологических и геофизических данных есть возможность выявления специфических признаков, которые имеют важное значение для формирования сероводородной воды.

Гидрогеохимические исследования. С целью выявления восстановительных геохимических процессов региона анализируется химический состав пластовых вод, опробованных на различных интервалах в скважинах изучаемой площади. Используется основной материал ранее проведенных работ, изучается гидрогеологическая часть отчета для поиска нефти и газа. Рассматриваются и анализируются гидрогеохимические показатели: тип воды, минерализации, концентрации водорода (pH), величины окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и концентрации сероводорода, пластовой воды, опробованной в интервалах скважин локального и регионального масштаба.

Согласно классификации минеральной лечебной воды, бальнеологические особенности концентрации сероводорода в пластовых водах начинаются с 10 мг/л [10]. Поэтому выбираются скважины, в которых отмечается большое количество сероводорода. На основе выбранных скважин выделяется первоначальный участок распространения сероводородной воды.

Литолого-фациальные исследования. Один из основных специфических признаков формирования сероводородных вод — наличие нефтеносных и эвапоритовых толщ. Для изучения литолого-фациального фактора региона необходимо обратиться к данным геолого-буровых работ. В основном сероводородные воды формируются на нефтегазоносных месторождениях. В прошлые годы с целью поиска нефти и газа проведены геологоразведочные работы регионального масштаба и пробурены глубокие скважины на отдельных площадях. Опробованы интервалы в скважинах и составлены их геолого-технические разрезы. В результате сопоставления геолого-технических разрезов опорных скважин на площади появилась возможность изучения литолого-фациальных факторов региона.

Например, для изучения сульфатсодержащих пород взяты водовмещающие породы палеогена по ярусам, согласно схеме О. С. Вялова (бухарский, сузакский, алайский, туркестанский, риштанский, исфаринский, ханабадский и сумсарский)

и на основе сопоставления палеогеновых отложений Ферганы, по данным А. Р. Ходжаева (рис. 1) [17]. X пласт бухарского и VI пласт туркестанского яруса состоит из гипса и ангидрита, а также глины с прослоями гипсов в сузакском ярусе отложений палеогена в Ферганской впадине. Сульфатсодержащие породы (гипс и ангидрит) контактируют с водоносными горизонтами. Мощность палеогеновой толщи относительно меньше на северном борту впадины, чем южном, однако сульфатсодержащий пласт присутствует на всех регионах впадины. Для сопоставления областей распространения сероводородных вод с нефтегазоносными территориями и галогенными формациями нами составлена карта основных областей распространения сероводородных вод в пределах Ферганской впадины (рис. 2). На карте отмечены территории установленного развития сероводородных вод и их границы, соответствующие распространению эвапоритовых осадков водовмещающих пород палеогена, окончатых выработанными и действующими нефтегазоносными месторождениями, перспективными на сероводородные воды Ферганской впадины. Выработанные и действующие нефтегазоносные месторождения, приуроченные к палеогену, расположены в юго-западной и юго-восточной частях, в районе центрального грабена, северного борта и северо-восточной части впадины. Сероводородные воды формируются в нефтегазоносных месторождениях юго-западной – Шорсу, Оби-Шифо и Ким; центральной – Северный Сох, Чонгара-Гальча, Сарыкамыш, Сарыток, Северный Риштан, Чимион и Кашкаркыр; юго-восточной – Западный Палванташ, Палванташ, Андижан, Ходжаабат, Южный Аламышик и Чангырташ; и северо-восточной – Избаскент и Майлису IV – частях Ферганской впадины. Как видно на карте, распространение сероводородных вод теснейшим образом связано с территориями совместного развития галогенных пород и нефтегазоносных комплексов. Поскольку под термином парагенеза (парагенезиса) понимается совместное нахождение минералов или химических элементов, связанных генетически, то это карта парагенеза сероводородных вод с эвапоритами и нефтегазоносными комплексами. Следовательно окислительная реакция осуществляется за счет процесса вымывания в сульфатсодержащей, а восстановительная реакция водорода – с помощью сульфатредуцирующих бактерий в нефтеносной толще. При отсутствии одного из необходимых условий (сульфатов и нефтяной органики) сероводородные воды высокой концентрации не формируются.

При формировании сероводородных вод кроме сульфатсодержащих отложений и нефтегазоносных комплексов необходимо осуществление специфических особых условий: тектонические нарушения; залегание толщи вблизи поверхности; наличие напорных вод и восстановительных геохимических процессов; термальность воды. Поэтому сероводородные

воды присутствуют не на всех выявленных нефтегазоносных месторождениях. Территории Северного борта, Центрального грабена и некоторые нефтегазоносные месторождения южной части впадины практически бесперспективны на сероводородные воды из-за отсутствия комплексных специфических природных условий формирования сероводородной воды.

Геолого-структурные исследования. С целью поиска нефти и газа в пределах региона проведены детальные сейсморазведочные работы методом ОГТ. Со стороны нефтяных геофизиков составлены обобщенные структурные карты по кровле нефтеносных горизонтов, приведены все структурно-тектонические элементы (разрывные нарушения, складчатые структуры, выход фундамента на дневной поверхности, рельеф по кровле продуктивного пласта). Геолого-структурные условия имеют значение для формирования сероводородной воды по регионам. Необходимые критерии определяются при интерпретации сейсморазведочных данных с точки зрения гидрогеологии. Во время интерпретации необходимо рассчитывать и уточнять следующие важные признаки: направления тектонических нарушений (продольное или поперечное); глубина залегания продуктивной толщи (ближе к поверхности земли или более глубокое); уклон рельефа кровли продуктивного горизонта и расстояния между областью питания изучаемого региона (резкого характера или пологого).

Например, Ферганская межгорная впадина по структурно-тектоническому строению разделяется на три части: южный и северный борта и центральный грабен. Наибольшее количество нефтяных месторождений расположено в южной части Ферганской впадины. Южный борт впадины ограничивается Южно-Ферганским разломом с юга и Карачатыр-Сурентюбинской барьерной грядой с юго-востока. Южный борт и центральный грабен пересекают глубокий тектонический разлом и Андижанскую флексуру. Все нефтяные месторождения (Чонгара, Северный Сох, Чимион, Палванташ, Андижан, Ходжаабат и Южный Аламышик), в которых обнаружены сероводородные воды, составляют асимметричную антиклинальную выдвинутую складчатую структуру (рис. 3). В каждом месторождении отмечается продольный тектонический разлом, благодаря чему происходят взбросо-надвиговые нарушения, т. е. наблюдается смещение слоев. Изучаемый продуктивный нефтеносный пласт, где обнаружены сероводородные воды, залегает на глубине 100–1100 м по абсолютной отметке. Выявлено, что все элементы структур создают возможность формирования сероводородных вод в этом регионе. Благодаря продольным тектоническим нарушениям происходят гидродинамические процессы, и инфильтрационные воды просачиваются до нефтеносных горизонтов. Экспериментально установлено, что в процессе инфильтрационного водообмена в течение длительного геологического времени растворенный свободный кислород

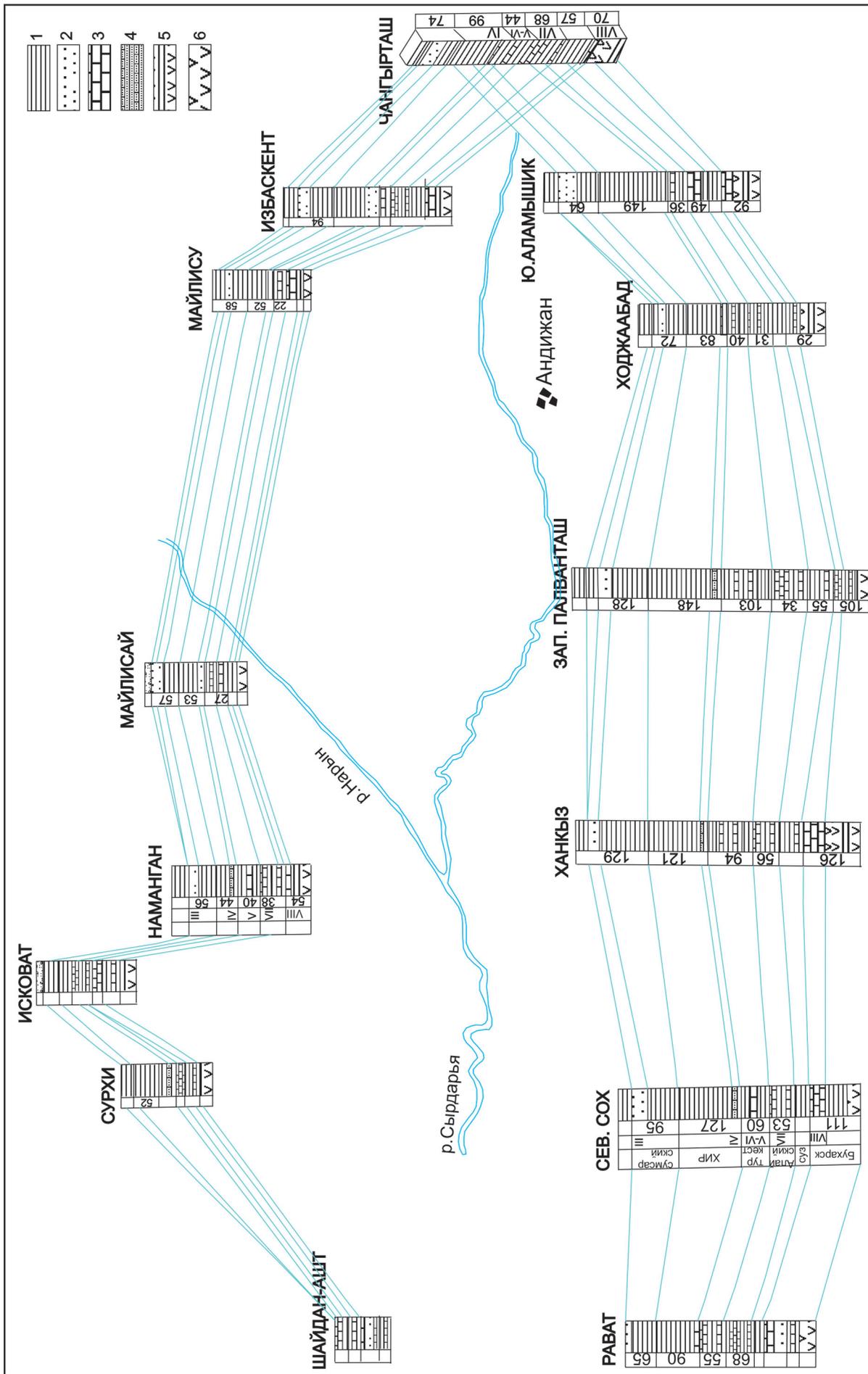
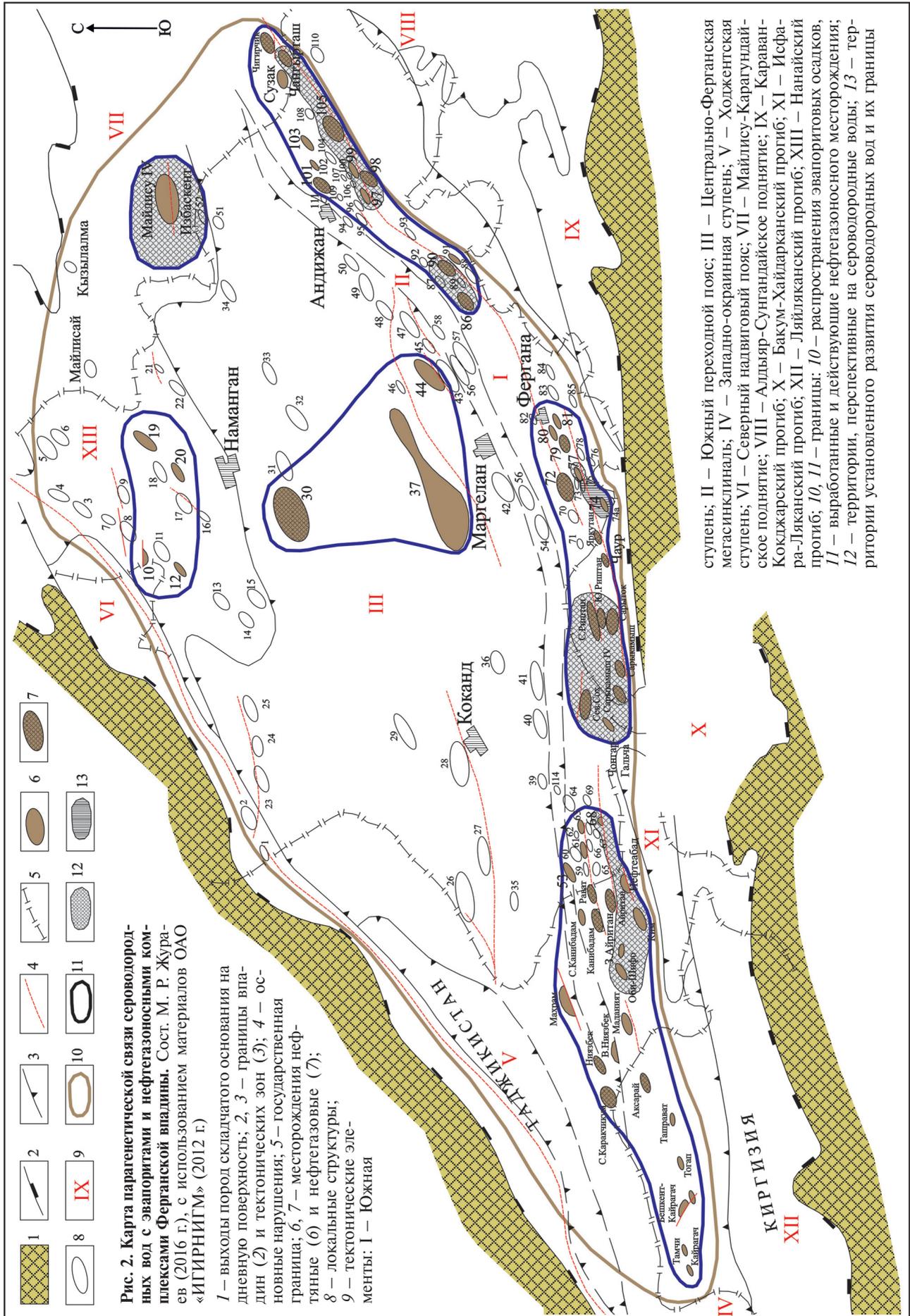


Рис. 1. Сопоставление палеогеновых отложений Ферганы. Сост. А. Р. Ходжаев, 1967 г.
 1 – глина; 2 – песчаник; 3 – известняк; 4 – мергель; 5 – известняки; 6 – глины



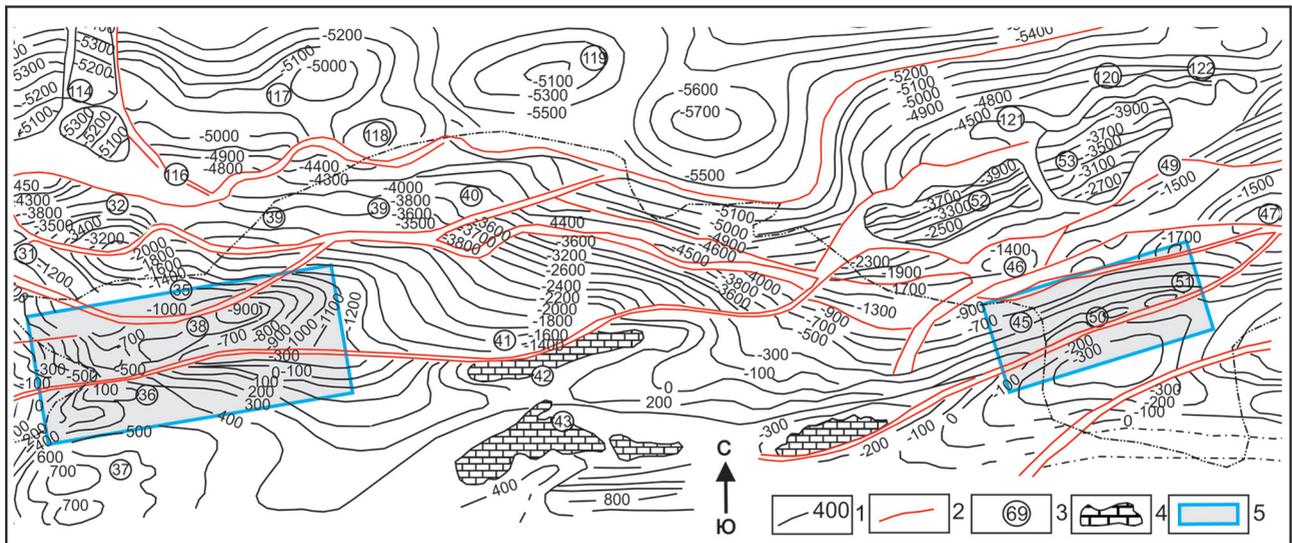


Рис. 3. Структурная карта по кровле известняков туркестанских слоев палеогена Ферганской впадины (юго-западная часть) с выделением перспективных участков на сероводородные воды. Сост. М. Р. Жураев (2016 г.), с использованием материалов Д. Т. Халилова (ОАО «Узбекгеофизика», 2006 г.)

1 – изогипсы по кровле V пласта; 2 – разрывные нарушения; 3 – номера локальной структуры (36 – Чонгара, 38 – Северный Сох, 45 – Чимион, 50 – Гулькуча, 51 – Кашкаркыр). На дневной поверхности: 4 – палеоген; 5 – участки работ

проникает на значительные глубины (до 2 км и более) и распространяется по проницаемым пластам на расстояние до десятков километров [2]. В нефтеносных месторождениях, где формируются сероводородные воды, продуктивный горизонт залегает близко к поверхности земли, что обеспечивает его кислородом и усиливает процесс сульфатредукции за счет проникновения инфильтрационных вод через тектонические разломы (рис. 3). К северу глубина залегания понижается от –2500 до –5700 м. Так, по причине глубокого нахождения продуктивных горизонтов в нефтеносных месторождениях Джоханабад и Хартум они не обеспечиваются кислородом, поэтому не происходят сульфатредукционные процессы, т. е. наблюдается отсутствие сероводородной воды. Следовательно, за счет глубокого нахождения продуктивного горизонта палеогена на территории центрального грабена и северного борта впадины не формируются сероводородные воды. Область питания сероводородных вод находится на юге Туркестанского и Алайского хребтов. Расстояние между областью питания изучаемой антиклинальной структурой составляет 15–20 км с крутого склона.

Гидродинамические исследования. На основе метода вертикального электрического зондирования есть возможность выявления характера водонапорной системы в пределах региона. Поэтому необходимо обращаться к фондовым материалам и обобщить ранее проведенные электроразведочные работы регионального масштаба с целью поиска нефти и газа. Проводится количественная и качественная интерпретации и строятся разрезы: физико-геологический и кажущегося сопротивления (КС). По теории электроразведки, кажущееся сопротивление в относительно

водопроницаемых породах увеличивается, а в водоупорных породах или толщах, содержащих высокоминерализованные воды и рассолы, уменьшается до незначительных величин. На основе составленных разрезов физико-геологических и КС можно оценить характер водонапорной системы с точки зрения гидрогеологии по регионам, если региональный электроразведочный профиль был расположен между областью питания и изучаемой структурой. Отметим следующие признаки: наличие продольного тектонического нарушения, залегание пласта с уклоном к нему; сопротивления породы в интервале от области питания до нарушения имеют большую величину; после тектонического нарушения сопротивления сразу уменьшаются на незначительную величину. После обобщения этих признаков делаются следующие выводы: за счет наличия продольного тектонического нарушения происходит смещение пластов, и в результате направляющие пластовые воды переходят в напорные, т. е. разгружаются на поверхность земли. Следовательно в интервале разреза от области питания до тектонического нарушения водонапорная система считается активной.

Например, по электроразведочным работам методом ВЭЗ с целью поисков залежей нефти в юго-восточной части Ферганской впадины проведен анализ для выявления гидродинамической составляющей подземных вод, так как профили ВЭЗ расположены между областью питания и изучаемыми нефтяными месторождениями (рис. 4). Первичные материалы проинтерпретированы и по ним составлены разрезы: физико-геологический и КС, проанализированные по профилю VIa. По теории электроразведки, кажущееся сопротивление в относительно водопроницаемых

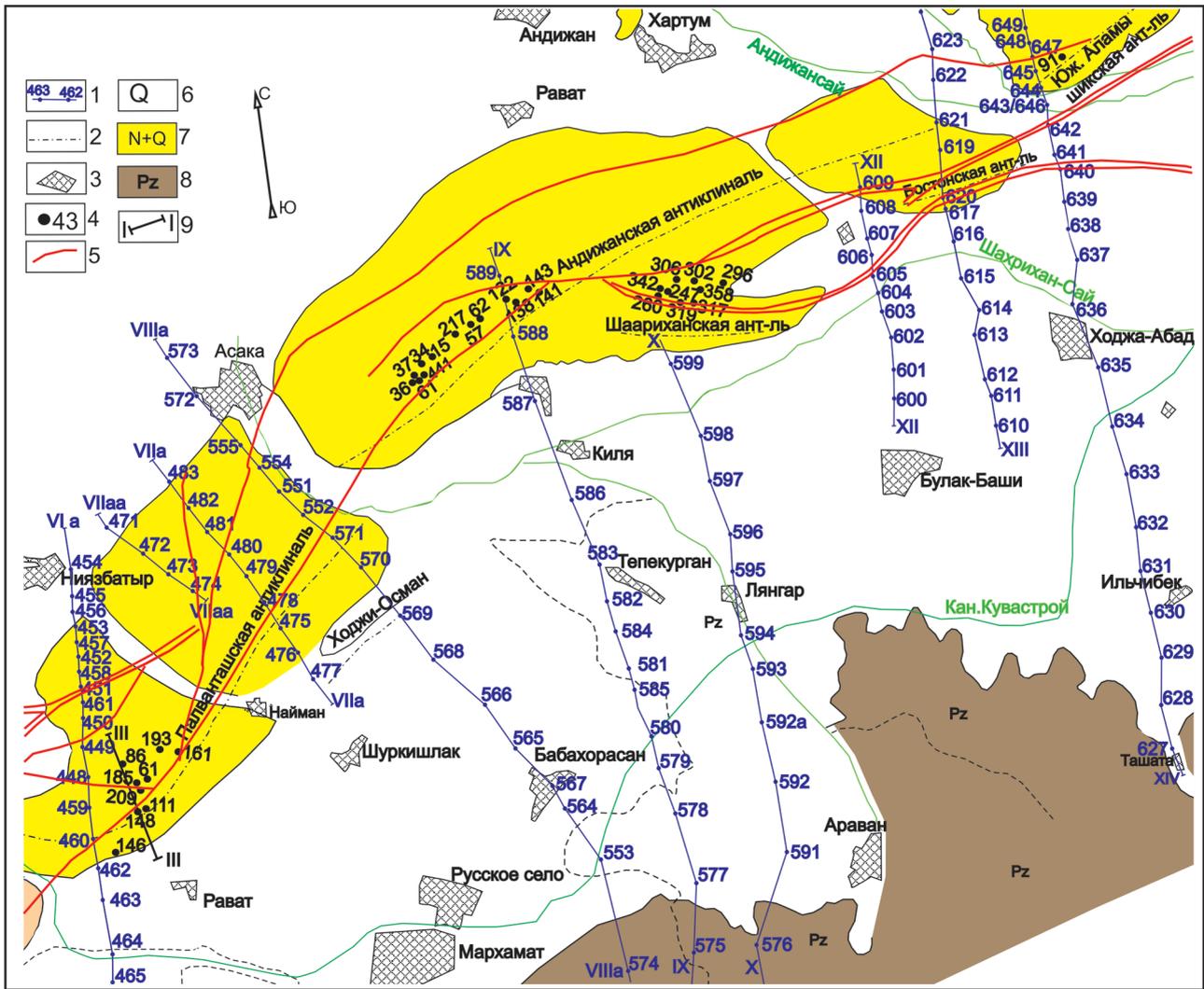


Рис. 4. Карта фактического материала электроразведочных работ ВЭЗ в юго-восточной части Ферганской долины. Сост. Г. П. Ефимов, 1954 г.

1 – профиль ВЭЗ; 2 – оси антиклинальных складок; 3 – населенные пункты; 4 – нефтяные скважины с сероводородной водой; 5 – тектонические нарушения; 6 – четвертичная система; 7 – четвертичная и неогеновая системы нерасчлененные; 8 – образования палеозойской группы; 9 – геологический профиль

породах увеличивается, а в водоупорных породах или толщах, содержащих высокоминерализованные воды и рассолы, уменьшается до незначительных величин (рис. 5). КС водовмещающих пород (нерасчлененные толщи палеогена и неогена, нерасчлененные толщи палеогена, мела, юры и толщи палеозоя) в физико-геологическом разрезе и разрезе КС достигают больших величин (80–100 Ом·м) между областью питания и тектоническим нарушением антиклинальной структуры. От тектонического нарушения к северу КС уменьшается до незначительных величин (2–5 Ом·м).

В интервале 10 км от тектонического нарушения до конца разреза (пк 454) наблюдаются пониженные КС водовмещающей породы (рис. 5). Вследствие тектонического нарушения район исследования разделен на два участка по степени водопроницаемости пород. В разрезе южная часть обладает сильной, а северная – слабой водопроницаемостью. Гидравлическое давление

в водоносной толще южной части формируется за счет крутого склона и близко расположенной области питания. Палеозойские и мел-юрские пластовые воды разгружаются вверх; установлено замедление водообменного процесса в присводовой части северного крыла структуры. В результате возбуждаются микроорганизмы в нефтяной толще, т. е. происходят сульфатредуцирующие процессы и, как следствие, формируются сероводородные воды палеогена. Сопротивления водовмещающих пород на физико-геологическом разрезе и в разрезе кажущихся сопротивлений характеризуются незначительными величинами (2–5 Ом·м) на отрезке между тектоническим нарушением и до конца разреза. Это характерно для пород с повышенной глинистостью, что не способствует образованию гидравлического давления. В результате не происходит гидродинамический и отсутствуют водообменные и сульфатредуцирующие процессы. На нефтеносных

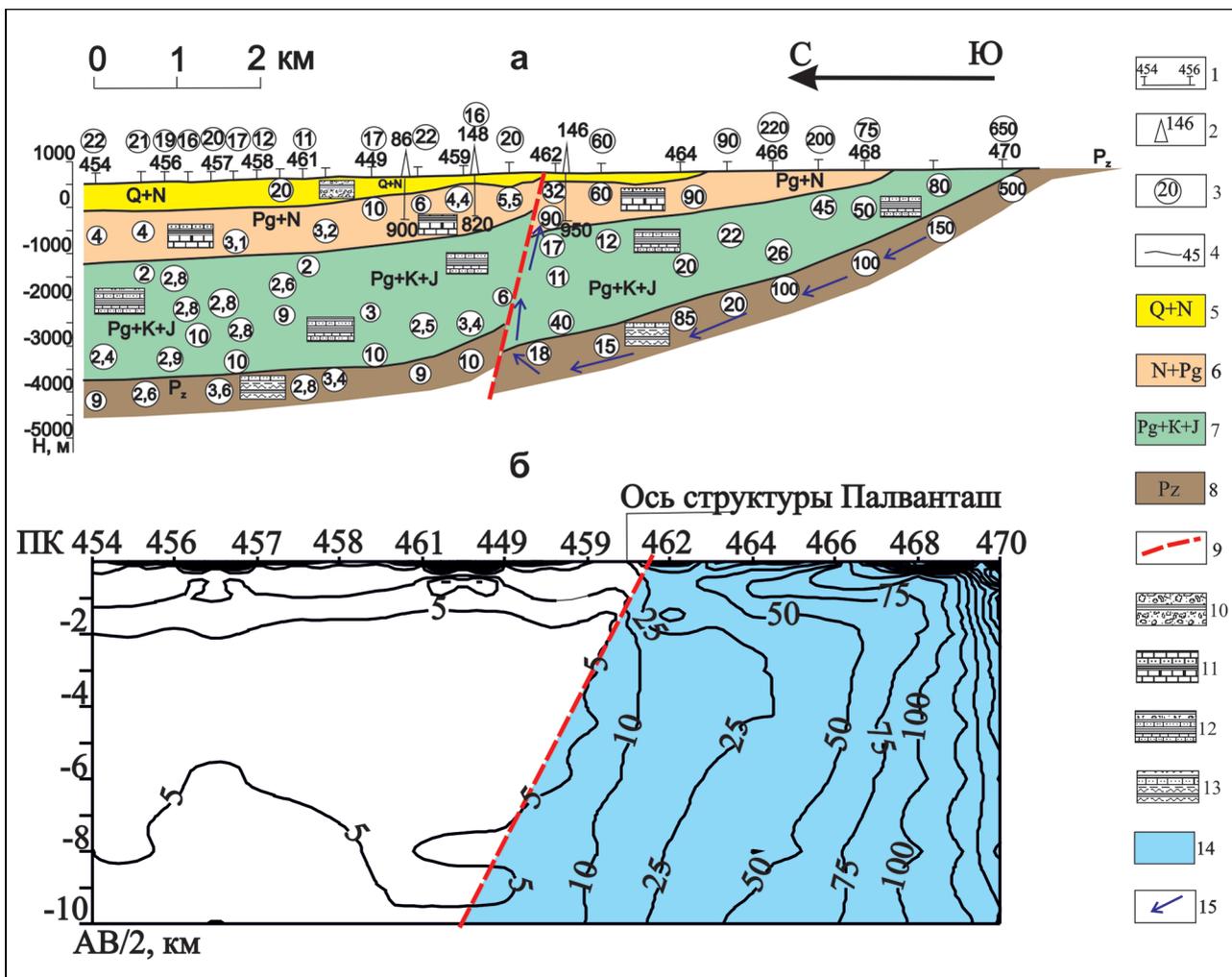


Рис. 5. Разрезы ВЭЗ-VIа: а – физико-геологический, б – кажущегося электрического сопротивления. Сост. М. Р. Жураев (2016 г.), с использованием материалов Г. П. Ефимова (1954 г.)

1 – точки ВЭЗ; 2 – скважина глубокого бурения; 3 – удельное электрическое сопротивление; 4 – изолинии КС; 5 – четвертичная и неогеновая системы нерасчлененные; 6 – неогеновая и палеогеновая системы нерасчлененные; 7 – палеогеновая, меловая и юрская системы нерасчлененные; 8 – образования палеозойской группы; 9 – тектонические нарушения; 10 – конгломераты и галечниковые отложения в песчано-глинистом заполнителе; 11 – чередование глин с прослоями плотных песчаников и известняков; 12 – чередование глинистых песчаников, алевролитов с прослоями конгломератов и известняков; 13 – чередование глинистых сланцев с прослоями песчаников, глин; 14 – водонапорный интервал; 15 – направление движения пластовых вод

месторождения Хартум и Джаханабад сероводородные воды не формируются (рис. 4). Такая обстановка повторяется на остальных разрезах КС (пр. VIа, VIIа, IX, XIV), пересекающих антиклинальные структуры Палванташ, Андижан, Ходжабад и Южный Аламышик (рис. 6). Сопоставленные разрезы КС отражают (пр. VIа, VIIа, IX, XIV) гидродинамические процессы в южном борту Ферганской впадины (рис. 6).

Геотермические исследования. Сероводородные воды формируются в районах распространения нефтегазоносных месторождений за счет осуществления окислительно-восстановительной реакции с участием сульфатвосстанавливающих бактерий. Для этого процесса необходима благоприятная температура, при которой развиваются сульфатвосстанавливающие бактерии. Продуктивные горизонты, которые формируют

сероводородные воды, расположены на разной глубине [3; 5]. Следовательно геотермальные температуры водоносных горизонтов зависят от глубины залегания. Ниже рассмотрены температуры продуктивного горизонта исследуемых нефтегазоносных месторождений.

Месторождение Чимионской сероводородной воды считается детально изученной площадью. Гидрогеологические работы методом термометрии проведены на каждой скважине. Сероводородные воды формируются в туркестанском, алайском и бухарском водоносных комплексах палеогена. Продуктивный водоносный комплекс залегает на глубинах 271–767 м от поверхности земли. В данном интервале глубин температура 19–28 °С. При этой температуре в продуктивном комплексе месторождения Чимионской сероводородной воды осуществляется

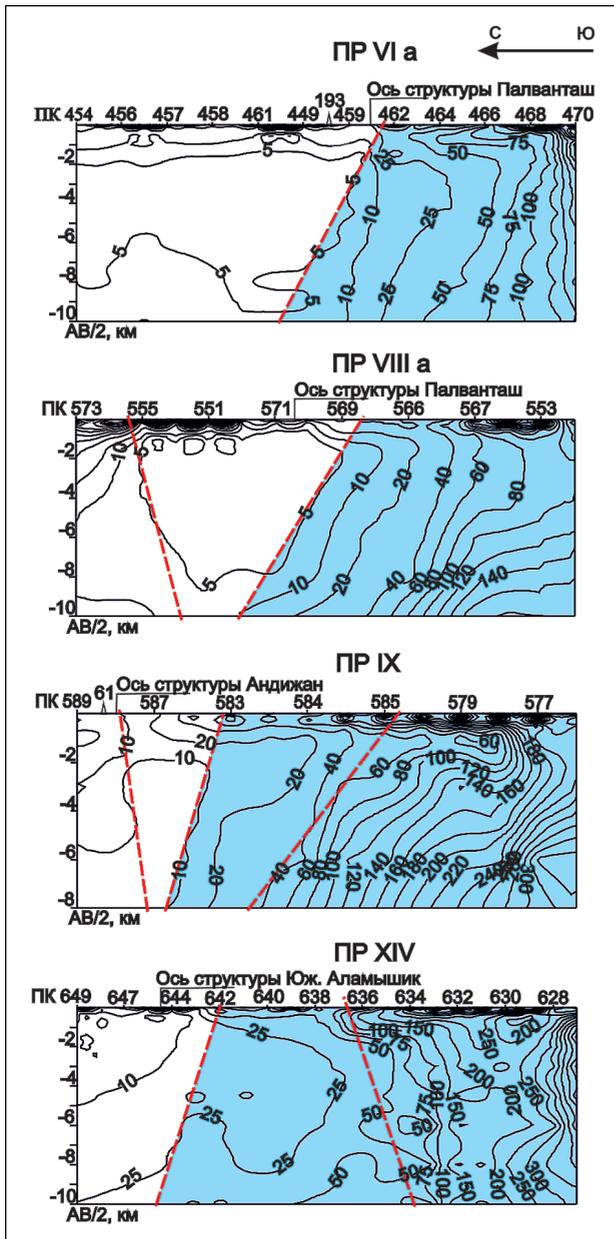


Рис. 6. Сопоставленные разрезы кажущегося электрического сопротивления в районе юго-восточной части Ферганской впадины. Сост. М. Р. Жураев (2016 г.), с использованием материалов Г. П. Ефимова (1954 г.)

Усл. обозн. см. на рис. 5

окислительно-восстановительная реакция и развиваются сульфатвосстанавливающие бактерии. Определим температуры продуктивного горизонта остальных нефтегазоносных месторождений, которые формируют сероводородные воды с использованием метода геотермического градиента. Уточнение эталонного геотермического градиента осуществлено на основе изучения данных термометрии по скв. III месторождения Чимионских сероводородных вод. На скв. III продуктивный горизонт залегает в 500 м от поверхности земли. Температура в нем достигает 28 °С. Тогда геотермический градиент из расчета +28 °С на глубине 500 м и температуры 20 °С на

поверхности земли равняется, если повысится на +2 °С каждые 100 м. Выявленный эталон геотермического градиента применили к другим нефтегазоносным месторождениям с целью определения температуры продуктивного горизонта. Составлен разрез геотермического градиента продуктивного комплекса палеогена южного борта Ферганской впадины (рис. 7).

Выявлена средняя температура V, VII и VIII пластов палеогена нефтегазоносных месторождений Чонгара, Северный Сох, Палванташ, Андижан, Ходжабад и Южный Аламышик, в которых формируются сероводородные воды. Следовательно средние температуры продуктивного горизонта нефтегазоносных месторождений южного борта Ферганской впадины, где образуются сероводородные воды, составляют от 28 до 48 °С. В этом температурном интервале создаются благоприятные условия для формирования сероводородной воды, т. е. осуществляется окислительно-восстановительная реакция и развитие жизнедеятельности органических бактерий [5].

II. Прогнозирование перспективного региона для формирования сероводородных вод. На основе изучения и обобщения анализа природно-геологических факторов для выявления особенностей формирования перспективных скоплений сероводородных вод возникает возможность обнаружения специфических природных признаков в пределах артезианского бассейна. При нахождении таких признаков определенные регионы бассейна можно считать перспективными на формирование сероводородной воды. Если отсутствует хотя бы один из признаков – этот регион не перспективный (рис. 8).

Например, сероводородные воды формируются в ряде нефтеносных месторождений южного борта Ферганского бассейна благодаря наличию специфических природно-геологических условий: осуществление окислительной реакции за счет процесса вымывания сульфатсодержащих толщ и восстановительной реакции с водородом при участии сульфатредуцирующих бактерий; наличие продольного тектонического нарушения антиклинальной структуры, вследствие которого поверхностные воды проникают в нефтеносные толщи и усиливают сульфатредуцирующие процессы; установившаяся геохимическая обстановка ($E_h -29...-300$ мВ; pH 6,5–8,5); гидродинамические процессы в каждой антиклинальной структуре южного борта Ферганской впадины по результатам метода электроразведки; средняя температура продуктивного горизонта от 28 до 48 °С. В результате анализа специфических природно-геологических условий составляется прогнозная карта формирования сероводородных вод Ферганского артезианского бассейна (рис. 8).

Благодаря указанным специфическим признакам (наличие эвапоритовых и нефтеносных толщ, продольного тектонического нарушения, характер залегания продуктивного слоя вблизи

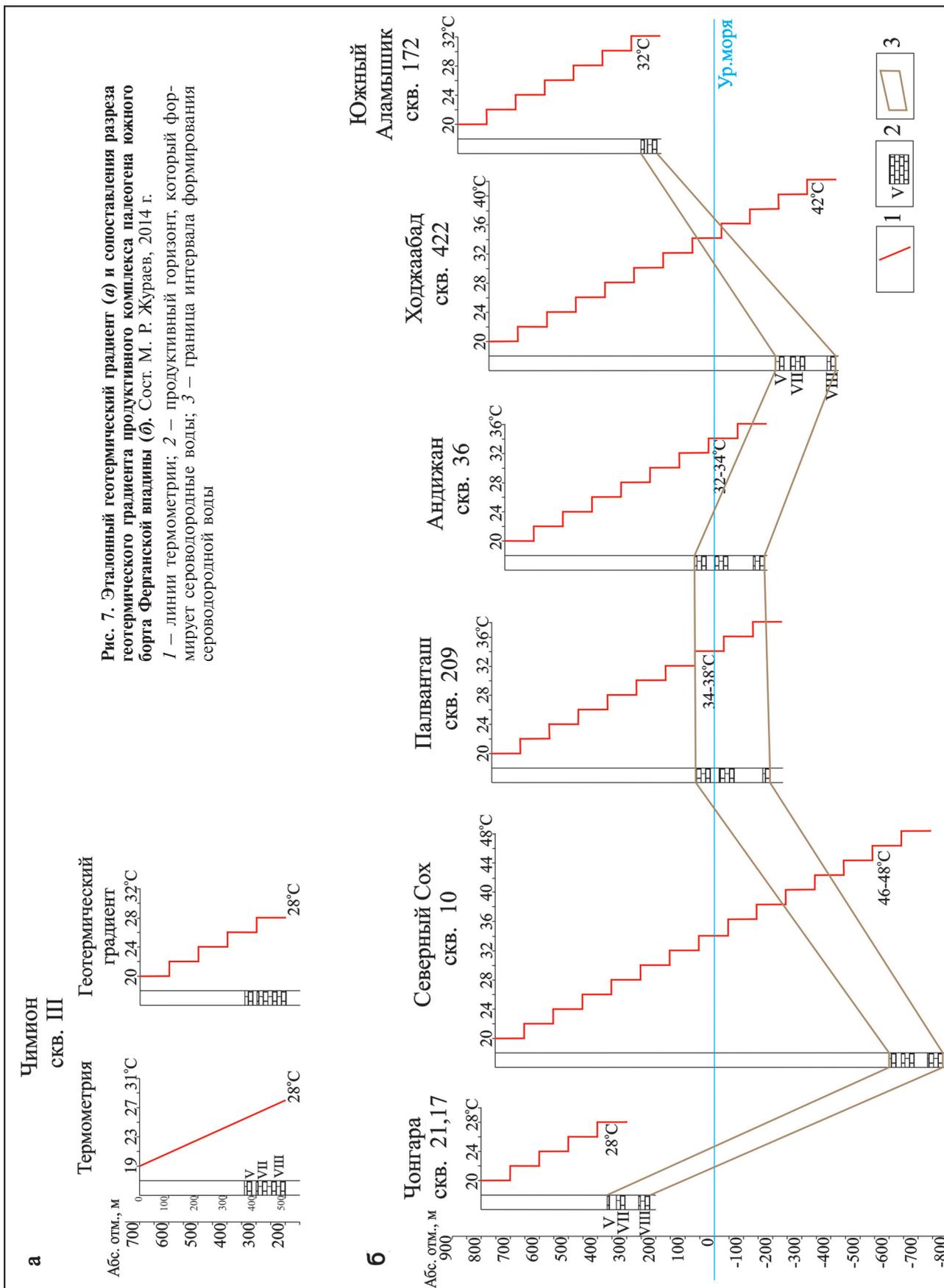


Рис. 7. Эталонный геотермический градиент (а) и сопоставления разреза геотермического градиента продуктивного комплекса палеогена южного борга Ферганской впадины (б). Сост. М. Р. Жураев, 2014 г.
1 – линии термометрии; 2 – продуктивный горизонт, который формирует сероводородные воды; 3 – граница интервала формирования сероводородной воды

5. Жураев М. Р. Роль геотермического фактора в формировании сероводородсодержащего водонефтяного комплекса палеогена южного борта Ферганской впадины // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2015. – № 8. – С. 19–22.

6. Жураев М. Р. Уточнение геоструктурных и гидродинамических факторов при формировании сероводородных вод в Сурхандарьинской мегасинклинали // Разведка и охрана недр. – 2016. – № 4. – С. 37–43.

7. Ибрагимов Д. С. Гидрогеология месторождений сероводородных вод южной части Ферганского артезианского бассейна: Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. – М., 1964. – 23 с.

8. Иванов В. В. Гидрогеология главнейших типов минеральных вод // Основы курортологии. – М.: Наука, 1955. – С. 44–100.

9. Иванов В. В. Сульфидные воды СССР. – М.: 1-я типография Профиздата, 1977. – 229 с.

10. Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. – М.: Недра, 1964. – 166 с.

11. Мелькановицкий И. М. Геофизические методы изучения термальных подземных вод: Обзорная информация. – М.: РГАСНТИ, 1998. – Вып. 1. – 28 с.

12. Овчинников А. М. Минеральные воды. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 374 с.

13. Плотникова Г. Н. Сероводородные воды СССР. – М.: Недра, 1981. – 132 с.

14. Посохов Е. В., Толстикхин Н. И. Минеральные воды (лечебные, промышленные, энергетические). – Л.: Недра, 1977. – 240 с.

15. Ривман О. И. Минеральные сульфидные воды Востока Средней Азии. – М.: Недра, 1975. – 70 с.

16. Султанходжаев А. Н. Ферганский артезианский бассейн. – Ташкент: Фан, 1972. – 244 с.

17. Ходжаев А. Р. Нефтяные и газовые месторождения Узбекистана. – Ташкент: Фан, 1974. – Т. 1. – 279 с.

1. Vartanyan G. S., Yarotskiy L. A. Poiski, razvedka i otsenka ekspluatatsionnykh zapasov mestorozhdeniy mineral'nykh vod (metodicheskoe rukovodstvo) [Searches, exploration and assessment of the operational reserves of mineral water deposits (methodical guide)], Moscow: Nedra. 1972. 127 p.

2. Germanov A. I. Groundwater oxygen and its geological significance. *Izvestiya AN SSSR. Ser. Geologiya*. 1955. Iss. 6, pp. 70–81. (In Russian).

3. Zhuraev M. R., Dzhuraev R. E. Justification of the promising areas of hydrogen sulfide water in developed oil

fields (using the Chimion structure as an example). *Razvedka i okhrana neдр*. 2014. No 10, pp. 52–57. (In Russian).

4. Zhuraev M. R., Bakiev S. A., Nagevich P. P., Kulichkina M. A. The main groups of hydrogen sulfide waters, their chemical composition and genesis in the oil fields of the Ferghana Depression. *Vestnik Voronezh. gos. un-ta. Ser. Geologiya*. Voronezh. 2015. No 2, pp. 109–116. (In Russian).

5. Zhuraev M. R. The role of the geothermal factor in the formation of the hydrogen sulfide-containing water-oil complex of the Paleogene of the southern side of the Fergana Depression. *Geology, geophysics and development of oil and gas fields*. 2015. No 8, pp. 19–22. (In Russian).

6. Zhuraev M. R. Refinement of geostuctural and hydrodynamic factors during the formation of hydrogen sulfide waters in the Surkhandarya megasynclinal. *Razvedka i okhrana neдр*. 2016. No 4, pp. 37–43. (In Russian).

7. Ibragimov D. S. Hydrogeology of hydrogen sulfide deposits in the southern part of the Ferghana artesian basin: Abstract of the dissertation of the candidate of geological and mineralogical sciences. Moscow. 1964. 23 p. (In Russian).

8. Ivanov V. V. Hydrogeology of the most important types of mineral waters. *Fundamentals of balneology*. Moscow: Nauka. 1955, pp. 44–100. (In Russian).

9. Ivanov V. V. Sul'fidnye vody SSSR [Sulfide waters of the USSR]. Moscow, 1977. 229 p.

10. Ivanov V. V., Nevraev G. A. Klassifikatsiya podzemnykh mineral'nykh vod [Classification of underground mineral waters]. Moscow: Nedra. 1964. 166 p.

11. Mel'kanovitskiy I. M. Geofizicheskie metody izucheniya termal'nykh podzemnykh vod: Obzornaya informatsiya [Geophysical methods for studying thermal groundwater: Overview]. Moscow: RGASNTI. 1998. Iss. 1. 28 p.

12. Ovchinnikov A. M. Mineral'nye vody [Mineral waters]. Moscow: Gosgeoltekhizdat. 1963. 374 p.

13. Plotnikova G. N. Serovodorodnye vody SSSR [Hydrogen sulfide waters of the USSR]. Moscow: Nedra. 1981. 132 p.

14. Posokhov E. V., Tolstikhin N. I. Mineral'nye vody (lechebnye, promyshlennye, energeticheskie) [Mineral waters (healing, industrial, energy)]. Leningrad: Nedra. 1977. 240 p.

15. Rivman O. I. Mineral'nye sul'fidnye vody Vostoka Sredney Azii [Mineral sulfide waters of the East of Central Asia]. Moscow: Nedra. 1975. 70 p.

16. Sultankhodzhaev A. N. Ferganskiy artezianskiy basseyn [Ferghana artesian basin]. Tashkent: Fan. 1972. 244 p.

17. Khodzhaev A. R. Neftyanye i gazovye mestorozhdeniya Uzbekistana [Oil and gas fields of Uzbekistan]. Tashkent: Fan. 1974. Vol. 1. 279 p.

Жураев Музаффар Рахматович – доктор философии геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, Институт гидрогеологии и инженерной геологии (ГП «Институт ГИДРОИНГЕО»). Ул. Олимлар, 64, Ташкент, 700041, Узбекистан. <juraevm@inbox.ru>

Zhuraev Muzaffar Rakhmatovich – Doctor of Philosophy of Geological and Mineralogical Sciences (PhD), Leading Researcher, Institute of Hydrogeology and Engineering Geology (SE «Institute GIDROINGEO»). 64 Ul. Olimlar, Tashkent, 700041, Uzbekistan. <juraevm@inbox.ru>

Золото-сульфидная вкрапленная минерализация месторождения Гадир (Малый Кавказ, Азербайджан)

Золото-сульфидное месторождение Гадир располагается в северо-западной части Гедабекского месторождения в Йогундагской эпitherмальной системе. Рудовмещающие толщи представлены вулканогенно- и вулканогенно-осадочными отложениями средней юры, сформировавшимися в обстановке вулканизма базальт-андезит-дацит-риолитовой формации. Минералогия, минерализация золота и содержание металлов в этом месторождении были изучены в ходе текущих исследований с целью определения геологических условий, временных и пространственных связей с определенными минеральными сообществами и ассоциациями. Минералогия рудных тел в основном состоит из пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, магнетита, самородного золота. Самородное золото наблюдалось в халькопирите, что, вероятно, связано со второй стадией отложения руды.

Ключевые слова: самородное золото, стадии минерализации, Гадир, Гедабек.

A. A. BAYRAMOV (ASOIU, Azerbaijan)

Gold-sulphide disseminated mineralization of the Gadir deposit (Lesser Caucasus, Azerbaijan)

The Gadir gold-sulfide deposit is located in the northwestern part of the Gedabek deposit in the Yogundag epithermal system. Ore-bearing strata are represented by Middle Jurassic volcanic and volcanic-sedimentary rocks formed under conditions of basalt-andesite-dacite-rhyolite volcanism formation. Mineralogy, gold mineralization, and metal content in the Gadir deposit have been investigated during ongoing studies to determine geological setting, temporal and spatial relationships with specific mineral assemblages and associations. Mineralogy of ore bodies is mainly characterized by pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, magnetite, and native gold. Native gold was recorded in chalcopyrite that is probably related to the second stage of ore deposition.

Keywords: native gold, mineralization stages, Gadir, Gedabek.

Для цитирования: Байрамов А. А. Золото-сульфидная вкрапленная минерализация месторождения Гадир (Малый Кавказ, Азербайджан) // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 82. – С. 103–112.

Введение. На востоке Йогундага, недалеко от месторождения Гедабек, в пределах Шамкирского поднятия Лок-Карабахской структурной зоны Малого Кавказа находится месторождение Гадир (рис. 1). В 2012 г. при проведении геологоразведочных работ на северо-западном фланге рудника Гедабек геологоразведочная группа обнаружила месторождение с низким уровнем сульфидирования. Здесь наблюдались выходы субвулканического образования на поверхности, а также интенсивное окремнение. В целях обнаружения оруденения в контактной части этого риолит-дацитового субвулканического тела в 2012 г. была пробурена скв. А1МСDD86. По данным геолого-структурного картирования было определено, что Гадир приурочен к горстовой структуре.

Рудное поле сложено преимущественно породами последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации нижне-верхне байосского возраста. В геологическом строении месторождения участвует комплекс вулканогенных и вулканогенно-осадочных

пород нижнего байоса, которые прорываются небольшими выходами субвулканических тел риолито-дацитов [2].

В геологическом строении месторождения участвуют отложения средней и верхней юры, представленные вулканогенными породами нижнего и верхнего байоса, бата и келловей. Вулканы нижнего байоса – базальты, андезибазальты и их туфы – в ореоле Гедабекского интрузива интенсивно ороговикованы. Верхний байос представлен риолитами, которые перекрывают отложения нижнего байоса. Риолиты гидротермально изменены и превращены во вторичные кварциты. Породы батского яруса трансгрессивно залегают на риолитовой толще и сложены базальтами, частично андезитами и их туфами, а также туфобрекчиями. Интрузивные образования вокруг месторождения – габброиды, габбро, габбро-нориты, габбродiorиты и диориты, кварцевые диориты и гранодиориты [2].

Структурная позиция месторождения определяется его расположением на крайнем юго-восточном погружении Шамкирского антиклинория,

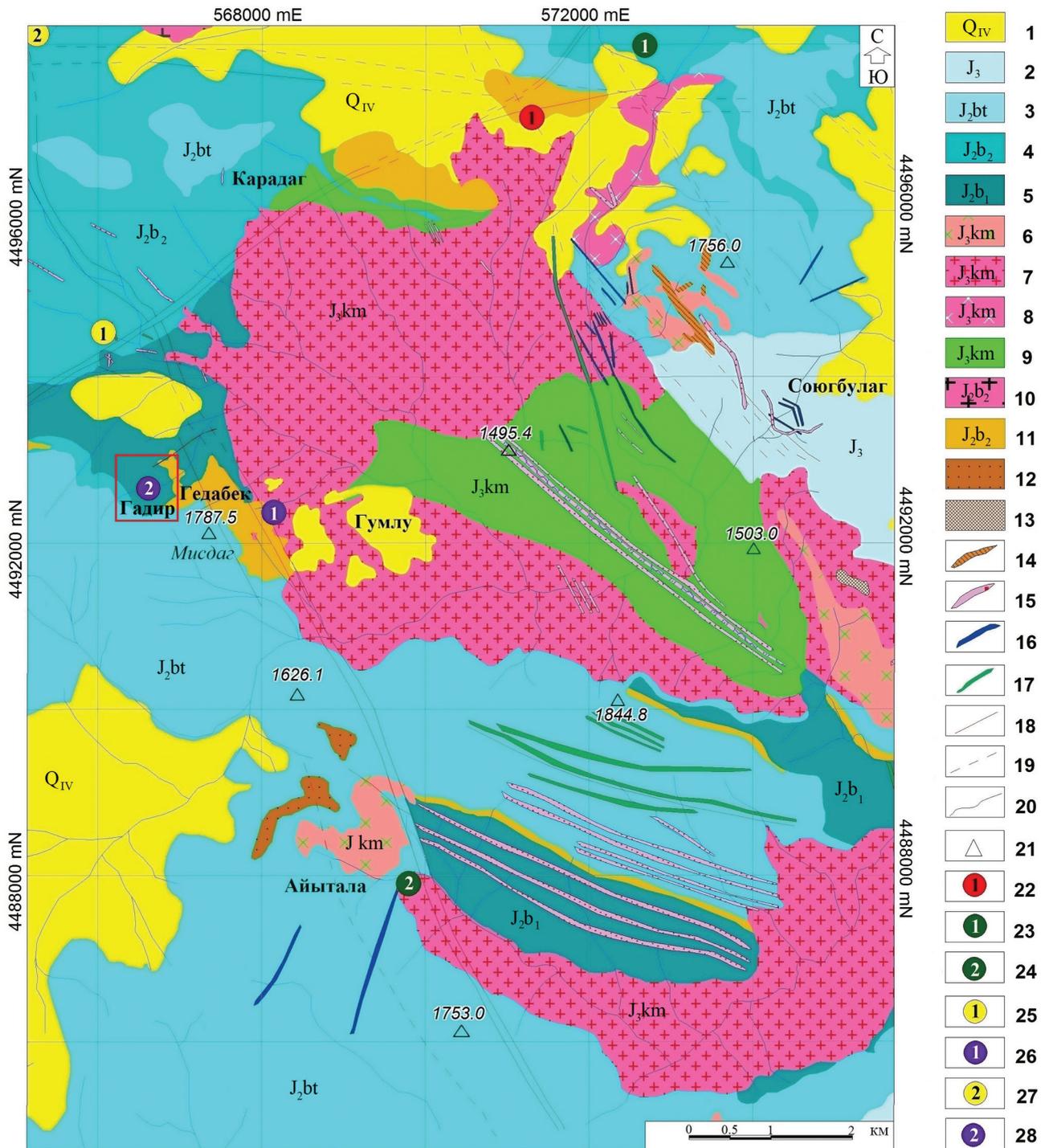


Рис. 1. Геологическая карта Гədəbəкского рудного района, м-б 1 : 50 000

1 – четвертичные отложения элювиально-делювиальные; 2 – вулканогенные отложения бата: туфы андезитового состава, туфобрекчии, туфоконгломераты; 3 – нижнемеловые известняки оксфорд-киммериджского яруса: известняки с прослоями песчаников; 4 – верхний байос: лавы, субвулканическая и пирокластическая фации риолит-риодацитовых пород; 5 – нижний байос: пирокластическая фация, туфобрекчии и андезиты; 6 – Гарагая-Гарамурадские гипабиссальные субвулканические тела: диориты; 7–9 – Гədəbəкский интрузив: 7, 8 – вторая фаза (7 – диориты, 8 – гранодиориты, кварцевые диориты, диориты), 9 – первая фаза (габбродиориты, габбро); 10 – Атабек-Славянский плагиогранитовый комплекс; 11 – метасоматиты; 12 – грейзены (турмалин-метасоматические вторичные кварциты); 13 – скарны; 14–17 – дайки: 14 – диоритовые, 15 – кварцевых диоритов, 16 – андезитовые, 17 – долеритовые; 18, 19 – разломы главные (18) и предполагаемые (19); 20 – реки; 21 – высоты, м; 22–25 – проявления: 22 – медно-порфировое Боюк Галаца, 23 – медно-колчеданное Пирбулак, 24 – медно-колчеданное Айытала, 25 – серо-колчеданное Чолпан; 26–28 – месторождения: 26 – Гədəbəкское, 27 – Угурское золотоносное, 28 – Гадирское. Красным прямоугольником обозначено месторождение Гадир

на стыке с Дашкесанским синклиниорием и приуроченностью к юго-восточному борту брахи-антиклинального поднятия, входящего в состав кальдеры Арыхдам [1]. Следующие структуры были описаны многочисленными исследователями [6] в пределах северо-западного фланга рудника Гедабек: антиклиналь Арихдам-Шекарбек и синклиналь Годакдере-Еникенд. Наиболее существенными элементами тектоники являются Гедабек-Биттибулагский, Мисдагский и Гадирский локальные рудоконтролирующие разломы северо-восточного, субширотного и северо-западного направлений. Гедабек-Биттибулагский разлом по существу представляет собой главную рудоконтролирующую структуру, определяющую позицию и размещение залежей месторождения.

Основные рудовмещающие отложения – верхнебайосские субвулканические риодациты, превращенные в большинстве случаев во вторичные кварциты (монокварциты, кварц-адулярные и др.), в пределах которых размещены все известные залежи колчеданных руд. Они протягиваются широкой полосой (100–500 м) северо-западного простирания и на глубине от земной поверхности. На востоке нижнебайосские андезибазальты совершенно не затронуты метасоматическими процессами. Дайковые образования имеют широкое распространение и представлены кварцевыми диоритами, долеритами и андезибазальтами.

На месторождении присутствуют гидротермальные эксплозивные брекчии (hydrothermal eruption breccia), кремнистые туфы (silica sinter), озерные кремнистые осадки (lacustrine siliceous deposit), относящиеся к наиболее поздним образованиям [3].

Как упомянуто выше, месторождение Гадир – эпитеермальное с низким уровнем сульфидирования. Картирование гидротермально-метасоматических образований в пределах Гадирского горста выявило развитие пропиловых и кварц-адуляр-пиритовых изменений [5].

Методы исследований. Автором произведена подготовка фактического материала к работе, так как за несколько лет все образцы подверглись довольно сильному окислению. Однако предварительный просмотр аншлифов в окисленном состоянии позволил выявить некоторые различия в степени окисления минералов различных генераций. Было выполнено минераграфическое описание аншлифов из различных структурных доменов на оптическом микроскопе с увеличением от $\times 1,6$ до $\times 90$. По данным проведенных исследований составлены: таблицы с минераграфическим описанием по каждому образцу, таблицы с химическим составом, выделены рудоносные минеральные ассоциации и установлена пробность золота. Помимо этого, изучены протоочки на предмет наличия рудных минералов в зонах послейных срывов и их отличия от рудной составляющей по материалам, полученным из керна. Изучение было проведено сначала под биноклярным, а впоследствии с помощью настольного

сканирующего рентгеновского дифрактометра (X-Ray Diffraction – XRD) и рентгенофлуоресцентного спектрометра (X-Ray Fluorescence Spectrometry – XRF).

Морфология, минеральный состав руд и последовательность их образования. Морфология рудных тел Гадирского месторождения имеет скорее линзообразный характер, чем штокообразный, в связи с частыми раздувами и сужениями их мощности на сравнительно небольшом расстоянии. Однако целесообразнее называть эти рудные тела зонами. На месторождении насчитывается три зоны, представленные плоскими телами с весьма изменчивой мощностью. Зоны находятся на различных глубинах от поверхности и нередко связаны между собой рудными прожилками. Форма и размеры отдельных зон весьма различны. Рудные тела месторождения имеют в основном форму уплощенных штоков, гнезд, а также линзообразных тел различных размеров [6]. Мелкие штоки относительно изометричны, а крупные зоны (I, II, III) весьма причудливых очертаний, но отчетливо вытянуты в юго-западном и близмеридиональном направлениях [6].

Руды Гадирского месторождения характеризуются сложным строением и разнообразным минеральным составом. Структуры руд тонко-, мелко- и крупнозернистые, текстура – вкрапленная, прожилково-вкрапленная, гнездово-вкрапленная, встречаются также массивные трещиноватые, брекчиевидные, пятнистые текстуры. К числу главных рудообразующих минералов принадлежат халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, магнетит, к второстепенным минералам – гематит, марказит, пирротин.

Другие минералы находятся в виде мелких выделений и представлены самородным золотом, серебром, гесситом и др. Из нерудных минералов развиты кварц, аметист, турмалин, эпидот, хлорит, доломит, лимонит, арагонит.

Общая последовательность рудообразования включает в себя следующие минеральные ассоциации (от ранних к поздним): кварц-пирит; пирит-халькопирит-сфалерит \pm галенит \pm магнетит; кварц-пирит \pm халькопирит; пирит-карбонат. Последовательность процесса рудообразования в месторождении представлена в табл. 1.

Минеральные ассоциации в подземном руднике Гадир характерны для эпитеермальных систем с низким уровнем сульфидирования (рис. 2). Основные рудоносные минеральные ассоциации описаны ниже:

Пирит-халькопирит-сфалерит-кварц \pm галенит \pm барит \pm магнетитовые руды в основном добывается на 1482 м гипсометрическом горизонте рудника Гадир. Магнетит встречается в прожилках.

Добыча *кварц-халькопирит-пирит-сфалеритовой* руды происходит аналогично в вышеупомянутом горизонте. Рудные минералы в основном имеют тонкую рассеянную структуру, как шток.

Схема минерализации на месторождении Гадир

Минерал	Этапы минерализации			
	основные			пирит-карбонат
	кварц-пирит	пирит-халькопирит-сфалерит ± галенит	кварц-пирит ± халькопирит	
Пирит	—————	—————		
Халькопирит		—————	-----	
Сфалерит		—————		
Галенит		-----		
Гематит	-----	-----		-----
Золото		-----	-----	-----
Кварц	—————	-----	—————	
Кальцит	-----	-----		
Магнетит		-----	-----	-----
Турмалин		-----	-----	-----
Иллит		-----	-----	-----
Ангидрит		-----	-----	-----

Минералы: ————— основные; ----- вторичные; ----- редкие.

Эти две рудные ассоциации слагают основную массу богатых руд. Самая высокая степень минерализации золота расположена на верхних уровнях в руднике Гадир.

Кварц-турмалин-пиритовая ассоциация отмечена в краевых частях богатой рудной зоны.

Кварц-пиритовая ассоциация встречается в виде массивных штоков пирита. Пирит образует крупнозернистые агрегаты.

Кварц-халькопирит-пиритовая ассоциация развита в верхнем и среднем уровнях месторождения. Халькопирит находится в рассеянном состоянии и входит в состав руд высокого качества. Пирит встречается в меньшем количестве в виде очень крупных зерен и располагается в реликтах контактной породы.

Кварц-сфалеритовая ассоциация обнаружена на 1482 м горизонте. Массивная сфалеритовая руда пересечена баритовой прожилкой.

Кварц-аметист-пиритовая ассоциация встречается в краевой части кварц-турмалин-пиритовой в периферийной зоне месторождения Гадир. Аметист может встречаться в сильно силицированных зонах (или брекчиях) в риолите или вулканических породах вблизи контакта андезита и риолита [5].

Приведено описание нескольких аншлифов.

Аншлиф № 1 – макроскопически оруденение представлено агрегатами пирита овальной вытянутой формы размером 8–15 мм (рис. 2, А). Агрегаты погружены в нерудную массу темно-серого цвета, местами содержащую призматические кристаллики (1 мм) черного цвета.

Под микроскопом – массивный агрегат метасоматического пирита содержит мелкие включения халькопирита, магнетита, редко пирротина размером от 0,01 до 0,1 мм. Встречено

единичное зерно галенита в сростке с халькопиритом. В нерудной массе распространены ксеноморфные зерна, реже кристаллики магнетита с микровключениями пирита.

Выявленные рудные минералы – пирит, халькопирит, магнетит, гематит, галенит.

Аншлиф № 2 – по текстуре аналогичен № 1 (рис. 2, Б).

Под микроскопом – массивная пирит-халькопиритовая руда. Главный минерал – пирит, образующий крупнозернистый агрегат в виде дуги шириной 5–10 мм. Пирит массивный с незначительной примесью нерудных минералов или с многочисленными включениями последних. Из рудных включений главным является гематит, менее распространен халькопирит, в единичных зернах отмечается пирротин. Агрегат пирита расколот многочисленными трещинками катаклаза, местами превращен в микробрекцию.

Халькопирит – второй по распространенности после пирита рудный минерал – образует агрегаты неправильной формы размером 0,5–3,0 мм в нерудной массе. В крупных агрегатах халькопирита постоянно присутствуют мелкие группы скоплений кубических кристалликов пирита второй генерации. В контактах отчетливо видна коррозия пирита халькопиритом, но по трещинкам катаклаза халькопирит не проникает. Эта особенность позволяет определить временной интервал катаклаза пирита и отложения золота как постхалькопиритовый.

Самородное золото – обнаружены два знака, приуроченные к трещинкам катаклаза в пирите, золото образует прожилки размером 0,005 × 0,035 мм, а второй знак имеет почти изометричную форму и находится в трещинке вблизи контакта с халькопиритом. Аналогичное

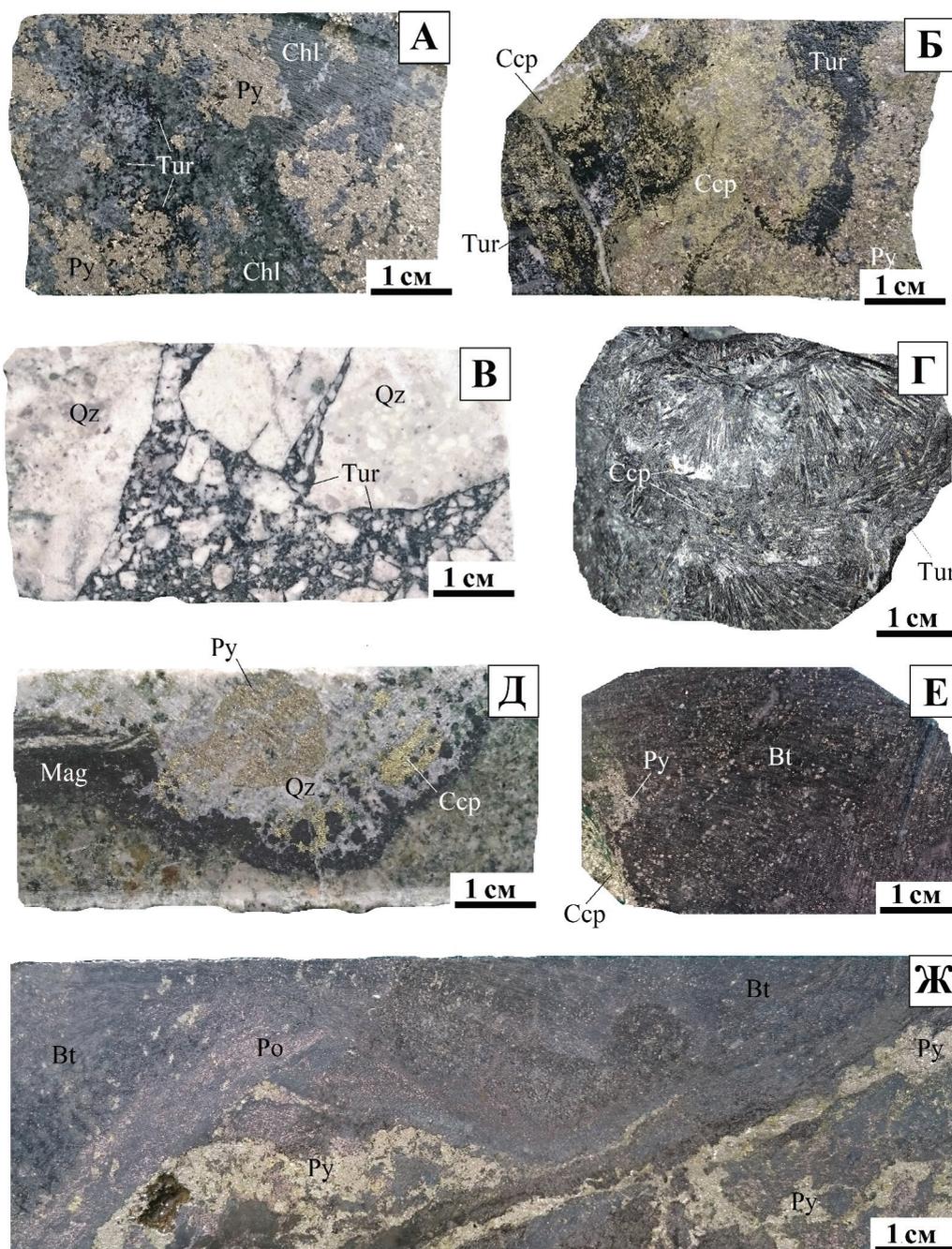


Рис. 2. Основные рудоносные минеральные ассоциации

A – пирит-кварц-турмалин ± халькопирит ± магнетит ± хлорит; *B* – пирит-халькопирит-турмалин ± карбонат; *C* – кварц-турмалин; *D* – турмалин-халькопирит ± магнетит ± карбонат; *E* – пирит-халькопирит-магнетит-кварц ± гематит; *F* – пирит-халькопирит-биотит ± магнетит ± пирротин; *G* – пирит-пирротин-халькопирит.

Bt – биотит; Ccp – халькопирит; Chl – хлорит; Qz – кварц; Po – пирротин; Py – пирит; Mag – магнетит; Tur – турмалин [4]

прожилковидное золото в трещинках пирита выявлено в аншлифе № 5.

Последовательность образования следующая – магнетит, пирит-1, халькопирит-1, пирротин, халькопирит-2, золото самородное.

Цвет золотинок такого мелкого размера оценивать не корректно, так как велико влияние контактирующего минерала, остальные свойства обычные – очень высокая отражательная

способность (значительно выше пирита), низкая твердость.

Аншлиф № 3 – образец керна в текстурном отношении является брекчией – светло-серые обломки угловатой формы размером 3–4 см (рис. 2, *B*) сцементированы турмалином с обломками меньших размеров (1–5 мм) той же породы. В серой породе видна порфировая структура, таблички плагиоклаза, кварц (риолит).

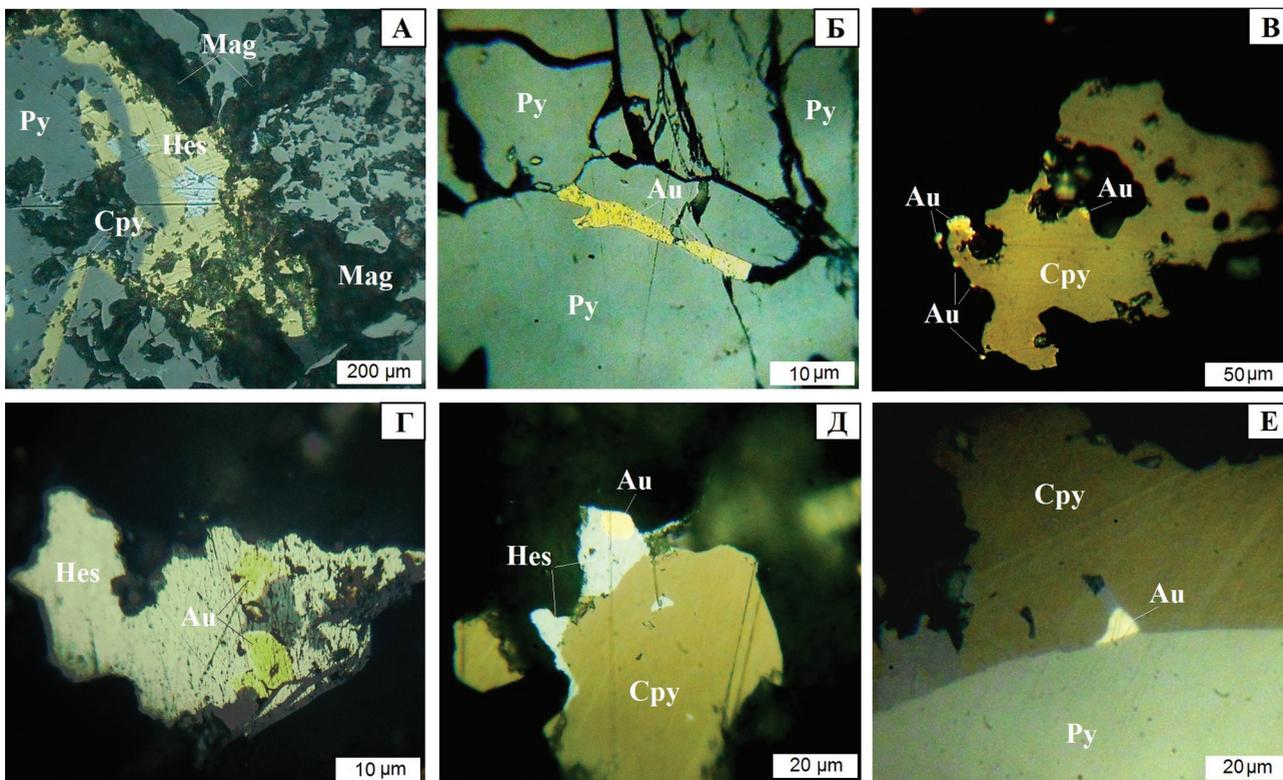


Рис. 3. Местонахождение золота в рудах Гадирского месторождения (в аншлифах)

А – включения гессита в халькопирите, цементирующем магнетит, аншлиф № 4; *Б* – прожилок самородного золота, заполнивший трещину в пирите, аншлиф № 5 с иммерсией, видны точечные включения в золоте; *В* – сростания самородного золота с халькопиритом по западному контакту ксеноморфного зерна, аншлиф № 5 с иммерсией; *Г* – ассоциация самородного золота с гесситом, контактирующим справа с халькопиритом, аншлиф № 5 с иммерсией; *Д* – сростание самородного золота с гесситом на халькопирите, аншлиф № 5 с иммерсией; *Е* – золотина треугольной формы на контакте пирита (внизу) с халькопиритом, аншлиф № 8 с иммерсией.

Hes – гессит; Au – самородное золото [4]. Остальные обозн. см. на рис. 2

В аншлифе отмечена редкая вкрапленность халькопирита (0,01–0,015) неправильной формы.

Аншлиф № 4 – макроскопически образец представлен черным турмалином – шерл, или «турмалиновое солнце» – нарощим на темно-серый, зеленоватый субстрат. Аншлиф изготовлен из черной турмалиновой части образца (рис. 2, *Г*).

Под микроскопом – главным минералом является магнетит с размером зерен от 0,001 мм, в сростках достигает величины 2,0 мм.

Внутри агрегатов и зерен магнетита редко присутствуют включения халькопирита. Встречено одно крупное скопление, где магнетит окружен, корродируется и цементируется халькопиритом (рис. 3, *А*).

Аншлифы № 5 (а и б) – слоистая (полосчатая) текстура руды (рис. 2, *Д*) обусловлена чередованием (снизу вверх) слоев криптогематита в нерудной массе и зернистого магнетита. Выше происходит переход в линзу сульфидов, в основании которой залегает прослой пирита. Линза сульфидов сложена массивным агрегатом халькопирита, выше сменяющимся также массивным агрегатом магнетита. На этом участке – с глобулярным железом – оруденение претерпело метаморфические преобразования по схеме: глобулярное железо – криптогематит – гематит – магнетит.

Ниже пиритового прослоя (рис. 3, *Б*) ×132 преобладает нерудная масса с криптозернистым гематитом в виде пылеватых частиц размером 0,001 мм, согласно со слоистостью происходит укрупнение зерен и образование ситовидных метасоматических кристаллов (0,1–0,2 мм) и сростков. Разрастание сростков вдоль направления слоистости приводит к образованию зернистых прослоев и линз. Постоянная примесь халькопирита сопровождается магнетитом, начиная с точечных выделений в нерудной массе (0,005–0,03 мм) до метасоматических зерен неправильной формы, замещающих нерудные включения внутри ситовидных кристаллов магнетита. Также характерным свойством халькопирита является заполнение пустот (0,05–2,5 мм) с идиоморфными пирамидальными кристалликами кварца на стенках.

Самородное золото обнаружено в количестве более 60 знаков, из которых около 40 знаков приходится на ассоциацию с магнетитом. Золото отлагается в пустотках и трещинках минерала.

Золото-теллуридная ассоциация уступает в развитии магнетитовой, зафиксировано около 7–8 сростков с гесситом (рис. 3, *Г*), золото-халькопиритовая уступает предыдущей,

Минералогический состав (%) аншлифов

Минерал	Номер аншлифа						
	1	2	3	4	5	8	10
α-кварц	5	—	40	7	13	4	—
Полевой шпат	—	—	8	—	—	—	4
Кальцит	20	—	10	5	12	—	—
Пирит	40	20	—	—	40	33	12
Халькопирит	—	60	—	10	30	38	—
Гематит	—	—	—	10	—	5	10
Клинохлор	30	—	—	—	—	—	—
Халлозид *	—	—	—	—	—	12	—
Индиалит *	—	—	—	—	—	—	33
Увит	—	17	—	65	—	—	—
Иллит *	—	—	7	—	—	—	—
Каолинит	—	—	—	—	—	5	8
Монтмориллонит *	—	—	30	—	—	—	—
Слюда	—	—	—	—	—	—	30
Другие	5	3	5	3	5	3	3
Сумма	100	100	100	100	100	100	100

Примечание: звездочкой отмечены минералы, впервые обнаруженные автором на месторождении.

расположена рядом с последней (рис. 3, В, Д, Е). Выделения самородного золота в пирите количественно составляют около 10 знаков (рис. 3, Б), представлены микропрожилками, угловатыми зернами в катаклазированных брекчированных участках минерала. Также обнаружены обособленные зерна в нерудной массе (7–8 штук). Размер выделений самородного золота составляет от 0,001 до 0,03 мм, форма от точечной до прожилковой. Общая толщина продуктивного слоя не превышает 1 см.

Последовательность выделения минералов: криптогематит — магнетит — халькопирит — гессит с самородным золотом. В аншлифе обнаружены более 60 знаков самородного золота в сростках с магнетитом, гесситом, пиритом, халькопиритом, приуроченные к пространству от прослоя пирита и ниже. Выше прослоя руда переходит в массивный халькопиритовый, затем магнетитовый агрегат без золотого оруденения.

Аншлиф № 8 — золотоносная прожилково-вкрапленная пирит-пирротин-халькопиритовая руда (рис. 2, Ж).

Текстура руды образована прожилками и вкрапленниками пирротинового агрегата (на снимке коричневатого цвета), обрастающего пирит, халькопирит имеет желтоватый цвет.

Под микроскопом пирит образует крупные зерна, сростки размером до 2,0–5,0 мм, слабо трещиноват, содержит включения пирротина, халькопирита и нерудной массы. Коррозия пирита пирротин-халькопиритовой ассоциации проявлена отчетливо, также отмечаются микропрожилки, пересекающие пирит (рис. 3, Е). Крупные площади пирротина не содержат выделений

халькопирита, последний появляется при коррозии пирита в виде каймы, вслед за которой произошло отложение пирротина.

Обнаружены два зерна самородного золота размером 0,005 мм — один приурочен к контакту халькопирита с пиритом, другой расположен рядом в нерудной массе (рис. 3, Е).

Последовательность выделения минералов: пирит — халькопирит — пирротин. Отложение золота произошло до и после кристаллизации пирита, опережая пирротин-халькопиритовую ассоциацию.

Аншлиф № 10 — в текстурном отношении представлен (рис. 2, Е) неясно-полосчатой пиритовой рудой, полосы-прослои ориентированы почти перпендикулярно к оси зерна, вероятно, согласны с субгоризонтальным залеганием пород. Полоски 2–3 мм мощностью сложены крупными зернами метасоматического пирита, сопровождаются обильной вкрапленностью мелких зерен, в целом составляют около 20–25 % от объема образца.

Под микроскопом — разнотельный агрегат (0,01–0,2–0,3 мм) ксеноморфных зерен пирита, содержит редкую вкрапленность пирротина, реже халькопирита (0,02–0,03 мм). В нерудной массе также присутствует пирротин, часто замещаемый марказитом в виде мелких точечных включений до полных псевдоморфоз.

Интересны обособленные зерна пирита в массе с магнетитовой каймой замещения. В последней иногда присутствует гематит в виде редких пластинок.

Представлен минералогический (табл. 2) и химический (табл. 3) составы выбранных аншлифов.

Химический состав (оксиды в % и другие элементы в г/т) аншлифов

Компо- ненты	Номер аншлифа						
	1	2	3	4	5	8	10
SiO ₂	10,79	6,08	57,95	29,13	14,99	6,48	23,58
TiO ₂	0,01	0,01	0,4	0,32	0,01	0,13	0,64
Al ₂ O ₃	6,6	3,91	17,69	21,65	1,18	3,87	12,63
Fe ₂ O ₃	25,19	23,74	1,09	13,51	16,89	27,02	20,43
MnO	0,19	0,01	0,01	0,01	0,51	0,01	0,14
MgO	1,99	0,82	0,27	6,48	0,26	2,58	8,55
CaO	12,45	11,68	7,79	12,67	27,69	0,25	1,9
Na ₂ O	0,01	0,01	1,67	1,08	0,01	0,01	0,01
K ₂ O	0,01	0,01	1,09	0,24	0,01	0,4	3,28
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,17	0,01
SO ₃	22,93	33,02	0,01	5,64	27,52	32,43	18,11
LOI	19,8	1,9	12	5,4	4,9	20,3	10,7
Au	3,98	5,96	0,61	0,89	8,85	2,37	1,19
Ag	36,2	181,2	7,18	9,25	79,21	127,8	23,12
Cu	0,067	18,023	0,008	1,122	4,589	6,523	0,027
Zn	326,79	160,11	103,93	42,91	2205,06	2002,06	140,71
Pb	55,73	86,31	53,42	8,64	629,16	23,65	11,33
Cd	24,71	27,42	10,54	13,19	32,48	62,83	29,51
Cs	138,93	159,23	49,81	87,09	154,69	148,02	112,35
Te	229,88	469,83	70,14	103,46	249,9	217,28	142,2
Sb	66	74,12	25,37	40,31	84,12	78,24	53,45
Sn	39,94	48,53	12,86	14,41	43,17	49,72	24,62
Se	193	127,19	4	12,17	39,86	25,74	8,61
W	215,14	392,22	39,88	103,22	148,03	311,16	84,63
Zr	32,07	16,81	93,08	134,29	6,23	8,13	24,21
Sr	63,99	146,61	421,58	264,09	55,51	20,4	55,13
U	13,67	15,4	6,31	7,12	10,82	16,77	12,7
Rb	6,52	7,29	17,41	3,1	5,4	16,06	103,98
Sc	258,23	227,23	108,57	169,48	259,64	64,49	97,28
Th	15,04	14,44	4,36	5,36	14,64	22,13	9,29
Pd	25,77	22,3	8,09	10,54	41,83	22,65	14,92
Ni	280,43	181,83	65,35	135,34	221,92	240,76	169,42
Co	1219,32	1279,85	68,5	328,17	868,03	1746,29	744,99
Cr	41,02	78,35	148,31	154,56	32,25	44,6	48,19
V	215,49	181,14	88,04	104,08	35,56	117,97	441,16

LOI – потеря веса при прокаливании.

Обсуждение полученных результатов и выводы. Золото в рудах Гадирского месторождения четко связывается с ранней кварц-пиритовой и продуктивной пирит-халькопирит-сфалеритовой стадиями минералообразования. В кварц-пиритовых рудах золото представлено в виде субмикроскопических и тонкодисперсных образований, а в пирит-халькопирит-сфалеритовых рудах наблюдается увеличение среднего размера частиц самородного золота (0,01–0,3 мм). По-видимому, это связано с переотложением и укрупнением раннего мелкого и тонкодисперсного золота кварц-пиритовой ассоциации.

При микроскопическом исследовании установлено, что золото находится внутри халькопирита и в сростках с пиритом и кварцем.

По-видимому, золото внутри халькопирита и пирита выделялось одновременно с названными минералами, а его нахождение в сростках дает основание предполагать более позднее образование этого металла. Следует подчеркнуть, что в рудах Гадирского месторождения золото преимущественно находится в свободном состоянии – 40,0 % и в сростках с поздними сульфидными минералами (в основном халькопиритом) – 48 %. Содержание золота в магнетите и сульфидных

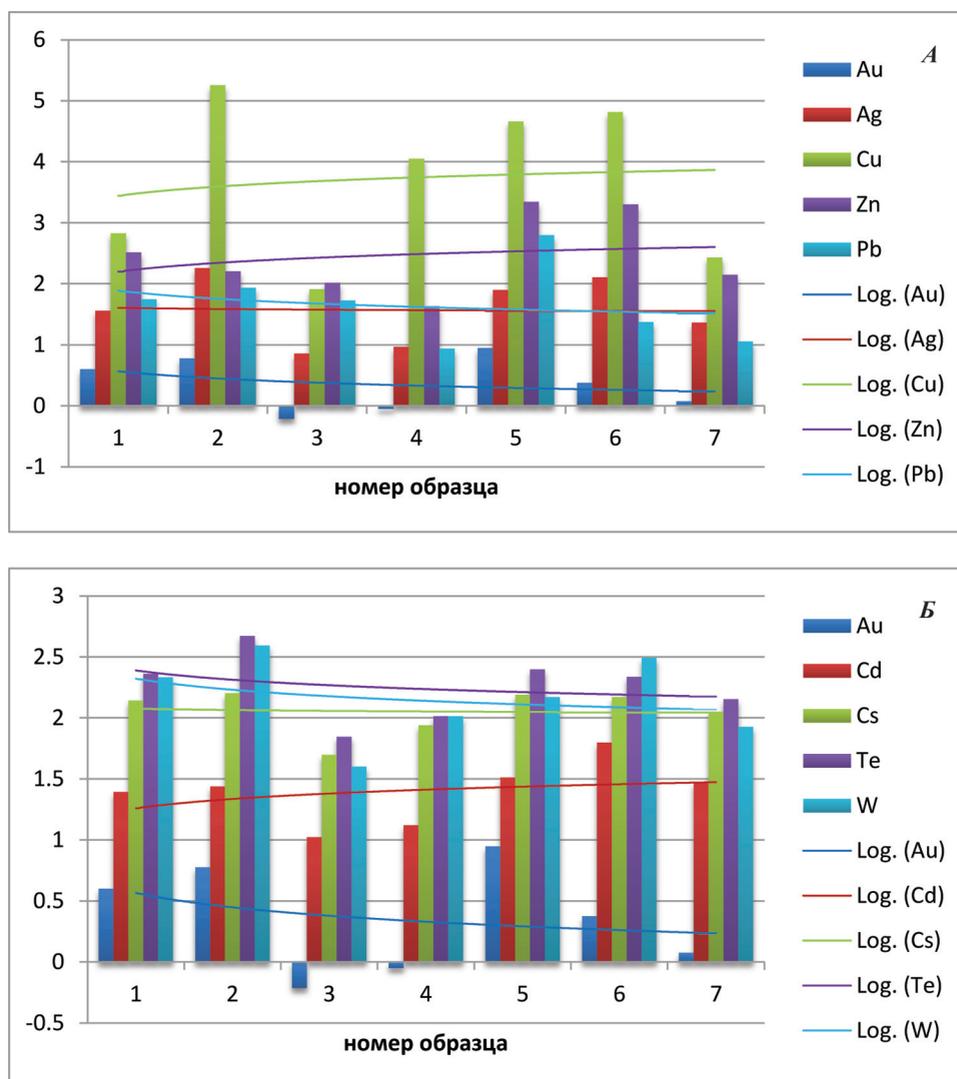


Рис. 4. Сравнительная логарифмическая диаграмма элементов с Au в выбранных аншлифах: А – Ag, Cu, Zn и Pb; Б – Cd, Cs, Te и W

минералах невысокое (3 и 8 % соответственно), а в кварце – 1,0 % (рис. 4).

Для изучения золотоносности и характера распределения благородных металлов и других элементов (Au, Ag, Cu, Zn, Pb, Sb, Cd, Cs, Te и W) в рудах Гадирского месторождения в статье использованы результаты пробирного и химического анализов проб, отобранных из различных типов руд (рис. 2 и 4).

По данным результатов анализов установлено, что все перечисленные минеральные ассоциации являются золотоносными. Однако содержания и характер распределения золота, серебра и других элементов в каждом типе руд различны. На основе полученных результатов построена сравнительная логарифмическая диаграмма элементов с Au в выбранных аншлифах (табл. 3 и рис. 4).

Логарифмические диаграммы золота и серебра в пирит-халькопирит-турмалин ± карбонатых и пирит-халькопирит-магнетит-кварц ± гематитовых рудах показали, что максимум частоты встречаемости соответствует интервалам 5–9 г/т

по золоту и 79–181 г/т по серебру. В пирит-халькопирит-биотит ± магнетит ± пирротиновых рудах концентрация Ag, Zn и Co более высокая. Здесь максимум частоты встречаемости соответствует (г/т): 127,8 по серебру, 2002,06 по цинку и 1490,75 по кобальту (табл. 3 и рис. 4).

Заключение. Анализируя результаты геолого-разведочных и проведенных анализов по минеральному составу руд Гадирского месторождения высококачественного медно-полиметаллического золота и используя самые последние геологические данные, можно сделать следующие выводы:

- 1) золотистая минерализация в месторождении Гадир парагенетически связана с метасоматитами и гранитоидами Гедабекской интрузии;
- 2) при микроскопическом изучении огромного количества аншлифов, а также интерпретации химико-аналитических данных руд месторождения впервые обнаружены следующие минералы: гессит, халлозид, индиалит, увит, иллит, монтмориллонит;

3) результаты минералогических и аналитических исследований показали, что основным носителем золота в Гадирском месторождении являются пирит и халькопирит;

4) обычно золото содержится в руде в виде мелкодисперсных и дисперсных руд и большая его часть свободна. Иногда оно бывает покрыто оксидами железа или предстает в виде кристаллического сульфида и кварца;

5) самые высокие значения золота обнаружены в пирит-халькопирит-сфалерит ± галенитовой минеральной ассоциации.

1. Гусейнов Г. С. Распределение благородных металлов (Au, Ag) в рудах Гедабекского золотомедно-колчеданного месторождения (Малый Кавказ) // Отечественная геология. – 2017. – № 6. – С. 67–71.

2. Исмаилзаде А. Д., Мустафаев Г. В., Рустамов М. И. Геология Азербайджана. Т. 3: Магматизм. – Баку: Нафта-Пресс, 2001. – 434 с.

3. Bayramov A. A. Geological Setting of the new Discovering Gadir Low Sulfidation Epithermal Deposit, Gedabek Ore District, Lesser Caucasus, Azerbaijan // IJSET – International Journal of Innovative Science, Engineering & Technology. – 2017. – Vol. 4, Iss. 12. – Pp. 21–27.

4. Donna L. W., Bernard W. E. Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals // American Mineralogist. – 2010. – Vol. 95. – Pp. 185–187.

5. Novruzov N. Mineral composition and paragenesis of altered and mineralized zones in the Gadir low sulfidation epithermal deposit (Lesser Caucasus, Azerbaijan) / Eds.: N. Novruzov, A. Valiyev, A. Bayramov, S. Mammadov, J. Ibrahimov,

A. Abdulrehimli // Iranian Journal of Earth Sciences. – 2019. – Vol. 11, No 1. – Pp. 14–29.

6. Veliyev A. Geological Setting and Ore Perspective of the New Discovered Gadir Low Sulfidation Epithermal Deposit, Gedabek NW Flank, Lesser Caucasus, Azerbaijan / Eds.: A. Veliyev, A. Bayramov, J. Ibrahimov, S. Mammadov, G. Alizhadeh // Universal Journal of Geoscience. – 2018. – Vol. 6 (3). – Pp. 78–101. – DOI: 10.13189/ujg.2018.060304.

1. Guseynov G. S. The distribution of precious metals (Au, Ag) in the ores of the Gadabek gold-copper-pyrite deposit (Lesser Caucasus). *Otechestvennaya geologiya*. 2017. No 6, pp. 67–71. (In Russian).

2. Ismailzade A. D., Mustafaev G. V., Rustamov M. I. Geologiya Azerbaydzhana. T. 3: Magmatizm [Geology of Azerbaijan. Vol. 3: Magmatism]. Baku. 2001. 434 p.

3. Bayramov, A. A. 2017: Geological Setting of The New Discovering Gadir Low Sulfidation Epithermal Deposit, Gedabek Ore District, Lesser Caucasus, Azerbaijan. *IJSET – International Journal of Innovative Science, Engineering & Technology*. 4. 12, 21–27.

4. Donna, L. W., Bernard, W. E. 2010: Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist*. 95. 185–187.

5. Novruzov, N., Valiyev, A., Bayramov, A., Mammadov, S., Ibrahimov, J., Abdulrehimli, A. 2019: Mineral composition and paragenesis of altered and mineralized zones in the Gadir low sulfidation epithermal deposit (Lesser Caucasus, Azerbaijan). *Iranian Journal of Earth Sciences*. 11. 1. 14–29.

6. Veliyev, A., Bayramov, A., Ibrahimov, J., Mammadov, S., Alizhadeh, G. 2018: Geological Setting and Ore Perspective of the New Discovered Gadir Low Sulfidation Epithermal Deposit, Gedabek NW Flank, Lesser Caucasus, Azerbaijan. *Universal Journal of Geoscience*. 6. 3. 78–101. – DOI: 10.13189/ujg.2018.060304.

Баїрамов Айдын Ахмед – аспирант, Азербайджанский государственный университет нефти и промышленности (АГУНП). Проспект Азадлы, 20, Баку, AZ1010, Азербайджанская Республика. <geoloq_aydin@mail.ru>

Bayramov Aydin Ahmed – PhD Student, Azerbaijan State Oil and Industry University (ASOIU). 20 Prospekt Azadlyg, Baku, AZ1010, Republic of Azerbaijan. <geoloq_aydin@mail.ru>



В этом году отмечается 75-я годовщина Победы в Великой Отечественной войне. В честь этой знаменательной даты наш журнал публикует отрывки из ранее изданных книг воспоминаний сотрудников ВСЕГЕИ, воевавших на фронте, эвакуированных и проводивших геологические работы во всех уголках страны, оставшихся в Ленинграде и испытавших все лишения блокадного города. Эти люди просто и без излишней эмоциональности описывают мучительный и постоянный голод, ежедневные ночные обстрелы, смерть любимых и близких... В каждой семье была война, и каждый: кто взрослым, а кто ребенком – прошел свой путь к Победе.

Л. И. КРАСНЫЙ

Свет и тени прошедших лет

В 1937 и 1939 гг. в моей партии, возглавляя самостоятельные отряды, работала Вера Константиновна Елисеева, талантливый геолог-стратиграф, автор обобщений по пермской и каменноугольной системам Дальнего Востока. Это была моя добрая и верная жена. В 1941 г. из блокадного Ленинграда со старшим сыном Леонидом она эвакуировалась в Пятигорск, там жили родители мужа моей старшей сестры. В январе 1942 г. там родился сын Миша. В страшные дни нашествия немцев на Северный Кавказ она, жена советского офицера, пряталась у приютивших ее жителей Эссентуков. На Северном Кавказе погибли от рук преступных немецких захватчиков моя мать, сестры и две племянницы – Изольда и Элеонора в возрасте 12 и 7 лет.

В конце июня 1941 г. жизнь в одночасье изменилась коренным образом. Пришлось сменить полевую «энцефалитку» на китель с лейтенантскими нашивками, а седло – на командный пост командира батареи береговой обороны Балтийского флота. Вихрь войны бросил меня на форт Краснофлотский, известный под именем Красная Горка.

Вот некоторые воспоминания, эпизоды, восстанавливающие ту атмосферу, в которой жили матросы и офицеры форта.

Конец сентября 1941-го года. В крайне тревожной обстановке отдается приказ: вкатить на орудийные дворики шаровые мины (с дополнительным толком в воздушном пространстве), командиру огневого взвода Красному и старшине Петрину последними уходить с 322-й батареи, взорвав ее. То же было проделано и на остальных батареях. Особо загрузили

комендоры – в погребах полный боезапас, безусловная готовность противостоять противнику, а тут – «уходить»! К счастью, комиссар дивизиона майор Гош почти немедленно добился отмены приказа. Форт Красная Горка никогда не будет сдан фашистам! Мины были убраны. Настроение, боевой дух наводчиков, замковых, снарядных, погребных поднялись. И в дальнейшем, в тяжелые голодные времена, когда суп под метким названием «синий платочек» был главным питанием, когда форт вел огонь в северном и южном направлениях, стойкость защитников форта была непоколебима.

Как-то осенью 1943 г. старшины получили подарки из далекого тыла – тут были варежки, теплые носки, вышитые кисеты с записочками от девушек, шарфы. Как посветлели лица матросов, с какой радостью они рассматривали и поглаживали доставшиеся им вещи! Все это, да еще письма от родных и любимых, помогало выжить в условиях изоляции фортов от Ленинграда и страны.

Война была не только испытанием воли, концентрацией физических и духовных сил, но и непрерывной учебой. При инспекционной поездке командующий артиллерией Балтийского флота вице-адмирал И. И. Грен знакомился с командирами батарей форта Красная Горка. Капитан Мельников, ст. лейтенант Юдин докладывают: «Окончили Севастопольское училище береговой обороны», ст. лейтенант Красный – «Ленинградский горный институт». Будучи глуховатым, как все артиллеристы, Грен удивленно переспросил: «Что, что Вы окончили?» Я повторил. Тут же было приказано сопровождающему



Л. И. Красный. Форт Красная Горка, 1941 г.

вице-адмирала капитану I ранга: «Проверить!». После экзамена – заключение: «Годен!».

Старая 322-я батарея с пушками Канэ не имела нужной дальности огня. По приказу начальника артиллерии Кронштадтского морского оборонительного района срочно на мысе Серая Лошадь была поставлена полубатарея – два 130-миллиметровых орудия, и я, командуя ею, вел контрбатареиную борьбу с финскими и немецкими установками на северном берегу залива, обеспечивая проход наших кораблей к островам Сескар и Лавансаари.

На северном берегу реки Воронки на высокой ели было оборудовано «гнездо», с которого командиры батарей форта, в том числе и я, по очереди вели наблюдение за дислокацией войск противника и корректировали огонь дальнобойной артиллерии. По поводу этой реки писатель Лев Успенский, яркие выступления которого мы

слышали в самое тяжелое время на форту, писал: «...Удивительное дело, фашистская армия в те годы, бросаясь то на запад, то на восток, форсировала сотни могучих водных потоков: Шельду и Маас в Бельгии, Марну, Сену, Луару во Франции, Сан в Польше... Но пересечь речку Воронку, жалкую – курица вброд перейдет! – ей так и не удалось...»

В конце войны академик С. С. Смирнов, получив правительственное распоряжение демобилизовать геологов для участия в урановой проблеме, написал письмо командующему Балтийским флотом адмиралу Трибуцу с просьбой об отзыве меня из состава береговой обороны. И в марте 1946 г., уже будучи начальником штаба 31-го отдельного артдивизиона Краснознаменного Балтийского флота, я был возвращен во ВСЕГЕИ и через два месяца в Западном Приохотье вел работы по поискам радиоактивных руд.



Лев Исаакович Красный (1911–2008)

Родился в Санкт-Петербурге. Окончил коллекторские курсы при Неметаллическом геолого-разведочном институте (1930) и Ленинградский горный институт (1936). С первых дней Великой Отечественной войны служил в Красной армии – командир огневого взвода, командир 322-й батареи, начальник штаба 31-го отдельного артдивизиона Краснознаменного Балтийского флота, капитан. Боевые награды: два ордена Отечественной войны II степени, медали «За оборону Ленинграда», «За победу над Германией в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг.». В 1939–1971 и 1975–2008 гг. работал во ВСЕГЕИ и на Дальнем Востоке. В 1975–1990 гг. был председателем Совета по геологическим и геофизическим исследованиям БАМа. Научные интересы – региональная геология и тектоника восточной части СССР. Лауреат Ленинской премии (1964, за участие в открытии оловорудных месторождений) и Государственной премии РСФСР (1991), премии имени А. П. Карпинского Правительства Санкт-Петербурга и Санкт-Петербургского научного центра РАН (2001) – за

цикл работ в области наук о Земле, создание серии геологических и тектонических карт России, Евразии и мира, прогноз и открытие рудных месторождений.

Текст приведен по изданию «Служили верой и правдой» (М.: Светоч Плюс, 2010. С. 37–40).

Ю. М. ШУВАЛОВ

Ветераны о войне

Закончилась война, и в институт вернулись с фронтов Отечественной войны сотрудники, все годы мечтавшие о любимой работе — геологии. Бывшие студенты — геологи и геофизики — заканчивали Горный институт и геологический факультет университета и вливались в возрождавшийся и расширяющийся коллектив института, перед которым были поставлены гигантские задачи по созданию минерально-сырьевой базы страны по всем видам полезных ископаемых.

Крайне разнообразными были боевые пути ветеранов.

Николай Кузьмич Ульянов, командир взвода саперной разведки, прошел ряд фронтов от Предкавказья до Прибалтики. Состав взвода неоднократно менялся, так как в некоторых операциях погибло более 50% солдат и сержантов. Закончил войну старшим лейтенантом.

Сергей Васильевич Егоров — участник тяжелых боев на Волховском и Ленинградском фронтах, артиллерист. Бывал в боях, когда лишь трупы товарищей, выложенные на бруствер, защищали солдат в окопах. Закончил войну начальником штаба дивизиона в звании капитана.

Леонид Иванович Боровиков — закончил войну майором.

Этих трех участников войны объединяет и то, что они стали руководителями ведущих научных отделов, а затем заместителями директора института ВСЕГЕИ по научной работе. Но судьба у всех разная.

Танкист Иван Иванович Лукин, закончивший войну в Берлине, стал главным бухгалтером Восточной экспедиции. Флавий Анатольевич Алявдин, получивший тяжелейшее ранение в боях за Сталинград, стал ведущим геологом отдела морской геологии. С изучением Сибири связал свою судьбу бывший комиссар Югославской народно-освободительной армии Ненад Степанович Малич, участник героических боев на Балканах.

Среди тех, кто хватил лиха на Невском пятачке, где на каждый квадратный метр земли пришлось по 17 погибших красноармейцев, — Олег Александрович Кондияин, один из участников этих кровавых боев.

Командиром взвода закончил войну блокадный подросток Борис Михайлович Михайлов, правдиво показавший в своих книгах трагедию блокады и войны.

Список участников войны очень велик: Н. К. Булин, В. М. Бут, Ю. М. Владимирский, А. П. Глушков, Л. И. Давыдова, А. И. Жамойда, Ю. К. Жильцов, Ф. Я. Сапрыкин, Ю. Д. Смирнов, С. И. Шукин, И. Д. Шуко и многие-многие другие сотрудники ВСЕГЕИ. Они сражались на всех фронтах от Баренцева до Черного морей, в Северном Китае и на островах в Тихом океане.

Слава им и вечная благодарность за нашу победу!



Юрий Михайлович Шувалов (1929–2009)

Родился в с. Ивашково (Московской обл.). Пережил тяжелые дни блокады. Окончил геологический факультет Ленинградского государственного университета (1954). Еще студентом начал работать во ВСЕГЕИ в области урановой геологии. Заведующий отделением специальной металлогении (1973–1979) (ныне отдел геологии урановых месторождений и радиоэкологии), сектора методов прогнозирования урановых месторождений (1979–1992). Последние годы разрабатывал общие проблемы металлогении. Доктор геолого-минералогических наук (1979), профессор (1991). Почетный разведчик недр (1989), заслуженный геолог РФ (1996).

Награжден медалями «За оборону Ленинграда», «За трудовую доблесть», юбилейными в честь Победы в Великой Отечественной войне и др.

Текст приведен по изданию «Ветераны помнят» (СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. С. 77–78).

Андрей Федорович Морозов

14 июля 2020 г. исполняется 70 лет Андрею Федоровичу Морозову – заместителю руководителя Федерального агентства по недропользованию, кандидату геолого-минералогических наук, действительному члену РАЕН, выдающемуся организатору региональных геологических и геолого-геофизических работ, главному редактору журнала «Региональная геология и металлогения»



А. Ф. Морозов родился на руднике Анга-туй Оловянинского района Читинской области в семье известных геологов. Продолжая семейные геологические традиции, поступил на геолого-разведочный факультет Иркутского политехнического института по специальности «разведка месторождений полезных ископаемых». В 1970 г. переведен в Московский государственный университет на геологический факультет, который окончил в 1973 г., получив специальность геолога по геологической съемке и поискам месторождений полезных ископаемых.

С 1973 по 1980 г. Андрей Федорович работал на кафедре петрографии, окончил очную аспирантуру на кафедре исторической и региональной геологии, трудился в геологических партиях МГУ на Урале. В 1980 г. после защиты кандидатской диссертации «Палеозойский вулканизм в Тагильском прогибе (Урал)» он перешел в Полярно-Уральскую геологоразведочную экспедицию, которую возглавил в 1984 г. За годы руководства экспедицией и при его непосредственном участии были изучены и оценены многие известные на Полярном Урале месторождения полезных ископаемых. Накопленный опыт организационных, полевых геологоразведочных и хозяйственных работ в условиях Крайнего

Севера в последующем обеспечивал ему успешное решение поставленных задач по региональному изучению территории России уже в аппаратах Мингео СССР, Роскомнедра, МПР России, Роснедра.

В 1988–1990 гг. А. Ф. Морозов – главный геолог управления региональной геологии и поисково-съёмочных работ Министерства геологии СССР. Благодаря его новым идеям и предложениям по совершенствованию регионального геологического изучения территории страны была сохранена сеть геологосъёмочных государственных унитарных предприятий и акционерных обществ как основы государственной геологической службы Российской Федерации. В 1995 г. создана Ассоциация руководителей геологосъёмочных предприятий, в которую вошло управление предприятий и территориальных органов геологической отрасли. Это объединение способствовало успешной реализации сложных задач по компьютеризации геологического изучения и составлению государственных геологических карт территории России нового поколения. В кратчайшие сроки было преодолено программно-технологическое отставание от ведущих западных стран в области цифровой картографии.

В 1996–2002 гг. — начальник Департамента региональной геологии, гидрогеологии, мониторинга и охраны геологической среды, руководитель Департамента геологической службы. С 2002 г. — заместитель руководителя Федерального агентства по недропользованию в МПР РФ.

Значителен вклад Андрея Федоровича в развитие международного геологического сотрудничества. Он активно участвует в международных геологических программах, семинарах, совещаниях, конгрессах, встречах и совместных проектах со странами ближнего и дальнего зарубежья. Среди наиболее крупных международных проектов, реализованных благодаря его инициативе и поддержке за последние 15 лет с участием геологических служб, национальных академий наук и университетов более 30 стран мира, — Атлас геологических карт России, стран СНГ и сопредельных государств масштаба 1 : 2 500 000, Атлас геологических карт Циркумполярной Арктики масштаба 1 : 5 000 000, Атлас геологических карт Северной, Центральной и Восточной Азии масштаба 1 : 2 500 000, OneGeology.

А. Ф. Морозов руководил работами по подготовке арктической заявки России в комиссию ООН по границам континентального шельфа. Кроме того, при его непосредственном участии подготовлена заявка России на центральную часть Охотского моря, которая получила положительное решение Комиссии ООН в 2014 г. В результате территория нашей страны была увеличена на 50 тыс. км².

Особое внимание Андрей Федорович уделяет представлению достижений Федерального агентства по недропользованию на международных геологических конгрессах и выставках, в программах, выполняемых в Арктике и Антарктике, а также реализуемых под эгидой Межправительственного совета по разведке, использованию и охране недр геологических служб стран СНГ, в международной геологической программе «Европроба». Это направление его деятельности способствует росту авторитета российской научной

и производственной геологической школы во многих странах мира.

Благодаря поддержке А. Ф. Морозова активно развивается детско-юношеское геологическое движение, проводятся открытые слеты юных геологов. В них участвуют сотни школьников, представляющих практически все регионы России, а также ближнее и дальнее зарубежье.

Андрей Федорович руководит и непосредственно участвует в научно-методическом обеспечении регионального геологического изучения недр, вносит вклад в составление аналитических обзоров по региональной геологии, минерагеническому потенциалу недр России, сводных и обзорных карт России, СНГ и отдельных регионов мира, разрабатывает направления прогнозно-минерагенических исследований, информационных технологий, поисковых работ.

Хочется отметить его внимание к руководителям низшего звена, простым геологам. Многих из них он знает по именам и всегда готов выслушать и поддержать. Постоянно ощущают поддержку и заботу с его стороны и ветераны геологической службы.

Талант Андрея Федоровича как организатора и успешного руководителя отмечен многочисленными государственными и отраслевыми наградами: почетное звание «Заслуженный геолог Российской Федерации», медали «300 лет Российской флоту», «В память 850-летия Москвы», «За укрепление боевого содружества», знак «Почетный разведчик недр» и многие другие. Является действительным членом РАЕН, Академии горных наук и Международной академии минеральных ресурсов.

Активная жизненная позиция А. Ф. Морозова, его высокий профессионализм, стремление к действию и достижению поставленных целей пользуются всеобщим заслуженным уважением.

В день юбилея желаем Андрею Федоровичу крепкого здоровья, благополучия, дальнейших успехов и достижений в служении российской геологической отрасли!

Дирекция и Ученый совет ВСЕГЕИ, редакционная коллегия журнала

Памяти Бориса Александровича Яцкевича



12 июня 2020 г. скончался Борис Александрович Яцкевич – член Общественного совета Роснедра, министр природных ресурсов в 1999–2001 гг., Геолог с большой буквы.

Б. А. Яцкевич родился в 1948 г. В 1972 г. окончил геологический факультет Воронежского государственного университета и был направлен в качестве молодого специалиста в геологоразведочную экспедицию Ухтинского территориального геологического управления Коми АССР, где прошел трудовой путь от старшего техника до главного геолога.

Большую часть производственной и научной деятельности Борис Александрович посвятил поискам и разведке бокситовых месторождений Среднего Тимана в Республике Коми. При его непосредственном участии было открыто Восточное месторождение бокситов.

В 1985 г. во Всесоюзном научно-исследовательском геологическом институте им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ) Б. А. Яцкевич защитил кандидатскую диссертацию. Разработанные в ней научные положения определили стратегию работ на бокситы в регионе в 1980–1990-х годах. При непосредственном участии Бориса Александровича в 1986–1987 гг. было открыто Парнокское месторождение марганца на Приполярном Урале.

В 1990 г. Б. А. Яцкевич приглашен на работу в Государственный комитет РСФСР по геологии и использованию топливно-энергетических и минерально-сырьевых ресурсов. С 1992 г. он – заместитель председателя Комитета по геологии и природным ресурсам РФ.

В 1996 г. Борис Александрович был назначен статс-секретарем – первым заместителем министра во вновь образованном Министерстве природных ресурсов РФ. В качестве статс-секретаря Минприроды России участвовал в разработке основополагающих нормативных правовых актов,

регулирующих отношения в сфере недропользования и воспроизводства минерально-сырьевой базы России, в том числе закона «О недрах» и Положения о порядке лицензирования пользования недрами.

В 1999 г. Б. А. Яцкевич возглавил Министерство природных ресурсов РФ.

В 2000 г. под его руководством была разработана и утверждена Правительством РФ Государственная программа геологического изучения арктического шельфа страны, реализация которой завершилась заявкой России в Комиссию ООН по расширению шельфа в Арктике более чем на 1,5 млн км².

В 2000–2001 гг. по инициативе Б. А. Яцкевича было проведено беспрецедентное техническое перевооружение геологоразведочных предприятий государственной геологической службы. В результате многие направления геологоразведочных работ в России стремительно нарастили эффективность и занимают передовые позиции в мире. К празднованию 300-летия горно-геологической службы России по инициативе Бориса Александровича и с участием практически всех геологических предприятий страны была осуществлена реконструкция здания Геолкома России (ВСЕГЕИ) на Васильевском острове в Санкт-Петербурге – предмета гордости и символа российской геологической службы.

За годы трудовой деятельности Б. А. Яцкевич был отмечен различными наградами: Благодарностью Правительства РФ (1996 г.), званием «Почетный разведчик недр» (1997 г.), памятным нагрудным знаком «За заслуги в изучении недр Республики Коми» (2000 г.) и почетным – им. В. Н. Татищева «За пользу отечеству» (2001 г.), знаками «Шахтерская слава» III (1999 г.) и II (2000 г.) степеней, юбилейной медалью «За заслуги в разведке недр Приморского края» (2000 г.) и медалью «300 лет немецко-русского сотрудничества в горном деле» (2000 г.), премией Правительства РФ (2001 г.). В этом же году за работу (в соавторстве) «Экзогенная золотоносность и платиноносность Российской Федерации – комплект карт» ему присуждена премия Правительства РФ в области науки и техники. В 1995 г. Б. А. Яцкевич избран действительным членом (академиком) Международной академии минеральных ресурсов, а с 1998 г. – Академии горных наук.

Федеральное агентство по недропользованию и дирекция ВСЕГЕИ выражает глубокое соболезнование родным, друзьям, коллегам и близким покойного. Мы помним его как блестящего геолога, эрудита, конструктивного реформатора, внимательного и заботливого человека. Светлая Память!

Памяти Сергея Павловича Шокальского



Шокальский Сергей Павлович родился 26 мая 1952 г. в городе Фрунзе. Его папа — Павел Владимирович — был музыковедом, а мама — Ирина Витальевна — врачом скорой помощи высшей категории. Когда Сергею исполнилось пять лет, семья переехала в Харьков, где и прошла ученическая юность Сергея Павловича. От родителей он унаследовал любовь к музыке (оба прекрасно играли на фортепиано), гостеприимность (в дом постоянно приходили, а иногда и просто жили ученики отца — студенты консерватории) и еще один неоспоримый талант — способностью отдаваться своему делу, не просто работать по профессии, но служить ей без ограничения сил и времени.

После окончания школы в 1969 г., решив пойти по стопам своего знаменитого предка — академика Ю. М. Шокальского, Сергей Павлович поступил на географический факультет Харьковского государственного университета. Но после первой же практики на Урале влюбился в геологию и перешел на геологический факультет, попутно выполнив требование ректора сдать экзамены второго курса по двум факультетам одновременно.

После окончания университета в 1974 г. С. П. Шокальский по распределению был направлен в Прокопьевскую геологоразведочную партию треста «Кузбассуглеразведка» (Кемеровская область), где и проработал успешно два года. Однако он уже тогда знал, что его призвание — это геологическая съемка и картография, поэтому, как только представилась возможность, перешел в Западно-Сибирскую геологическую экспедицию (с 1993 г. ГП «Запсигеолсъемка») Западно-Сибирского геологического управления в Новокузнецке.

В составе экспедиции С. П. Шокальский проработал 24 года — с 1976 по 1999 г. За это время он прошел трудовой путь от геолога до начальника партии и руководителя геологического отдела предприятия, занимался аэрофотогеологическим картированием и групповой геологической съемкой м-ба 1 : 50 000 в различных районах Горного Алтая, руководил геологосъемочными работами в западной части Алтае-Саянской складчатой области. Увлёкся гранитами. В 1990 г. с блеском защитил кандидатскую диссертацию «Петрохимическая типизация гранитоидов Северо-Западного Алтая». Научным руководителем работы был знаток Алтае-Саянских гранитов, легенда сибирских геологов — Николай Николаевич Амшинский.

В 1995—1999 г. под руководством Сергея Павловича и при его непосредственном участии составлены легенды Алтайской и Кузбасской серий Государственной геологической карты м-ба 1 : 200 000 (второе издание). В 2000 г. по итогам обобщения материалов крупномасштабных геологосъемочных работ С. П. Шокальским с соавторами подготовлена монография «Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области», которая не потеряла актуальности до сегодняшнего дня.

Новые подходы к тектоническому районированию складчатых регионов и структурированию геологической информации, разработанные С. П. Шокальским в процессе подготовки серийных легенд, обратили на себя внимание председателя Научно-редакционного совета МПР России Александра Сергеевича Вольского, и в начале 2000 г. Сергей Павлович был приглашен на работу во ВСЕГЕИ, где возглавил вновь созданный отдел серийных легенд Госгеолкарты России. В этот период им подготовлена серия работ, посвященных принципам организации геологической информации и составления легенд к государственным картам разного масштаба. Одновременно он являлся одним из авторов и главным научным редактором легенды Алтае-Саянской серии листов Госгеолкарты-1000/3 и Государственной геологической карты м-ба 1 : 1 000 000 листа М-45 (Горно-Алтайск). В 2011 г. в составе авторского коллектива за работу по составлению геологической карты России м-ба 1 : 2 500 000 Сергей Павлович отмечен премией Правительства Российской Федерации в области науки и техники.

С 2012 г. С. П. Шокальский руководил отделом сводного и обзорного геологического картографирования. В то же время он — один из наиболее активных участников ряда крупных международных проектов, которые проводились геологическими службами и национальными академиями России, Китая, Монголии, Кореи,

Казахстана и других стран. Наиболее крупные из них: ГИС-Атлас России и стран СНГ (2008 г.), Международная геологическая карта Азии м-ба 1 : 5 000 000 (2012 г.). Длительно и активно развивающимся является международный проект с участием России, Китая, Монголии, Казахстана и Республики Корея «Глубинные процессы и металлогения Северной, Центральной и Восточной Азии» (2004–2020 гг.), одной из основных задач которого была подготовка атласа карт геологического содержания м-ба 1 : 2 500 000 почти на всю территорию Азии. В рамках проекта Сергей Павлович был одним из основных исполнителей работы по созданию тектонической карты. Под его руководством были сформулированы принципы ее составления, разработана и согласована с участниками проекта легенда, подготовлена карта на территорию России и стран СНГ, сведены и увязаны все фрагменты стран-участниц проекта. Изданный атлас, включающий геологическую, тектоническую, металлогеническую карты и карту энергетических ресурсов м-ба 1 : 2 500 000, был представлен в 2008 г. на 33-й сессии Международного геологического конгресса в Осло (Норвегия), а в 2012 г. – на 34-й сессии МГК в Брисбене (Австралия) – на расширенную территорию Северной, Центральной и Восточной Азии.

В последние годы С. П. Шокальский был занят подготовкой Тектонической карты Арктики м-ба 1 : 5 000 000, соредактором и одним из основных авторов которой он является. Карта была создана в рамках международного проекта «Атлас геологических карт Циркумполярной Арктики масштаба 1 : 5 000 000» с участием геологических служб России, Канады, США, Норвегии, Швеции, Дании, Финляндии, Германии, Франции и издана в Париже в начале 2019 г. Комиссией по геологической карте мира. Она признана одним из важнейших достижений российской науки за 2018 год и используется в качестве доказательной базы при решении геополитических вопросов, связанных с делимитацией внешней границы континентального шельфа России в Северном Ледовитом океане.

С 2004 г. С. П. Шокальский являлся генеральным секретарем Подкомиссии по Северной Евразии в составе Комиссии по геологической карте мира (CGMW). В 2012 г. он вошел в состав координационного совета Роснедр по Арктике и отвечал за геологическое опробование морского дна в ходе высокоширотных арктических

экспедиций с целью обоснования внешней границы континентального шельфа Российской Федерации; с 2016 г. – член российской делегации по представлению обновленной заявки Российской Федерации в Комиссию ООН по границам континентального шельфа.

Заслуги С. П. Шокальского отмечены государственными и ведомственными наградами, в числе которых медаль ордена «За заслуги перед Отечеством» II степени (2007 г.), почетные звания «Заслуженный геолог Российской Федерации» (2015 г.), «Отличник разведки недр» (1995 г.), «Почетный разведчик недр» (2016 г.), медаль «За морские заслуги в Арктике» Министерства обороны Российской Федерации (2018 г.) и другие. В 2019 г. за большой вклад в развитие российско-монгольского сотрудничества в области геологии ему присвоено звание «Почетный геолог Монголии».

Сергей Павлович Шокальский был чрезвычайно обаятельным и общительным человеком, обладал исключительной притягательной силой. Люди тянулись к нему, и для каждого он находил единственно верные слова. Умел разделить радость, а в трудную минуту – помочь, поддержать, ободрить и вселить уверенность в свои силы. Он очень любил жизнь во всех ее проявлениях. В его личном архиве – десятки тысяч фотографий, на которых он бережно и почти профессионально фиксировал красоту природы и окружающих его людей, наиболее важные моменты своего такого короткого, но насыщенного жизненного пути.

Все, кто знал С. П. Шокальского, отмечали его бесспорный талант, глубокие знания различных геологических дисциплин, вдумчивое и нешаблонное отношение к работе. Он был одним из немногих людей – генераторов идей, которые под его руководством обретали реальное воплощение в виде карт, объяснительных записок, публикаций и отчетов.

Сергею Павловичу было свойственно обостренное чувство времени. Иногда он грустно шутил: «Жизнь – это мир упущенных возможностей», а сам успевал сделать за месяц больше, чем другие – за годы.

5 мая 2020 г. тяжелая болезнь вырвала Сергея Павловича из жизни неожиданно для родственников, друзей и коллег, всех, кто его знал и любил. Светлая память об этом замечательном человеке и выдающемся геологе навсегда сохранится в наших сердцах!

Дирекция ВСЕГЕИ, коллеги, друзья

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Порядок направления, рецензирования и опубликования статей

Редакция в своей деятельности руководствуется правилами издательской этики и предотвращения недобросовестной практики публикаций. Перед отправкой рукописи в редакцию автору необходимо ознакомиться с условиями опубликования статьи в журнале, в том числе с данными Правилами для авторов и Этическими принципами научных публикаций, размещенными на сайте журнала.

Статьи должны соответствовать профилю журнала. К рукописи статьи прилагаются сопроводительное письмо организации, отзыв и акт экспертизы (для русскоязычных статей) о возможности публикации в открытой печати. Положительный отзыв (рецензия) не является основанием для публикации статьи.

Редакция осуществляет рецензирование всех поступивших материалов с целью их экспертной оценки. Окончательное решение принимает редколлегия, опираясь на результаты независимого рецензирования. Рецензии хранятся в редакции журнала в течение 5 лет. При поступлении запроса редакция направляет копию рецензии в Министерство образования и науки РФ.

Статьи, требующие доработки, высылаются авторам. Если статья не принимается редколлекцией к публикации, редакция журнала направляет авторам мотивированный отказ. Оригиналы статей не возвращаются.

Статьи от зарубежных авторов принимаются и публикуются на английском языке. Фамилия, имя, название статьи, аннотация, ключевые слова, список литературы должны быть представлены на двух языках — английском и русском.

Статья должна быть подписана автором (соавторами) перед списком литературы.

К статье обязательно прилагаются сведения обо всех авторах на русском и английском языках: фамилия, имя, отчество полностью, ученая степень, ученое звание, должность, полное название организации, ее почтовый адрес, e-mail автора.

Плата за публикацию с авторов (в том числе аспирантов и соискателей) не взимается. Гонорары не выплачиваются.

При подготовке статей редакция просит руководство-ваться следующими правилами:

1. Статья (с индексом УДК) должна быть представлена на электронном носителе (CD, эл. почта, сеть) в формате Microsoft Word с обязательным приложением распечатки в одном экземпляре на бумаге формата А4. Распечатка должна полностью соответствовать электронной версии. Шрифт текста Times New Roman, размер 12 пт, межстрочный интервал 1,5, абзацный отступ 1,25 см, форматирование по ширине, все поля по 20 мм. Страницы статьи должны быть пронумерованы.

Сложные формулы или отсутствующие в шрифте Times символы следует вносить вручную. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Equation 3.0.

2. Рекомендуемый объем статьи 1 печ. лист, включая таблицы и графику. Один печатный лист текста равен 40 тыс. знаков (с пробелами). Печатный лист графических материалов равен 3000 см².

3. К статье обязательно прилагаются аннотация (не более 10 строк) и ключевые слова (не более 5–7 слов) на русском и английском языках.

4. Каждая таблица обязательно должна иметь название, слова в названиях таблиц не сокращаются. Вся

таблица набирается шрифтом Times New Roman (размер 9 пт, через один интервал). Максимальный размер таблиц не должен превышать размера журнальной полосы — 16 × 25 см. Однотипные таблицы строятся одинаково.

5. Размеры оригиналов рисунков не должны превышать размера полосы журнала (16 × 25 см). Каждый рисунок дается в отдельном файле (не вложен в Word!) без компрессии (сжатия) в форматах *.cdr (графический редактор Corel Draw до 15-й версии), *.eps (Encapsulated Post Script) и *.tif (Tagged Image File Format). Диаграммы должны быть отрисованы в графической программе, но не в Microsoft Office. Фотографии должны быть с разрешением не менее 300 пикс/дюйм. Размеры букв и цифр на рисунках должны быть не менее 2 мм, толщина линий не менее 0,2 мм.

Цветные графические материалы должны быть ориентированы на четырехкрасочную печать. Использование красок типа PANTON не разрешается. При подготовке рисунков в любой программе черный цвет шрифта и линий задавать как 100% Black.

Специальные шрифты на рисунках должны быть переведены в кривые.

6. Вклейки (таблицы и рисунки больших размеров) редакция не принимает.

7. Таблицы и рисунки в текст не заверстываются и представляются отдельными файлами, распечатка производится на отдельных страницах. Все подрисовочные подписи собираются в отдельный текстовый файл. Рисунки (схемы) и таблицы должны иметь сквозную нумерацию.

8. Список пристатейной литературы составляется в алфавитном порядке и нумеруется. Публикации отечественных авторов в иностранной печати приводятся в списке иностранных работ. Ссылка на источник литературы в тексте — порядковый номер в квадратных скобках.

Не допускаются ссылки на неопубликованные работы (отчеты, авторефераты, диссертации и пр.), учебники. Ссылка на электронный источник оформляется как полнотекстовая ссылка с примечанием в скобках даты просмотра. Пример: (дата обращения: 28.07.2017).

Список оформляется в соответствии с ГОСТ Р 7.05–2008 «Библиографическая ссылка».

Список литературы должен быть представлен на двух языках — русском и латинице (романский алфавит).

Внимание! В романском написании обязательно приводятся в ссылке: на книгу — транслитерация названия и в квадратных скобках его перевод; на статью из журнала — транслитерация названия журнала и перевод заголовка статьи; на статью из сборника — перевод названия статьи и сборника.

Сайт для транслитерации — <https://translit.ru/ru/bgn/>.

9. При написании статей просим авторов использовать термины и понятия в значениях, зафиксированных в следующих изданиях:

Толковый словарь английских геологических терминов. Перевод с английского / под ред. Н. В. Мержеловского. — М.: Геокарт, 2002.

Российский металлогенический словарь / под ред. А. И. Кривцова. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.

Геологический словарь. 3-е издание. В трех томах / гл. ред. О. В. Петров. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017.

Адрес редакции: 199106, Санкт-Петербург, Средний пр., д. 74

Журнал «Региональная геология и металлогения»

Телефон редакции: 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24)

E-mail: izdatel@vsegei.ru

