

ISSN 0016-853X

Номер 5

Сентябрь – Октябрь 2024



ГЕОТЕКТОНИКА



Журнал основан в январе 1965 года.
Выходит 6 раз в год.



НАУКА
— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 2024

Позднемеловой Охотско—Пенжинско—Анадырский малый океанический бассейн (северо-восток Евразии): геологические свидетельства и геодинамическая эволюция

В. Д. Чехович, С. А. Паланджян

3

Структурная связь Чукотского бордерленда и шельфа Чукотского моря: геофизическое 3D моделирование земной коры

*А. Л. Пискарев, А. А. Киреев, Г. И. Ованесян, В. А. Поселов, В. А. Савин,
О. Е. Смирнов, С. Н. Табырца*

28

Геология и углеводородный потенциал подсолевых отложений Астраханского свода Прикаспийской нефтегазоносной провинции: результаты комплексного исследования

*Ю. А. Волож, Л. А. Абукова, М. П. Антипов, А. Ю. Комаров, О. И. Меркулов,
И. С. Пати́на, В. В. Рыбальченко, Д. А. Соин, И. А. Титаренко*

46

Строение соляных диапиров Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба по сейсмическим данным

К. О. Соборнов

69

Правила представления статей в журнал “Геотектоника”

95

Contents

Vol. 58, no. 5, 2024

The Late Cretaceous Okhotsk–Penzhina–Anadyr Small Oceanic Basin (Northeast Eurasia):
Geological Evidence and Geodynamic Evolution

V. D. Chekhovich, S. A. Palandzhyan

3

Structural Connection of the Chukchi Borderland and Chukchi Sea Shelf:
3D Geophysical Modelling of the Earth Crust

*A. L. Piskarev, A. A. Kireev, G. I. Ovanessian, V. A. Poselov, V. A. Savin,
O. E. Smirnov, S. N. Tabyrtsa*

28

Geology and Hydrocarbon Potential of the Subsalt Deposits of the Astrakhan Arch
in the Caspian Petroleum Province: Results of Comprehensive Study

*Yu. A. Volozh, L. A. Abukova, M. P. Antipov, A. Yu. Komarov, O. I. Merkulov, I. S. Patina,
V. V. Rybalchenko, D. A. Soin, I. A. Titarenko*

46

Structure of Salt Diapirs in the Western Siberian Basin and Yenisei–Khatanga Trough Based
on Seismic Data

K. O. Sobornov

69

УДК 551.24

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ОХОТСКО-ПЕНЖИНСКО-АНАДЫРСКИЙ МАЛЫЙ ОКЕАНИЧЕСКИЙ БАССЕЙН (СЕВЕРО-ВОСТОК ЕВРАЗИИ): ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

© 2024 г. В. Д. Чехович¹, *, С. А. Паланджян¹¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

*e-mail: vadinchekhovich@mail.ru

Поступила в редакцию 17.05.2024 г.

После доработки 16.08.2024 г.

Принята в печать 11.09.2024 г.

В современной структуре Евразийской окраины совмещены надсубдукционные верхнемеловые вулканогенные образования — окраинно континентальный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и аккрецированная Немуро-Олюторская внутриокеаническая дуга, образовавшаяся в процессе субдукции океанической коры Тихоокеанского бассейна. Мы рассматриваем формирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, отделенного Немуро-Олюторской внутриокеанической дугой от Тихоокеанского бассейна, существовавшего на протяжении ~20 млн лет. В результате проведенного палео-геодинамического анализа установлено, что в поздне-меловое время в северо-восточной Евразии между Евразийским континентом и расположенными к югу и юго-востоку от него тектоническими блоками Охотского моря, Западной Камчатки, Северной Кореи в условиях трансформации развивался малый океанический бассейн типа пулл-апат, который можно назвать Охотско-Пенжинско-Анадырским. Этот бассейн сформировался в результате крупного сдвига при выкалывании террейнов из восточной части закрывавшегося Монголо-Охотского океана. Прогрессивное раскрытие Охотско-Пенжинско-Анадырского спредингового бассейна происходило с юго-запада на северо-восток с субдукцией под Евразийский континент, что обусловило соответствующее по времени запаздывание начала надсубдукционного вулканизма в Охотско-Чукотском поясе. Геодинамическая эволюция юго-западной и северо-восточной частей Охотско-Пенжинско-Анадырского бассейна различалась тем, что в юго-западной его части, более ранней по времени образования, вблизи Западно-Камчатского континентального блока возникла и развивалась Ирунейская (Западно-Камчатская) островная дуга. На северо-востоке дуга была ограничена трансформным разломом, который протягивался на юго-восток, разграничивая не только Камчатский терреин от Северо-Корейского и Учхичильского, но и Валагинскую (Восточно-Камчатскую) и Олюторскую внутриокеанические островные дуги. В кайнозойский этап развития этот разлом был преобразован в Палано-Озерновскую транслитосферную зону, являющуюся границей между аккрецированными Олюторским и Восточно-Камчатским террейнами Немуро-Олюторской островодужной системы. Применена геодинамическая модель до-дугового, альб-туронского этапа внутриокеанической субдукции, продолжавшейся до начала формирования в коньякском веке ранней дуги Немуро-Олюторской островодужной системы. Продолжительность до-дугового этапа внутриокеанической субдукции соответствует времени такого же этапа геодинамической эволюции Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы. Это позволяет подтвердить компенсацию спрединга Тихоокеанского бассейна за счет субдукции в Немуро-Олюторской островодужной системе.

Ключевые слова: поздне-меловая активная окраина Евразии, малый океанический бассейн, субдукция, выкалывание террейнов, континентальные блоки, бассейн пулл-апат, Монголо-Охотский океан

DOI: 10.31857/S0016853X24050015, EDN: EFWIWW

ВВЕДЕНИЕ

Поздне-меловая эпоха для Северо-Востока Азии является временем особенно интенсивных тектоно-магматических процессов, обусловленных региональной перестройкой системы взаимоотношений литосферных плит на обширном пространстве северо-западного фронта Мезопацфики и его орогенного окружения [87].

В поздней юре-неокоме, а затем в альбе-сено-не на окраине Азиатского континента, от Чукотки, через Японию, юго-восток Китая, до Вьетнама и Индонезии — в обстановках, как аккреционных, так и трансформных окраин, формировались орогенные пояса и магматические провинции, заложившие основу современного тектонического строения зоны перехода океан-континент [87, 88].

В сложной мезозойской истории становления современной тектоники этих складчатых поясов установлено сочетание супрасубдукционных и амальгамационных процессов с обстановками границ скольжения, развитием орогенных тектонических комплексов и абиссальных впадин различного генезиса. Главным фактором, обусловившим развитие активной окраины рассматриваемого региона в поздней юре и в течение всего мелового и кайнозойского времени, является субдукция океанической литосферы Тихого океана, с формированием нескольких поколений окраинно-континентальных и внутриокеанических вулканических дуг [69].

Современные результаты геологического картирования различного масштаба и многолетних научных исследований по стратиграфии, тектонике, петролого-геохимическим особенностям магматических пород и палеомагнитным характеристикам породных комплексов в пределах активной окраины северо-восточной Евразии (Корякское нагорье, Камчатка, Охотское море, Южно-Охотская впадина и Курильская островная дуга) доказали распространение на окраине континента образований Кони-Тайгоносской (поздний палеозой—ранний мезозой) и юрско—раннемеловой Удско-Мургальской островных дуг, перекрытых вулканитами позднеальб—среднекампанского Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [70].

На юго-западе к континенту примыкает Охотоморский континентальный блок, на востоке — область юрско—нижнемеловых Северо-Корякских экзотических террейнов с фрагментами континентальной коры, аккреционных призм, преддужий, разновозрастных офиолитов, лерцолитовых, гарцбургитовых и крайне истощенных дунит-гарцбургитовых комплексов, амальгамация которых произошла до аккреции к окраине континента.

Вдоль побережья Тихого океана в пределах Восточной Камчатки и юга Корякского нагорья (Олюторская зона) находятся аккрецированные чужеродные образования позднемеловой внутриокеанической Немуро-Олюторской островной дуги.

Таким образом, в современной структуре Евразийской окраины совмещены разновозрастные верхнемеловые вулканогенные образования [91] и, если Немуро-Олюторская внутриокеаническая дуга возникла в процессе субдукции океанической коры Тихого океана, то формирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, отделенного

этой дугой от Тихого океана, должно быть связано с существованием иного океанического бассейна, существовавшего на протяжении ~20 млн лет [60].

Цель настоящей работы состоит, с одной стороны, в рассмотрении опосредованных свидетельств существования бассейна с океанической корой (в форме надсубдукционных образований альб—кампанского возраста) и установленных сейсморазведкой реликтов позднемеловой океанической коры, и, с другой стороны — в поиске непротиворечивого варианта позднемеловой геодинамической эволюции активной окраины северо-восточной Евразии.

СУПЕРТЕРРЕЙНЫ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ДО-АККРЕЦИОННОЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ

В современной северо-восточной окраине Евразии, кроме стабильной позднемеловой континентальной окраины, маркируемой альб—кампанским Охотско-Чукотским вулканическим поясом, можно выделить следующие тектонические супертеррейны:

- Охотоморский;
- Западно-Камчатский (включающий западный склон и часть осевой зоны Срединного хребта Камчатки);
- Учхичхильский;
- супертеррейн Северной Корякии (с террейнами в основном океанической и надсубдукционной природы).

Важной структурной границей, разделяющей Охотоморский и Западно-Камчатский супертеррейны от Северо-Корякского и Учхичхильского, является Палано-Озерновская трансмеловая трансформная зона (рис. 1).

Евразийский континент

До-позднемеловой фундамент северо-восточной части Евразийского континента включает — на западе Сибирский кратон с многочисленными тектоническими провинциями, расположенным восточнее Верхоянским террейном пассивной окраины, далее — на восток Колымо-Омолонский супертеррейн с крупными кратонными террейнами типа Омолонского массива и, далее восточнее — отделенный Южно-Ануйским швом террейн пассивной окраины Чукотского микроконтинента [7, 12, 58, 64, 71, 116],

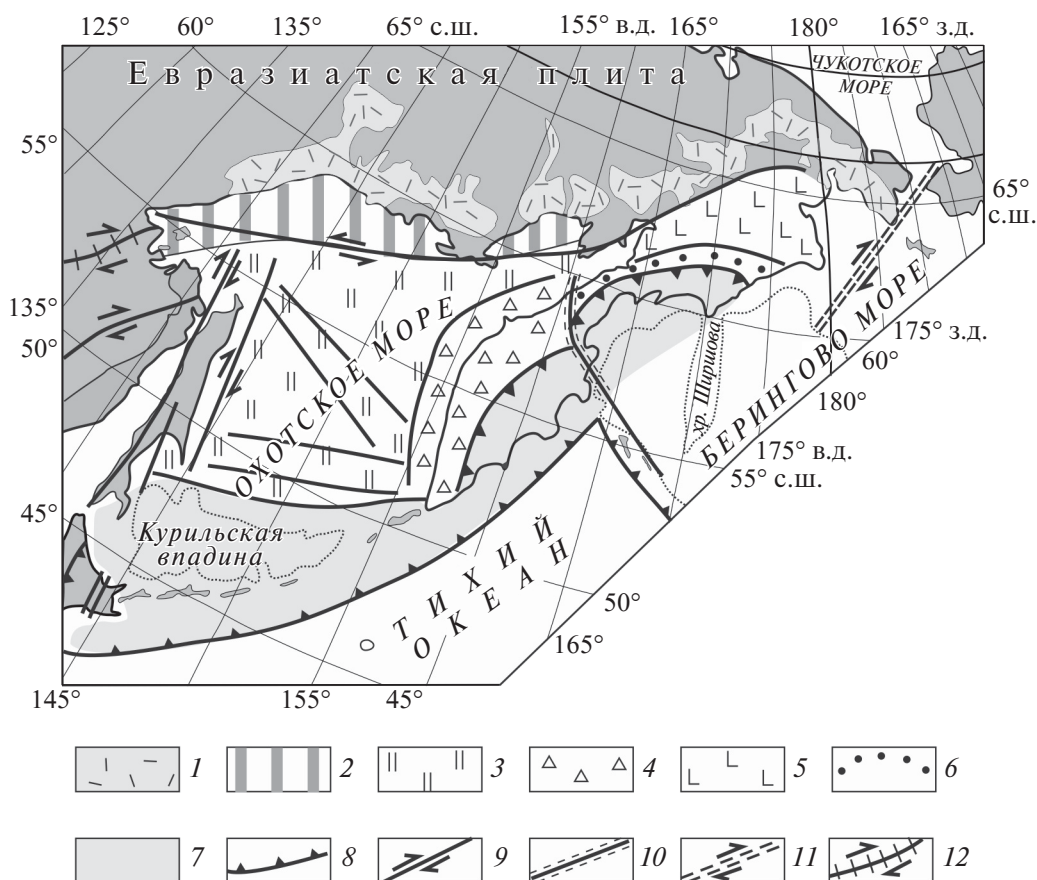


Рис. 1. Тектоническая схема позднемеловой активной окраины Евразии (по данным [47, 83, 87, 89, 94], с изменениями и дополнениями).

1 – Охотско-Чукотский вулканический пояс (верхний альб–средний кампан); 2 – континентальная кора под уровнем моря; 3–4 – супертеррейны: 3 – Охотоморский, 4 – Западно-Камчатский; 5 – супертеррейн Северной Корякии; 6 – Учхичхильский супертеррейн и Лесновско-Укэлятский флиш; 7 – область Немуро-Олюторских островодужных террейнов и новообразованных кайнозойских структур; 8 – надвиги; 9 – сдвиги; 10 – Палано-Озерновская трансформная зона; 11 – трансформная граница Евразийской и Северо-Американской литосферных плит; 12 – Монголо-Охотская сutura

В позднемеловое время границей континентальной коры могли быть остатки аккрезированной Удско-Мургальской (Кони-Тайгоносской) дуги, которые находятся, как в тыловой, так и во фронтальной зонах Охотско-Чукотского вулканического пояса (далее – ОЧВП) [50, 69, 70]. По данным сейсмо-геоэлектрического профиля Верхнее Пенжино–Корф, на севере, в пределах Омолонского докембрийского массива, перекрытого вулканитами Охотско-Чукотского пояса, мощность земной коры составляет 46–50 км [6].

Южнее Шайбовецкого разлома, ограничивающего Омолонский массив, на поверхности обнажены юрско-раннемеловые комплексы Удско-Мургальской вулканической дуги, где мощность земной коры уменьшается с запада на восток от 46 до 42 км [74].

Юго-восточнее, в Пенжинской зоне, которая отделена от позднемеловой континентальной окраины левосторонним сдвигом и уже представляет собой часть аллохтонных террейнов Северной Корякии, мощность земной коры неравномерно уменьшается до 30–33 км, а под восточной и западной частью Центрально-Корякской зоны (Учхичхильская провинция) мощность земной коры вновь возрастает до 40 км [2, 6]. Эти данные позволили предполагать существование Пенжинского рифта, периодически открывавшегося в мезозое [1].

Карты магнитных и гравитационных аномалий устанавливают протяженные интенсивные магнитные аномалии и гравитационные ступени вдоль северной кромки шельфа от Джугджурского сектора через Магаданский и Кони-Тайгоносский

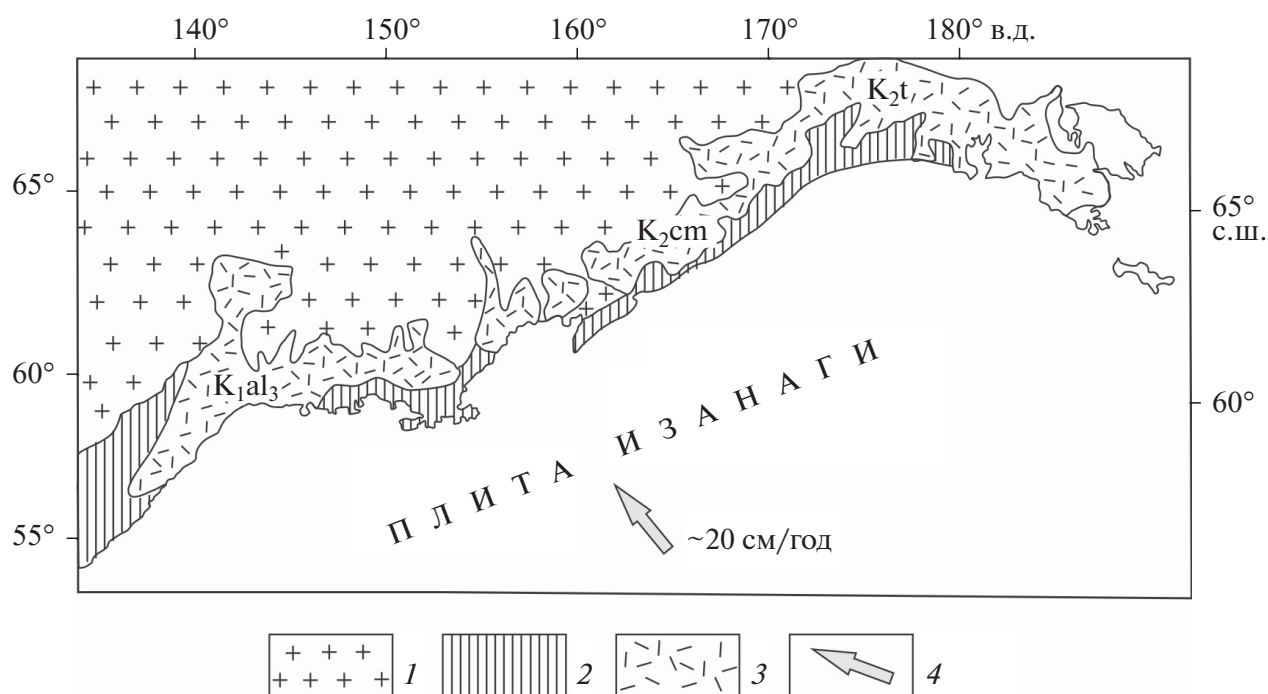


Рис. 2. Смещение времени начала надсубдукционного вулканизма по юго-западному—северо-восточному простиранию в Охотско-Чукотском вулканическом поясе (по данным [5, 60]).

1 – Евразийский континент; 2 – Удско-Мургальская позднеюрская–раннемеловая вулканическая дуга; 3 – Охотско-Чукотский окраинно континентальный вулканический пояс; 4 – направление перемещения океанической плиты Изагаги в позднем мелу

вплоть до устья Пенжины, теоретически связываются с глубинным подъемом офиолитов (ультрамафитов) [47, 63].

При дополнительной интерпретации материалов сейсмических исследований по профилю МОГТ 1632 было установлено, соответствующее ультрамафитам по сейсмическим скоростям геологическое тело, находящееся около п-ова Кони, имеет дайкообразную форму шириной 5–8 км и проявляется вплоть до верхней части кайнозойского осадочного чехла [43].

Таким образом, вполне вероятно, что протяженные интенсивные магнитные аномалии и гравитационные ступени вдоль северной кромки шельфа связаны с погребенной полосой ультрамафитов и серпентинитового меланжа, положение которых вблизи границы Охотоморского континентального блока с Евразийским континентом может отражать наличие шовной структуры, образовавшейся в результате закрытия разделявшей их Охотской части Охотско-Пенжинско-Анадырского бассейна с океанической корой.

Очень важной особенностью Охотско-Чукотского вулканогенного пояса является продольная разновременность начала его формирования – на

западе это отвечает позднеальбскому времени, в центральной части – сеноману, а на востоке – турону, т.е. с разницей до 5–7 млн лет [60]. Этот факт явно противоречит предположению о начале субдукции за счет океанической литосферы Пацифики, учитывая соотношение по нормали между ориентировкой ОЧВП и направлением перемещения океанической плиты Изагаги [1, 14, 84, 107] (рис.2).

Охотоморский супертеррейн

Анализ данных, полученных в начальный период исследований дна Охотского моря преимущественно геофизическими методами и драгированием дна, показал, что, в отличие от окружающих Охотское море орогенных складчатых сооружений окраины Азиатского континента (Сахалин, Камчатка), Охотоморское пространство рассматривалось как Охотская платформа [23, 24, 78].

Исследователи, разработавшие мобилистическую трактовку геологического строения области перехода от Азиатского континента к Тихому океану, рассматривали фундамент Охотского моря как малую литосферную плиту, перемещенную в ее современное положение [11, 33, 83].

Были созданы различные геодинамические модели:

- модель вулканического плато, перемещенного из пространства Пацифики [9];
- модель системы океанических островных дуг, скупленных в пределах Охотоморского пространства в кайнозое [21];
- модель континентального блока, сформированного в позднем триасе–ранней юре в экваториальной зоне Пацифики, дрейфовавшего в сторону Японии и затем занявшего свое современное положение [124].

Современные геофизические данные подтверждают континентальный характер литосферного блока Охотского моря [30, 31, 32, 50, 104, 113]. Тектоническая позиция (пространство и время) формирования Охотоморской плиты рассматривалась в работах [50, 103].

Согласно модели [103] Охотоморская плита (включающая и пространство континентальной коры Камчатки) была сформирована в пределах активной окраины Хангай–Хэнтэйского океана и затем выдавлена на восток при закрытии океана в триасе.

Сущность другой модели [50], состоит в том, что массивы метаморфических пород Камчатки представляют зону раннемеловой коллизии Охотоморского и Укэлайт–Срединно–Камчатского континентальных массивов, которые относятся к фрагментам континентов катазиатского ряда. Они были перемещены в пределы нынешнего Охотско–Камчатско–Корякского региона в течение средне–позднеюрского и мелового времени.

Осадочный чехол. На большей площади Охотоморского континентального блока (далее – Охотоморский блок) мощность осадочного чехла незначительна. Практические сведения по породам осадочного чехла Охотоморского блока собраны в результате драгирования и исследования микропалеонтологических остатков, наиболее информативными из которых были силикофлагелляты, [89]. Осадконакопление в пределах некоторых районов Охотоморского блока началось в позднем олигоцене – 28.2 млн лет назад и вплоть до конца раннего миоцена имело мелководный характер [89].

В среднем и позднем миоцене в период климатического оптимума отмечена трансгрессия и активизация тектонических процессов. Охотоморский блок на протяжении палеогена и, вероятно, мела представлял собой сушу [22, 65, 95], Особое строение характерно для впадин ТИНРО и Дерю-

гина – крупных впадин Охотского моря, которые выполнены мощными толщами осадочных отложений [17, 45].

Несмотря на большие мощности осадочных отложений, существенно превышающих мощности осадков в пределах собственно Охотоморского блока, базальные горизонты отложений в этих впадинах считаются верхнеолигоцен–нижнемиоценовыми, также как на Охотоморском блоке, что, вероятно, должно свидетельствовать об их новообразованной природе.

Фундамент. Кровля акустического фундамента Охотоморского блока совпадает с кровлей консолидированной коры и характеризуется граничными скоростями 5.8–6.4 км/сек, что соответствует метаморфической, возможно, магматической природе фундамента и, более того, есть основания считать, что кровля фундамента имеет гранодиоритовый состав [30, 32, 104, 108].

Особенностью строения земной коры Охотского моря (мощность 25–30 км) также является значительная мощность нижней коры, превышающая мощность верхней коры в 1.5–2 раза [89]. Однако граница Конрада в южной половине Охотоморского блока разделяет почти равные по мощности горизонты верхней и нижней коры, при этом, на севере мощность верхней коры превышает мощность нижней почти в два раза [104].

Мощность литосферы составляет 100 км, что вдвое меньше, чем в краевой части примыкающего Евразийского континента [89]. Электропроводимость в пределах поднятия Института Океанологии в южной части Охотоморского блока определяет мощность литосферы в 65 км, а во впадине Дерюгина – 70 км [66] (рис. 3).

На основе расчетов по геотермическим данным астеносфера расположена в Охотском море на глубине 50–70 км, под Северо–Западной котловиной Тихого океана – на глубине ~100 км [78].

Однако есть представление, что мощность литосферы (~300 км) и характер верхней мантии Охотоморского блока практически идентичен таковым в пределах Евразийского континента [113].

Граница Охотоморского блока с Камчатским определяется по резкой смене граничных скоростей с 5.8–6.4 км/сек, до 5.5 км/сек в краевой части Камчатского шельфа [32]. По интерпретации магнитного и гравитационного полей Западная Камчатка входит в структуру Охотоморского континентального блока [63, 104]. Граница с Евразийским континентом устанавливается по сейсмо–томографическим данным, предполагаю-

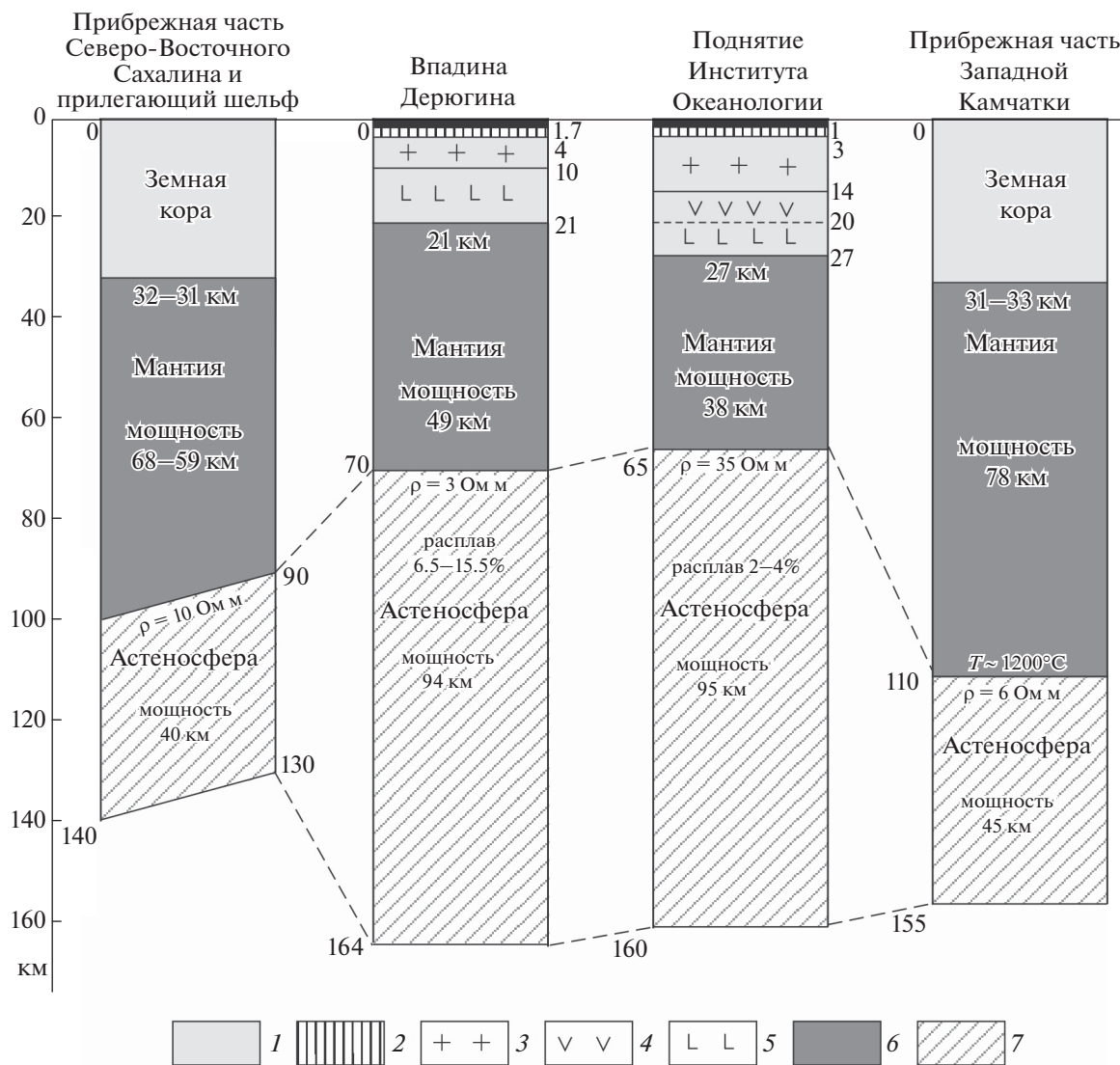


Рис. 3. Строение земной коры и верхней мантии Охотского моря и прибрежных частей Сахалина и Камчатки (по данным [66]).

1 – земная кора; 2–5 – слой: 2 – осадочный, 3 – гранитный, 4 – переходный, 5 – базальтовый; 6 – мантия; 7 – астеносфера

щим наличие субдуцированной океанической литосферы под самой северной частью акватории и под окраиной Азиатского континента [106].

Определение границы Охотоморского блока со складчатой системой Сахалина можно связать с меридиональной зоной мелкофокусной сейсмичности, отмечаемой вблизи границы сахалинского шельфа, и с аналогичной ориентировкой протяженного разлома, который трассируется вплоть до шельфа Азиатского континента [44, 47, 85].

Анализ карты аномального магнитного поля показывает, что акватория Охотского моря, за исключением Южно-Охотской глубоководной котловины,

характеризуется спокойным слабо дифференцированным магнитным полем, резко отличающимся от аномальных магнитных полей как складчатых сооружений о. Сахалина и п-ова Камчатки, так и Азиатского континента, что подчеркивает относительную однородность фундамента Охотоморского континентального блока [47].

Западно-Камчатский супертеррейн

Западно-Камчатский супертеррейн, включающий в себя массив метаморфических пород Среднего хребта (п-ов. Камчатка), характеризуется изменчивой мощностью земной коры, утоняющейся в сторону Охотского моря – от 40–45 км в цен-

тральной части Срединного хребта до 34–35 км у побережья Западной Камчатки. Мощность верхней коры составляет 22–25 км, нижней коры – ~20 км [35, 48, 49, 83]. Как мощность земной коры, так и ее строение вместе с данными изотопных исследований свидетельствуют о континентальной природе Западно-Камчатского супертеррейна [35, 82].

Восточная граница Западно-Камчатского супертеррейна скрыта под аллохтонными террейнами аккрецированной верхнемеловой–палеоценовой Восточно-Камчатской (Валагинской) островной дуги. Западная Камчатка географически и как самостоятельная структурная единица смыкается на севере с областью Камчатского перешейка. Границей между ними для кайнозойского и поздне-мелового времени является Палано-Командорская (Палано-Озерновская) зона поперечных дислокаций или совпадающий с ней предполагаемый крупный поперечный сдвиг [4, 11, 22].

Исходя из тектонического соотношения структурно-вещественных комплексов Западно-Камчатского супертеррейна, нами выделены (рис. 4):

- относительный автохтон (терригенный кихчикский террейн);
- аллохтонный вулканогенный ирунейский комплекс (террейн);
- экзотический долиненский базальтовый (по геофизическим данным);
- терригенный омгонский террейн.

Относительный автохтон. Относительным автохтоном могут считаться верхнемеловые терригенные, мета терригенные и метаморфические толщи, распространенные в области южных и западных склонов Срединного хребта, к западу от главного Камчатского разлома [81, 82].

Метаморфические толщи колпаковской и камчатской серий являются аналогами неметаморфизованной терригенной кихчикской серии, возраст которой определяется от альба до среднего кампана, а малкинская серия представляет собой аналог метаморфизованного аккрецированного островодужного террейна Олюторско-Восточно-Камчатской дуги [36, 62, 72, 82, 107].

В состав относительного автохтона Срединного хребта входят колпаковские гнейсы и мигматиты с наиболее молодой популяцией обломочного циркона с возрастом 85 млн лет, а также группы зерен циркона, имеющие протерозойский возраст ~ 1859 млн лет [71, 107].

Крутогоровские граниты, прорывающие колпаковские гнейсы с магматическими цирконами, имеют возраст 76–83 млн лет [46, 73]. Граниты

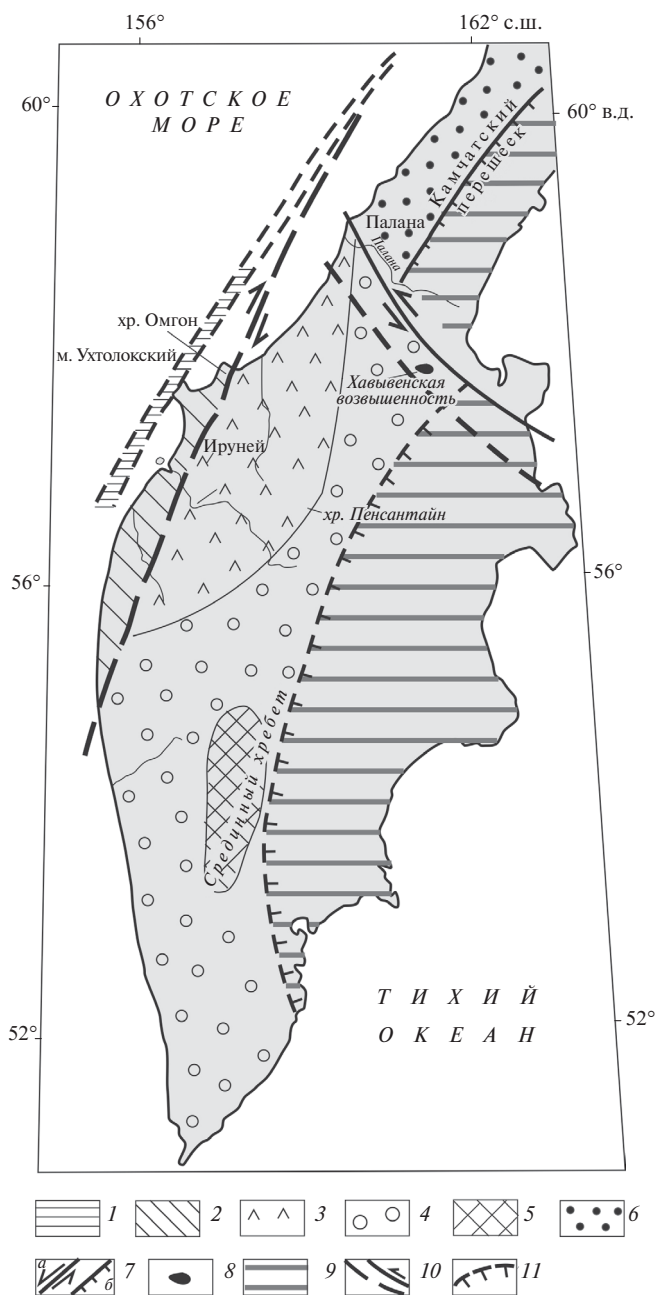


Рис. 4. Карта-схема распространения меловых структурно-вещественных комплексов Западной Камчатки в позднем маастрихте (по данным [35, 48, 49, 83]).

1–4 – структурно-вещественные комплексы: 1 – долиненский позднеюрско–раннемеловой кремнисто-базальтовый; 2 – Омгонский терригенный альб–кампанский, 3 – Ирунейский вулканогенно-кремнистый альб–турон–раннемаастрихтский, 4 – Кихчикский терригенный альб–раннекампанский; 5 – гранитизированные толщи Кихчикского комплекса; 6 – лесновский кампан–раннеэоценовый флишевый комплекс; 7 – разломы: а – сдвиги, б – надвиги; 8 – поздне-меловые ультрамафиты Хавывенской возвышенности; 9 – аккреционная область Восточной Камчатки; 10 – Палано-Озерновская сдвиговая зона; 11 – граница аккреционной области Восточной Камчатки

несогласно перекрыты серией камчатских сланцев с конгломератами в основании. Наиболее молодая популяция цирконов в камчатской серии датируется палеоценом [72].

Изотопно-геохимические исследования пород колпаковской, камчатской и кихчикской серий, а также ганальской серии Ганальского поднятия Восточной Камчатки показали геохимическое сходство источников сноса, за счет которых происходило формирование терригенных толщ [38, 39]. Время внедрения крутогоровских гранитов [73, 81] в отложения кихчикской серии в среднем кампане коррелируется с данными [102], свидетельствующими о метаморфическом событии, которое датируется временем обрастания (77 млн лет) более древних обломочных ядер циркона.

Полагаем, что возраст крутогоровских гранитов и обрастание древних ядер цирконов дают основание предполагать, что гранитизация в среднем кампане сопровождалась и тектонической перестройкой с существенными деформациями [30]. Об этом также свидетельствует появление в колпаковской свите будин гнейсов основного состава, возраст которых определен Sm/Nd методом — 966 ± 43 млн лет [37]. Время проявления этих событий (крутогоровские граниты, обрастание древних ядер цирконов) определенно совпадает с завершением надсубдукционного вулканизма в Охотско-Чукотском поясе [60].

Граувакковый состав терригенных отложений и возраст содержащихся в них обломочных цирконов дают основание для определения источников сноса и их возраста (архейского [102] и раннепротерозойского [107]) для терригенных и метаморфических (за счет терригенных) толщ автохтона.

Аллохтонный позднемеловой вулканогенный Ирунейский террейн. Структурно-вещественные ассоциации ирунейского террейна обнажены в тектонических и эрозионных окнах в центральной области Западно-Камчатского супертеррейна [81]. Ранее вулканогенно-осадочные толщи были выделены как ирунейская свита сантон–кампанского возраста, представляющая собой фрагменты позднемеловой островной дуги [79, 96]. Позднее в одном образце из кремнисто-туфогенной толщи ирунейской свиты были определены планктонные фораминиферы и комплекс радиолярий коньякского яруса [16].

Вулканические толщи образованы почти исключительно мелкообломочными продуктами пирокластических выбросов преимущественно

дацит-риолитового состава. Они относятся к известково-щелочной серии и, предположительно, могут рассматриваться как производные коровых расплавов. По геохимическим характеристикам они близки к кислым породам островных дуг с увеличенной мощностью коры [79].

Эти данные позволяют считать, что Ирунейская островная дуга находилась вблизи Камчатского континентального блока. К этому вулканогенному террейну, вероятно, принадлежат динамометаморфизованные туфогенно-осадочные породы хребта Пенсантайн [5]. Данные определения возраста наиболее молодой популяции обломочных цирконов из метатуфов и метатуффитов хребта Пенсантайн методом U–Pb SHRIMP показывают 90–100 млн лет [5].

В связи с этим, начало формирования вулканогенного террейна может относиться к концу альба–турону. Среди обломочных цирконов определены популяции возрастных групп 1.6–1.8 и 2.6 млрд лет [82]. Эти данные сопоставимы с результатами, полученными по терригенным комплексам Срединного хребта и, в определенной мере, поддерживают представление о близости формирования вулканической дуги к Западно-Камчатскому континентальному блоку.

Поскольку земная кора Западной Камчатки принадлежит континентальному типу, то ирунейские вулканогенные толщи имеют аллохтонное положение [30, 48, 50, 79, 94, 96]. Событие их перемещения в зону континентальной коры Западной Камчатки определяется интервалом времени между завершением вулканической деятельности в раннем маастрихте и «запечатыванием» вулканогенных толщ автохтонными палеоценовыми молассами хулгунской свиты [29].

Аллохтонный позднемеловой Омгонский терригенный террейн. Толщи осадочных пород хребта Омгон были выделены в качестве омгонской серии, возраст которой определен по палеонтологическим остаткам (альб–сеноман и турон–кампан), серия подразделяется на две части [10, 20, 57, 72]:

- нижняя (альб–сеноман) по литологическим характеристикам и характерным фаунистическим остаткам, свидетельствующим о мелководных и паралических условиях осадконакопления;
- верхняя (турон–кампан) формировалась в аналогичных условиях осадконакопления.

В породах омгонской серии отсутствует туфовый материал, песчаники имеют кварцевый полевой шпат или полевой шпат–кварцевый состав [26].

Возраст обломочных цирконов в породах рассматриваемой серии определен U–Pb SHRIMP методом, и разделяется на следующие группы с возрастом [26]:

- 3600–3350 млн лет;
- 2750–2270 млн лет;
- 1970–1540;
- 310–250 млн лет.

Это позволяет предположить размыв нижнеархейских и нижнепротерозойских комплексов.

Особенностью альб–кампанских терригенных толщ омгонского террейна является присутствие в данных толщах блоков среднеюрско–раннемеловых кремнисто-вулканогенных образований (долинский комплекс [8, 26]), ограниченных тектоническими контактами, подушечные базальты, которые наиболее близки к океаническим базальтам типа N-MORB [10, 12, 16].

Толщи Омгонского комплекса распространены только на побережье Западной Камчатки параллельно береговой линии полуострова. С востока узкая полоса их развития ограничивается протяженным разломом, в южной части которого установлены выходы меланжа включающего мантийные ультрамафиты, что позволяет предполагать трансформную природу этого разлома [42]. Время перемещения можно оценить по модельному возрасту мантийных пикритов из зоны разлома, который определен в 75 млн лет, что соответствует второй половине кампана [42].

Сопоставляя эти данные со временем завершения осадконакопления омгонской серии (кампан), мы можем подтвердить представление о перемещении омгонского блока в маастрихте.

Учичхильский супертеррейн

Учичхильский супертеррейн подразделяется на два субтеррейна (рис. 5):

- одноименный Учичхильский;
- Лесновско-Укэляятский.

Учичхильский субтеррейн. Он расположен на севере провинции, где развиты отложения пааваямской свиты сантон–кампанского возраста, в основании которой отмечаются конгломераты с гальками вулканических пород самого различного состава, также как биотитовых гранитов и биотитовых гнейсов. В вышележащем разрезе преобладают терригенные породы с отдельными прослоями вулканитов кислого и среднего состава. Возраст определен по фауне как сантон–кампанский [3, 94].

Пааваямская свита несогласно перекрывается терригенными и туфо-терригенными отложениями

важваямской свиты позднекампанского возраста. Верхнемеловой разрез завершается терригенными без туфогенной примеси отложениями маастрихтского возраста (импенвеемская свита) с конгломератами, содержащими гальки кислых вулканитов, двуслюдяных гранитов, гранофилов, хлорит-кремнистых сланцев.

Маастрихтский возраст определяется по обильной фауне иноцерамид и аммонитов. Маастрихтская толща Учичхильского субтеррейна трансгрессивно с угловым несогласием перекрывается конгломератами и песчаниками палеоцена. Учичхильский субтеррейн имеет веерообразное строение, хотя направление структур является субмеридиональным, контрастным по отношению к широтно-дугообразным структурам Лесновско-Укэляятского субтеррейна.

Подобное куполообразное строение объясняется глубинным фактором – повышенной до 40 км мощностью земной коры, фиксируемой учичхильским гравитационным минимумом [3].

Лесновско-Укэляятский субтеррейн. Этот субтеррейн протягивается более, чем на 500 км. [71, 94, 96]. Его субширотные складчатые и разрывные структуры параллельны надвиговой границе вулканогенно-кремнистых толщ аккретированной Олюторской островодужной системы. Флишеидную толщу осадочных пород этого субтеррейна, характеризует относительное однообразие кварц-полевошпатового состава песчаников, что отличает их от полимиктовых с примесью туфогенного материала песчаников учичхильского субтеррейна. Важным отличием является также практически полное отсутствие макрофаунистических остатков.

Судя по определениям комплексов бентосных фораминифер все лесновско-укэляятские толщи формировались в кампан–маастрихтское время, т.е. почти одновременно с учичхильскими, что дает основание предполагать различные источники питания для формирования этих разновозрастных осадочных толщ. Определение возраста обломочных цирконов из укэляятской толщи показывает низкое, относительно равномерное, распределение датировок от 50 до 500 млн лет и затем значительный пик с возрастом 1800–2000 млн лет [107].

Трансмеловая–палеогеновая Палано-Озерновская трансформная зона

Эта зона разделяет Западно-Камчатский и Учичхильский супертеррейны. Геологический характер этой границы определяется коренным различием в глубинном строении этих супертеррейнов,

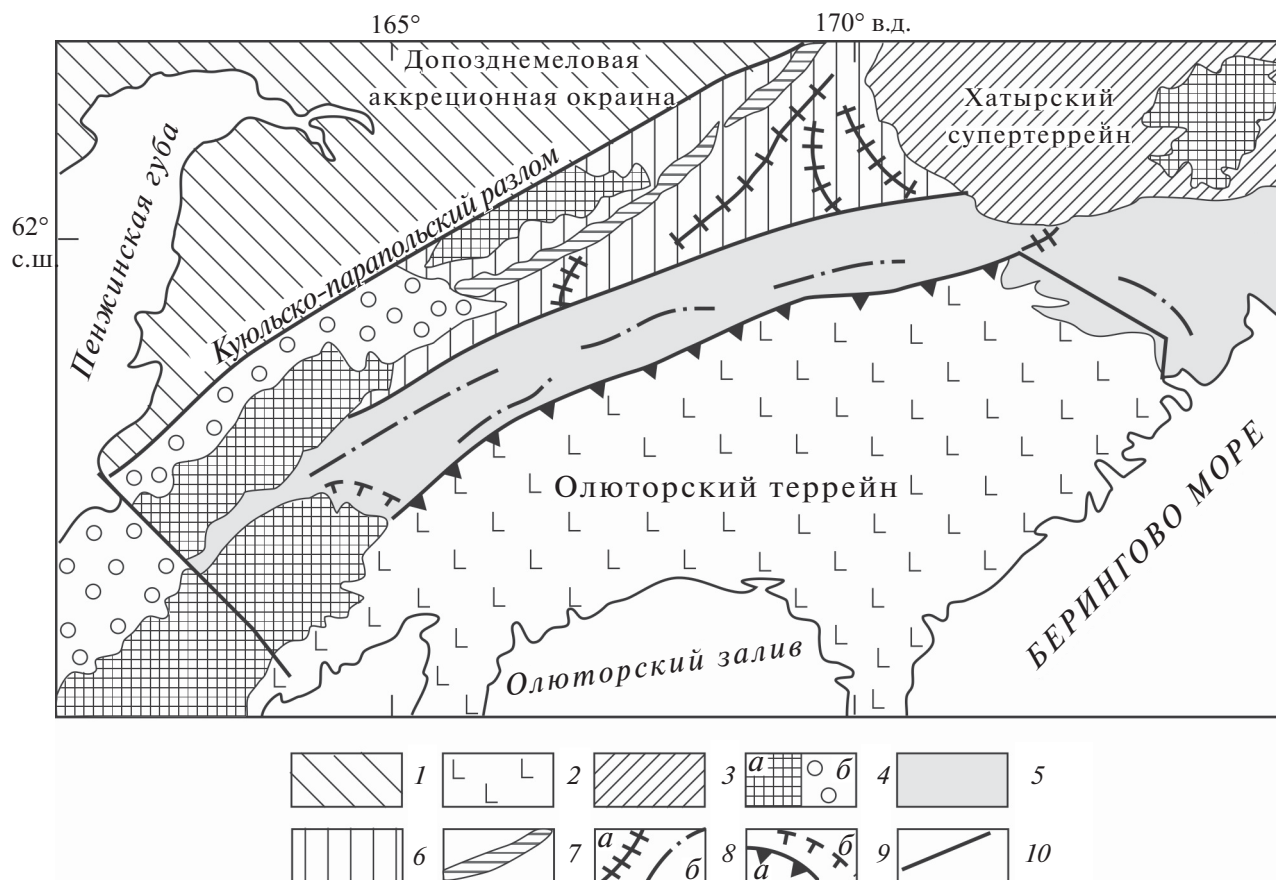


Рис. 5. Схема расположения и взаимоотношений Учихихильского и Укэлятского субтеррейнов Учихихильского супертеррейна (по данным [51, 93]).

1 – до-позднемиоценовая аккреционная окраина северо-востока Евразии; 2 – внутриокеанический островодужный Олюторский террейн; 3 – Хатырский юрско-миоценовый супертеррейн; 4 – кроющие комплексы (палеоген, неоген): а – вулканогенные, б – осадочные; 5 – Укэлятский субтеррейн (кампан–маастрихт); 6 – Учихихильский субтеррейн мелководные осадочные толщи (сантон–кампан); 7 – эссоевские фации Учихихильского субтеррейна; 8 – структуры: а – антиклинальные, б – синклинали; 9 – надвиги: а – Олюторский установленный, б – предполагаемые; 10 – разломы не дифференцированные

что проявилось в последующей истории, отраженной в коллизионном типе аккреции Валагинского островодужного террейна в Западно-Камчатской провинции и чешуйчатом типе аккреции Олюторского террейна в Учихихильского супертеррейна.

Рассматриваемую зону можно совмещать с выделявшейся ранее Командоро-Паланской (Паланно-Озерновской) зоной поперечных дислокаций, хотя последние отмечают относительно поздние кайнозойские деформации, которые, вероятно, по направлению совпали с трансформной границей, существовавшей в меловое время и в первой половине кайнозоя [11, 25, 51, 53].

Подтверждение существования этой границы на глубинном уровне отражено поперечной зоной уменьшения мощности земной коры до 28–25 км. Ширина этой зоны между ограничивающими ее

глубинными разломами составляет первые десятки километров [51, 53]. Факт существования фрагментов этой долгоживущей зоны, представляют выходы олистостромы (или тектонического меланжа) на побережье к северу от устья реки Палана, включающих блоки и глыбы кремнистых пород киммеридж–раннетитонского, альб–сеноманского, коньяк–кампанского и кампан–маастрихтского возраста [40].

К юго-востоку эта граница прослеживается к Хавывенской возвышенности, где среди метаморфических толщ известны тела мантийных серпентинизированных ультрамафитов, возраст цирконов которых определяется U–Pb SHRIMP методом в 100–70 млн лет [80]. Таким образом, подтверждается как литосферный характер границы, так и ее существование в меловое время.

Супертеррейн Северной Корякии

Сочетание разнотипных и разновозрастных (юрско—нижнемеловых) террейнов со сложной, часто хаотичной, структурой сформировало пакеты тектонических покровов в регионе Северной Корякии. До появления комплекса Северо-Корякских террейнов к окраинным частям континента в конце раннего мела были аккретированы островодужные системы [13, 54, 58, 68, 112]:

– Кони–Тайгоноская (поздний палеозой—ранний мезозой);

– Удско–Мургальская (средняя юра—нижний мел).

Кони–Тайгоноская и Удско–Мургальская островодужные системы по своему происхождению, несомненно, являлись надсубдукционными структурами Палеоокеана и не относятся к супертеррейну Северной Корякии. Границей между этими тектоническими областями является левосторонний сдвиг (по геофизическим данным [104]).

В строении супертеррейна Северной Корякии участвуют два составных террейна [69, 70]:

– Майницкий;

– Хатырский.

Они сложены тектоническими блоками комплексов пород венда, позднего палеозоя, триаса, юры, неокома и были сформированы в океанических, островодужных и окраинноморских обстановках [54, 68, 112].

Майницкий составной террейн. Этот террейн сложен тремя субтеррейнами, сочлененными по крупным сдвигам [76]:

– Тополевский;

– Эльгеваямский;

– Тамватнейский.

Тополевский субтеррейн образует северо-западную часть Майницкого составного террейна, представлен пакетом тектонических чешуй офиолитов, кремнисто-базальтовых, бонинитовых и туфотерригенных толщ, датируемых средней юрой—готеривом.

Эльгеваямский субтеррейн сложен интенсивно измененными, цеолитизированными терригенными толщами киммериджа—готерива. В этом матриксе расположены крупные блоки крайне истощенных мантийных тектонитов — гарцбургитов, дунитов, а также вулканических, осадочных и плутонических пород верхнего триаса—нижней юры. Основным компонентом этой мозаики разнородных фрагментов являются полосы серпентинитовых меланжей, включающих блоки пород

офиолитов и известняков верхнего палеозоя—нижнего мезозоя, содержащих фауну тетического происхождения [70, 117].

Тамватнейский субтеррейн, образует северную часть Майницкого террейна [55, 101], это крупный массив (36—13 км) офиолитов лерцолитового типа, обычно представляющих собой фрагменты литосферы океанического типа бассейнов, формировавшихся в энсиалических обстановках зон развития транскуррентных структур [55, 100].

Для Тамватнейского субтеррейна характерно отсутствие меланжей, олистостром и других элементов покровной структуры — это свидетельствует о квази-автохтонности обстановки формирования субтеррейна, отсутствии связи с аккреционной призмой [103]. Офиолиты Тамватнея немного моложе остальных северо-корякских офиолитов, они датируются валанжином—аптом [56]. Особенности состава, строения и датировки позволяют предполагать формирование тамватнейских офиолитов в центре медленного (крайне медленного) спрединга, подчиненного границе скольжения.

Хатырский составной террейн. В его строении выделяются два субтеррейна [13, 27]:

– Эконайский;

– Янранайский.

Эконайский субтеррейн (аккреционный клин с офиолитами) представлен мощным пакетом тектонических покровов. Нижние покровы это — фрагменты океанической коры, осадочные породы которой датированы карбоном, пермью, триасом, юрой и иногда содержат остатки фауны тетического происхождения [69]. Протяженные полосы серпентинитового меланжа содержат, помимо прочего, глыбы метаморфических пород зеленосланцевой фации поздне-неопротерозойского возраста [68].

Янранайский субтеррейн (нижний элемент Хатырского террейна) интерпретируется как фрагмент позднеюрской—меловой аккреционной призмы. Верхний комплекс покровных элементов субтеррейна сложен абиссальной ассоциацией океанической коры, с базальтами MORB-типа, датированной титомом, берриасом, валанжином; ниже расположены тектонические пластины главным образом осадочных пород верхнемелового возраста.

Тектонические структуры террейнов Северной Корякии дискордантны относительно структурного плана Удско-Мургальской аккретированной вулканической дуги. Наиболее крупные зоны разломов и серпентинитовых меланжей простираются в близко широтном направлении. Южный край

Эконайского террейна надвинут на терригенные комплексы Учхичхильского террейна с континентальным фундаментом.

Эти особенности, а также наличие пород с фаунистическими остатками тетического происхождения, позволяют предполагать чужеродность Северо-Корякских террейнов относительно смежных в настоящее время структур Кони-Тайгоносской и Удско-Мургальской вулканических дуг.

Существуют условия, которые обычно не учитываются при реконструкции происхождения Северо-Корякских террейнов из пределов Пацифики и, в определенной мере, затрудняют такие реконструкции.

- В выделяемых террейнах существенный объем составляют надсубдукционные структурно-вещественные комплексы, формировавшиеся в юрско–раннемеловое время, т.е. одновременно с комплексами Удско-Мургальской островодужной системы, аккрезированной к континенту в раннебарремское время. Этот факт должен предполагать существование самостоятельного океанического бассейна между Удско-Мургальской дугой и областью формирования Северо-Корякских террейнов.

- Присутствие среди юрско–раннемеловых образований, прямо или опосредованно связанных с геодинамикой океана, блоков пород верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, которые по своей литологии, скорее всего, являются фрагментами возможных складчатых зон, существование которых в пределах Пацифики пока не выявлено.

Комплекс террейнов Северной Кореи включает разнородные по геодинамической природе, возрасту, вещественным ассоциациям образования окраинноморской и островодужной природы, которые могли принадлежать внутренним и окраинным фрагментам закрывавшегося в раннем мелу Монголо-Охотского океана [93].

Полностью синхронно с периодом вулканизма ОЧВП в юрско–раннемеловых террейнах Северной Кореи, включавших крупные блоки палеозойских образований, происходило накопление терригенных толщ от позднего альба по кампана, подобные образования известны [19, 28, 34, 59]:

- на правом берегу р. Анадырь (вторая половина сеномана и начало турона);
- западный борт Пенжинского прогиба (средний сеноман, поздний турон и ранний сенон);
- в хребте Пекульней (коньяк);
- в моноклиальной структуре бухты Угольной (конец альба, сеноман, низы турона);

– в Пенжинской депрессии (верхний мел, включая верхний альб).

Таким образом, существенная часть провинции террейнов Северной Кореи юры–раннего мела несогласно перекрывается верхнемеловыми отложениями, сформированными в мелководных, паралических и иногда – в континентальных условиях синхронно с вулканогенными толщами ОЧВП.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В современной структуре Евразийской окраины совмещены верхнемеловые надсубдукционные вулканогенные образования:

- окраинно континентальный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс;

- Валагинский и Олюторский сегменты аккрезированной Немуро-Олюторской внутриокеанической островодужной системы.

В большинстве первоначальных палео-геодинамических реконструкций предполагается, что процесс субдукции океанической литосферы Пацифики под Немуро-Олюторскую дугу начинался после завершения надсубдукционного вулканизма в Охотско-Чукотском поясе, тем более что в начальные годы исследований возраст островодужных толщ по палеонтологическим определениям не опускался ниже кампана [19, 96].

Позднее, по микропалеонтологическим данным был обоснован коньяк–сантонский возраст островодужных толщ террейнов Камчатки и возникла проблема частичной одновременности надсубдукционного вулканизма на окраине континента (ОЧВП) и в удаленной от континента внутриокеанической Немуро-Олюторской островной дуге [91].

Данные о присутствии в образованиях Олюторского островодужного террейна тектонических окон и чешуй, сложенных базальтовыми толщами окраинноморской природы, наиболее древние из которых датируются альбом–туроном (Гытгынский комплекс), а более молодые определяются как сеноман–туронские (оз. Эпильчик), позволяют соотнести их с образованиями до-дугового спрединга, как это доказывается для геодинамической эволюции Идзу–Бонин–Марианской островодужной системы [19, 119, 120].

Продолжительность до дугового этапа субдукции и до начала формирования ранней дуги в Идзу–Бонин–Марианской островодужной системе оценивается в 10 млн лет, что также соответствует времени между началом субдукции (альб) и появлением ранних островодужных вулканитов

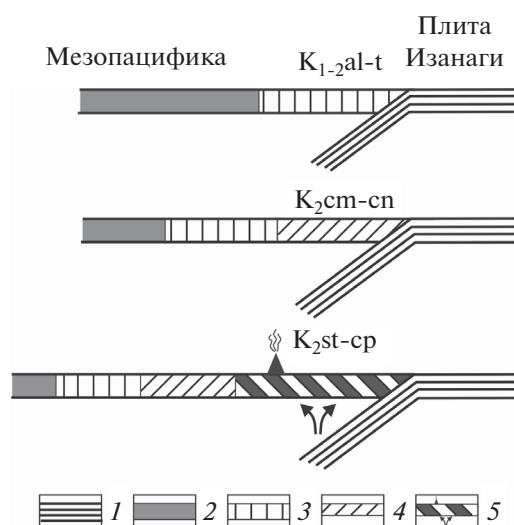


Рис. 6. Схема этапов развития окраинного бассейна Олюторской островодужной системы.

1 — плита Изагаги; 2 — океаническая литосфера Мезопацифики; 3–5 — разновозрастные фрагменты окраинного бассейна: 3 — до-дуговой Гытгынский (альб-турон), 4 — переходный Эпильчикский (сеноман-ранний коньяк), 5 — островодужный Ничакваямский (поздний сантон-ранний кампан)

в Олюторской системе (коньяк). Развитие тылового спредингового бассейна продолжалось и позже в течение формирования островной дуги, что доказывается обнаружением базальтов окраинно-морской природы (рис.6):

- турон-коньяк (бухта Анастасия);
- поздний сантон-ранний кампан (р. Ничакваям).

Таким образом, расширение Пацифики с альбского времени и далее — в позднем мелу компенсировалось началом субдукции под Немуро-Олюторскую внутриокеаническую островодужную систему.

Немуро-Олюторская островодужная система отгораживала континент от Мезопацифики, что противоречит установившемуся представлению о поглощении плит Пацифики под Азиатской окраиной с формированием ОЧВП [1, 84], при этом не имеется данных о существовании океанического бассейна, кора которого поглощалась под окраиной Евразийского континента. Кроме этого, континентальная природа Охотоморского супертеррейна при расстоянии >1000 км от его южной границы до поздне мелового вулканического фронта ОЧВП делают маловероятным предположение о субдукции океанической коры под континентальную кору Охотоморского супертеррейна [51, 104, 113].

Это также позволяет предполагать, что ранее существовал бассейн с океанической корой между Евразийским континентом и Охотоморским континентальным супертеррейном, при этом океаническая кора погружалась под континентальную окраину [105]. Это подтверждается сейсмо-томографическими исследованиями и протяженными интенсивными магнитными аномалиями и гравитационными ступенями вдоль северной кромки Евразийского шельфа от Джугджурского сектора через Магаданский и Кони-Тайгоносский вплоть до устья р. Пенжины [47, 106]. Этим аномалиям соответствует выявленное на сейсмическом профиле тело высокоскоростных образований, вероятно, связанных с глубинным подъемом ультрамафитов [43].

Строение земной коры на севере Корякского региона показывает зону подъема границы Мохо, что может быть интерпретировано, как остаточная структура литосферы после закрытия Охотско-Пенжинско-Анадырского бассейна с океанической корой [50, 52].

С учетом установленного угла наклона зоны субдукции под ОЧВП [85] нами было рассчитано сопровождавшее эту зону положение глубоководного желоба, которое совпадает с зоной подъема границы Мохо. Существование бассейна с океанической корой между ОЧВП и Западно-Камчатской провинцией с континентальным типом коры подтверждают также петролого-геохимические данные о надсубдукционной природе верхнемелового аллохтонного вулканогенного террейна Западной Камчатки [53, 79].

Перемещение Северо-Корякских аллохтонов и обрамляющей их с юга Учхичхильской провинции с континентальным фундаментом, также как континентальной коры Западной Камчатки и Охотоморского супертеррейна происходило, вероятно, в раннем мелу из области восточной части закрывавшегося Монголо-Охотского океана на северо-восток вдоль юго-восточной окраины Евразийского континента. Вероятным результатом процесса выскальзывания террейнов различной природы из краевых и центральных частей закрывавшегося Монголо-Охотского океана могло быть раскрытие новообразованного океанического бассейна вдоль сдвига, ограничивавшего с севера и северо-востока перемещение системы обсуждаемых аллохтонов так, как это отмечается в других районах мира [99, 109, 111, 114, 121].

Последовательное, постепенное раскрытие подобного бассейна типа пулл-апарт в направлении

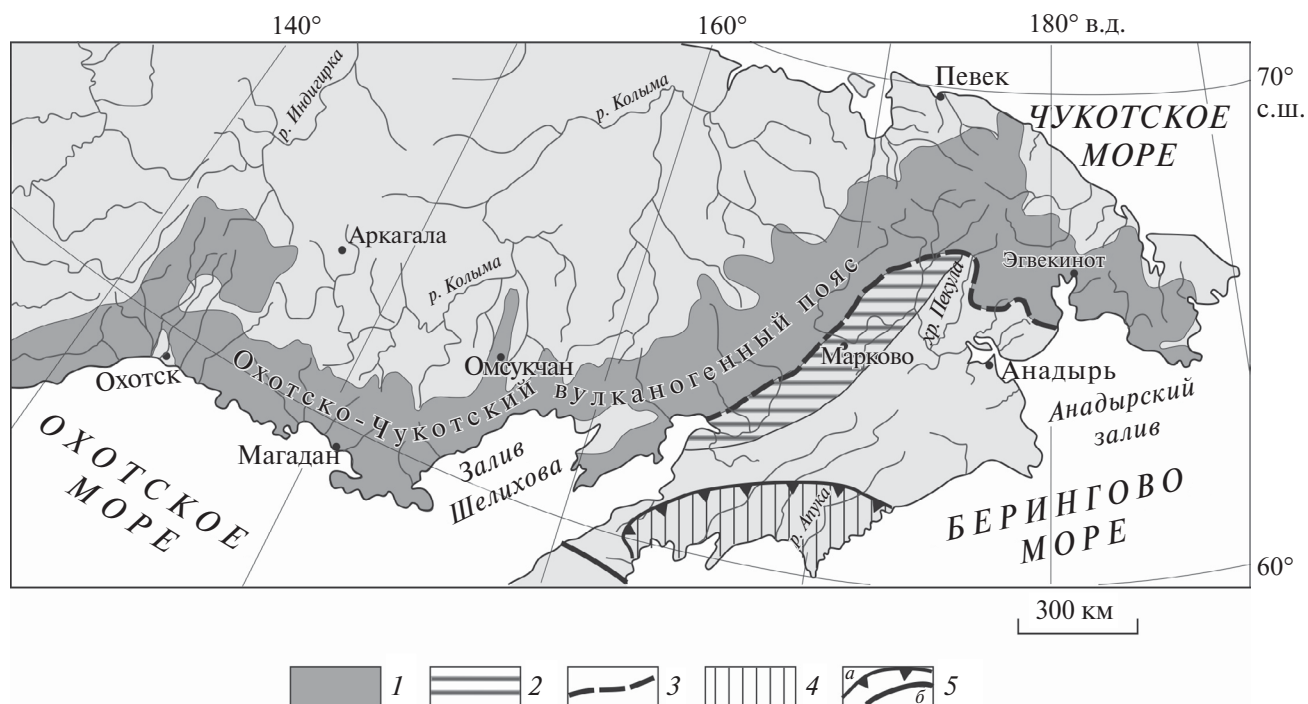


Рис. 7. Граница распространения Охотско-Чукотских и Пенжинских верхнемеловых флористических комплексов (по данным [96]).

1–2 – область распространения флористических комплексов: 1 – Охотско-Чукотская, 2 – Пенжинская; 3 – граница распространения различных флористических комплексов; 4 – аккрецированный Олюторский островодужный террейн; 5 – разрывы: а – надвиги, б – разломы

с юго-запада на северо-восток в условиях транстензии, объясняет установленную закономерность запаздывания начала надсубдукционного вулканизма в зоне ОЧВП в том же направлении [60, 123].

Положение позднемеловых аллохтонных вулканогенных террейнов только в пределах Западно-Камчатской провинции до трансформной Палано-Озерновской зоны на востоке свидетельствует о том, что малый океанический бассейн также разделялся трансформным разломом. Левосторонний сдвиг, отделяющий современные структуры Евразийского континента с ОЧВП от Пенжинского прогиба (террейны Северной Корякии), формировался в процессе закрытия Охотско-Пенжинско-Анадырского бассейна типа пулл-апарт, что подчеркивается различием позднемеловых флористических комплексов [97, 104] (рис. 7).

Перемещение по левосторонним сдвигам, возможно, прослеживается и кайнозой, примером чему является крупнейший Березовский сдвиг, рассекающий весь супертеррейн Северной Корякии с юго-запада на северо-восток и выраженный в современном рельефе [28].

В позднем маастрихте было завершено формирование структурно-вещественных комплек-

сов, определявших геодинамическую природу во всех выделенных тектонических супертеррейнах. Стационарная континентальная окраина маркировалась недислоцированными «верхними базальтами», перекрывавшими ОЧВП [98], и, вероятно, определяла обстановку растяжения после коллизионного этапа, начавшегося при закрытии малого океанического бассейна.

Охотоморский супертеррейн с континентальной литосферой уменьшенной мощности и неоднородным строением мантии как наиболее крупная и монолитная структура, нарастившая континентальную окраину, представляла собой сушу [22, 65, 77, 95]. Скоростные характеристики сейсмических волн акустического фундамента Охотоморского супертеррейна соответствуют магматическим породам кислого состава, которые в результате эрозии могут быть источником преимущественно аркозовых (кварц-полевой шпат и полевой шпат-кварцевых) терригенных толщ [31, 108, 113].

Если для супертеррейна Северной Корякии, так же как для Охотоморского супертеррейна, имеются доказательства их приращения к стабильной континентальной окраине [93, 116], то положение Западно-Камчатской провинции с континенталь-

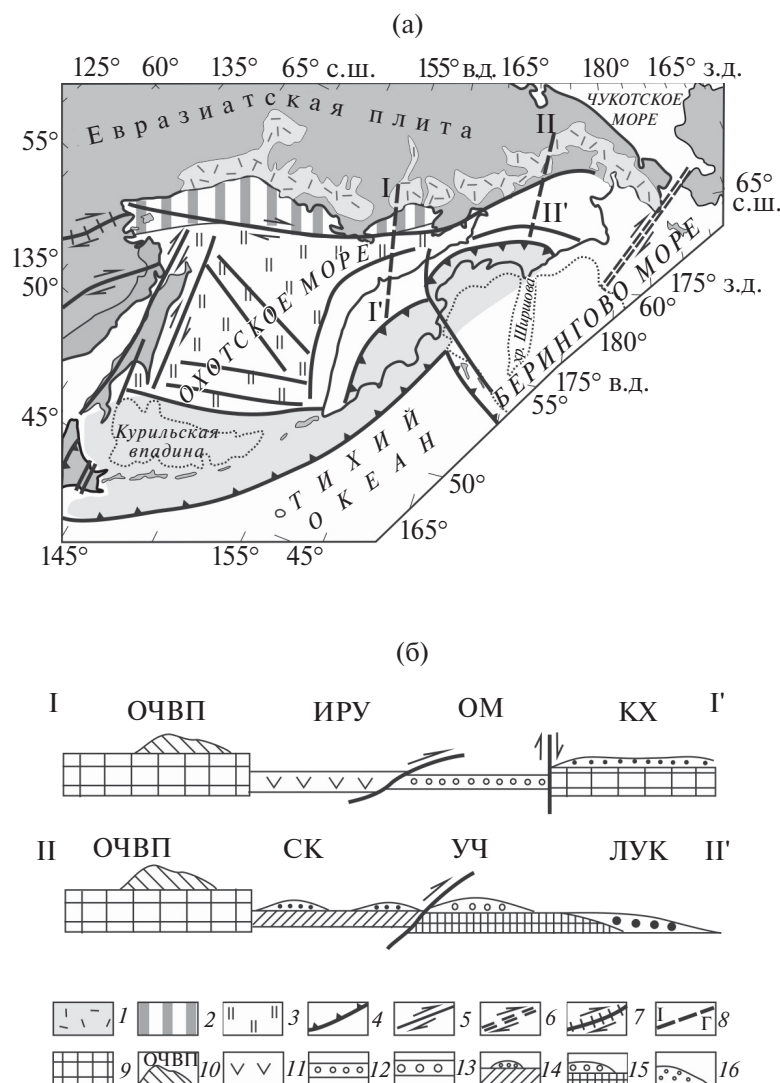


Рис. 8. Карта-схема латеральных рядов маастрихтской окраины Евразии к юго-западу и северо-востоку от транслитосферной Палано-Озерновской зоны.

(а) — карта; (б) — профили I—I', II—II'.

Обозначено: ОЧВП — Охотско-Чукотский вулканический пояс; ИРУ — Ирунейский вулканогенный террейн; ОМ — Омгонский терригенный террейн; КХ — кихчикский относительный автохтон; СК — Северо-Корякские юрско-нижнемеловые террейны; УЧ — учихихильские образования на кристаллическом фундаменте; ЛУК — кампан-маастрихтский Лесновско-Укэляятский флишеидный комплекс.

1 — континентальная кора Евразии; 2 — континентальная кора Евразии под уровнем моря; 3 — Охотоморский супертеррейн; 4 — надвижки; 5 — сдвиги; 6 — позднемеловая трансформная граница Евразийской и Северо-Американской литосферных плит; 7 — Монголо-Охотская сутура; 8 — линии профилей; 9 — континентальная кора Евразии; 10 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; 11–13 — террейны: 11 — Ирунейский островодужный, 12 — Омгонский, 13 — Кихчикский; 14 — кроющие верхнемеловые толщи Северо-Корякского супертеррейна; 15 — сантон-кампанские отложения на фундаменте Уччихихильского супертеррейна; 16 — лесновско-укэляятский флиш

ной корой остается не выясненным. Считается, что терригенный, в различной степени метаморфизованный (в центральной части Срединного хребта — до степени гранито-гнейсов) относительный автохтон (кихчикский комплекс) формировался от конца раннего мела вплоть до середины кампана, когда произошла существенная перестройка с не-

согласным перекрытием нижележащих толщ и внедрением кругогоровских гранитов (83–76 млн лет).

Мощность толщ кихчикского комплекса определяется условно и не превышает 3–5 км. По геофизическим критериям (плотность, скорость прохождения сейсмических волн) гранито-гнейсовый слой земной коры в зоне Срединного хребта

Камчатки определяет положение кровли гранито-гнейсового слоя (верхней коры), мощность которого составляет ~16–18 км.

В южной части Срединного хребта, где развиты слабо метаморфизованные терригенные толщи кихчикского террейна, геологических материалов о подстилающих его образованиях не имеется, однако по геофизическим данным кровля базитового слоя нижней коры ориентировочно залегает на глубине ~20 км [67]. Это обстоятельство позволяет предполагать, что слабо метаморфизованные толщи кихчикского террейна залегают на древнем фундаменте. Тем не менее, существует представление о том, что кихчикский террен представляет собой аккреционную призму [73, 81, 107], но без указания субдукционной структуры, к которой эта призма относится.

На активной окраине северо-востока Евразии в позднем мелу формировались (рис. 8):

- на Евразийском континенте – вулканогенные образования ОЧВП;

- в Западно-Камчатском супертеррейне – (с северо-запада на юго-восток) Ирунейский вулканогенный террейн, омгонский терригенный террейн и Западно-Камчатский (кихчикский) метатерригенный и терригенный террейны;

- в Северо-Корякском супертеррейне – верхнемеловые отложения на юрско–нижнемеловых террейнах;

- в Учхичхильском супертеррейне – сантон–кампанские терригенные отложения на кристаллическом фундаменте и кампан–маастрихтские лесновско–укэлятские флишеидные толщи.

Принимая представление о перемещении Северо-Корякских террейнов за счет процессов тектоники выскальзывания, в связи с малой вероятностью их формирования и движения из пространств Пацифики [93], мы применяем эту идею перемещения и к террейнам континентальной коры – Охотоморскому супертеррейну, фундаменту Западной Камчатки и Учхичхильскому супертеррейну.

Перечисленные континентальные массивы с еще меньшей вероятностью могли быть образованы в океанических плитах Пацифики, в связи с чем наиболее вероятно они могли образоваться в местах разрушенных континентальных окраин Монголо-Охотского океана, оторванные фрагменты которых выскальзывают, перемещаясь так же, как образования Северо-Корякских террейнов в апте [93] (рис. 9, рис. 10).

Однако при возможном сходстве геодинамической эволюции, определяемой выдавливанием

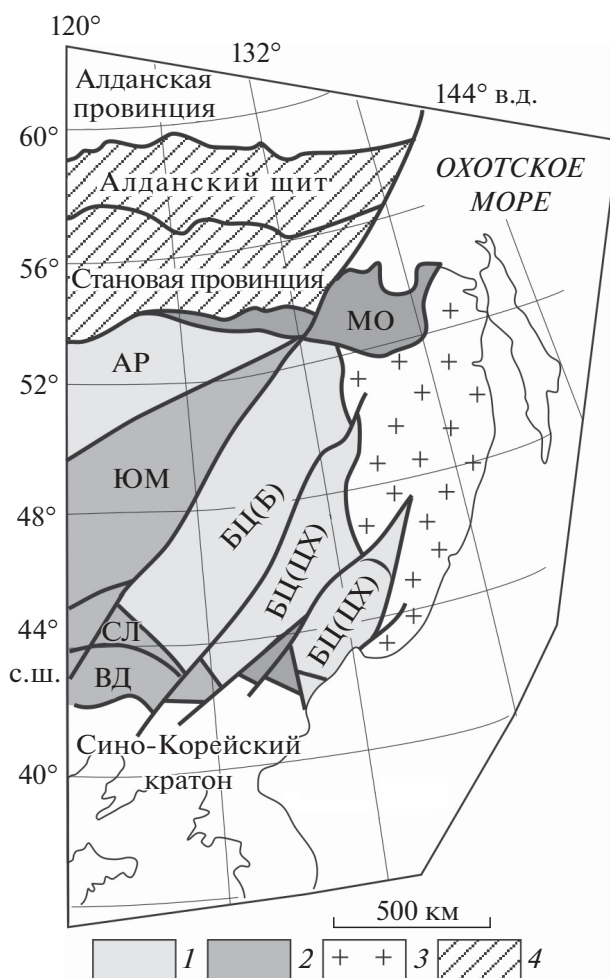


Рис. 9. Тектоническая схема восточного Приохотского региона (по данным [61, 64, 74]).

Супертеррейны: АР – Аргунский; БЦ – Буреинско-Цямусинский; БЦ(Б) – Буреинский; БЦ(ЦХ) – Цямуси-Ханкайский;

Складчатые пояса: ЮМ – Южно-Монгольский; СЛ – Солонкерский; ВД – Вундурмиао, МО – Монголо-Охотский;

1 – докембрийские супертеррейны; 2 – палеозойско-раннемезозойские складчатые пояса; 3 – позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса; 4 – Алданский щит

блоков из континентальных окраинных областей Монголо-Охотского океана и их становлением в пространстве, в меловое время возникла граница между Западно-Камчатской и Северо-Корякской позднемеловыми тектоническими провинциями (см. рис. 10, рис. 11).

Известно, что трансформный разлом Мезопацифики разделял формирующиеся позднемеловые Олюторскую и Восточно-Камчатскую островные дуги [94, 72]. Именно продолжение этой трансформной структуры определило границу между

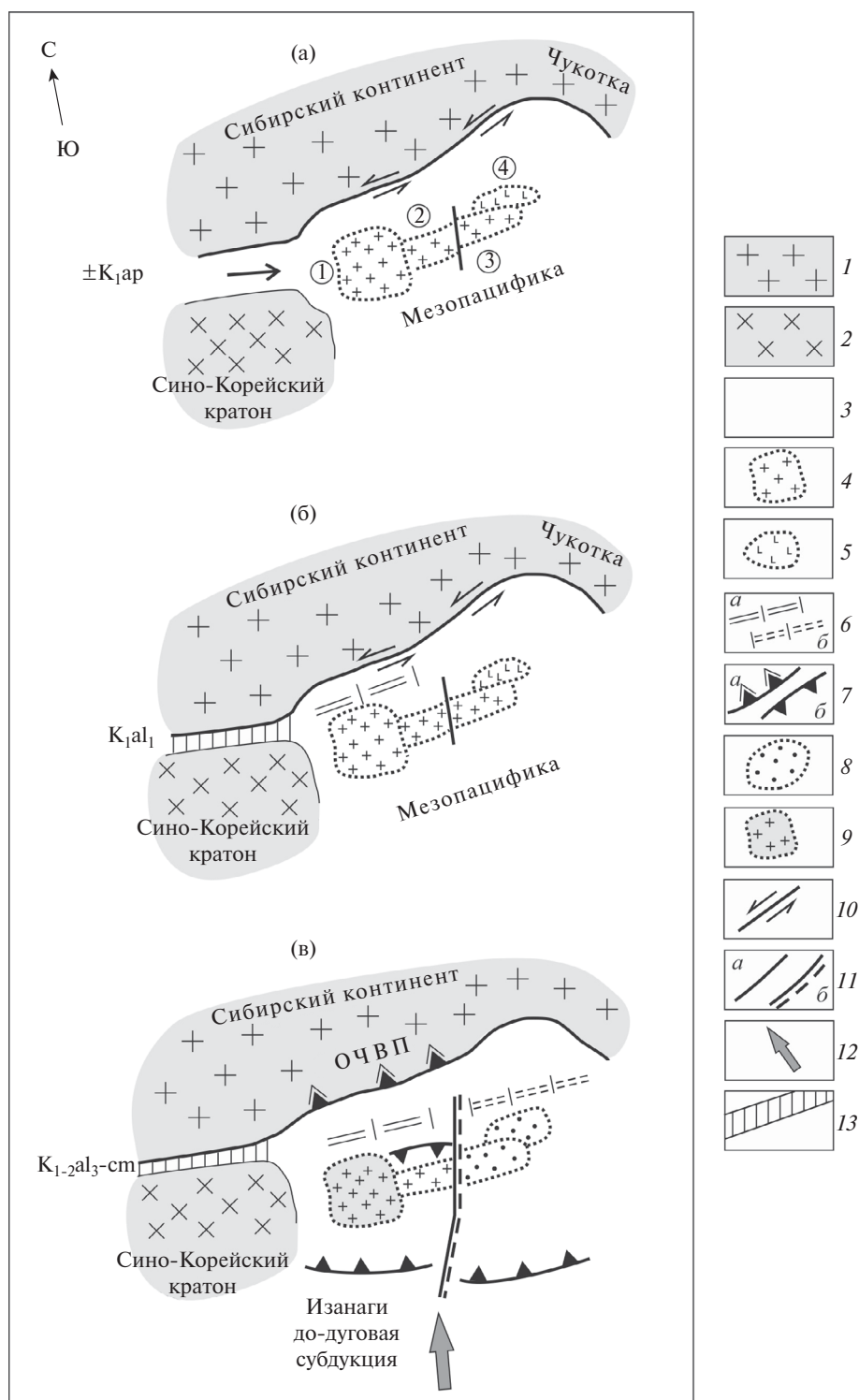


Рис. 10. Реконструкция апт–сеноманского этапа геодинамической эволюции северо-восточной активной окраины Евразии.

Обозначены тектонические супертеррейны с континентальным фундаментом (арабские цифры в кружочках): 1 – Охотоморский; 2 – Камчатский; 3 – Учхичхильский; 4 – Северной Кореи.

1 – Сибирский континент; 2 – Сино-Корейский кратон; 3 – океаническая литосфера; 4 – континентальные блоки; 5 – террейны Северной Кореи; 6 – оси спрединга: а – существующие, б – зарождающиеся; 7 – зоны субдукции: а – под континентальную окраину, б – под островные дуги; 8 – терригенные отложения, перекрывающие континентальный фундамент; 9 – поднятый континентальный блок; 10 – сдвиги; 11 – трансрегиональный трансформный разлом: а – суша; б – акватория; 12 – направление перемещения океанической плиты Изанаги; 13 – Монголо-Охотская шовная зона

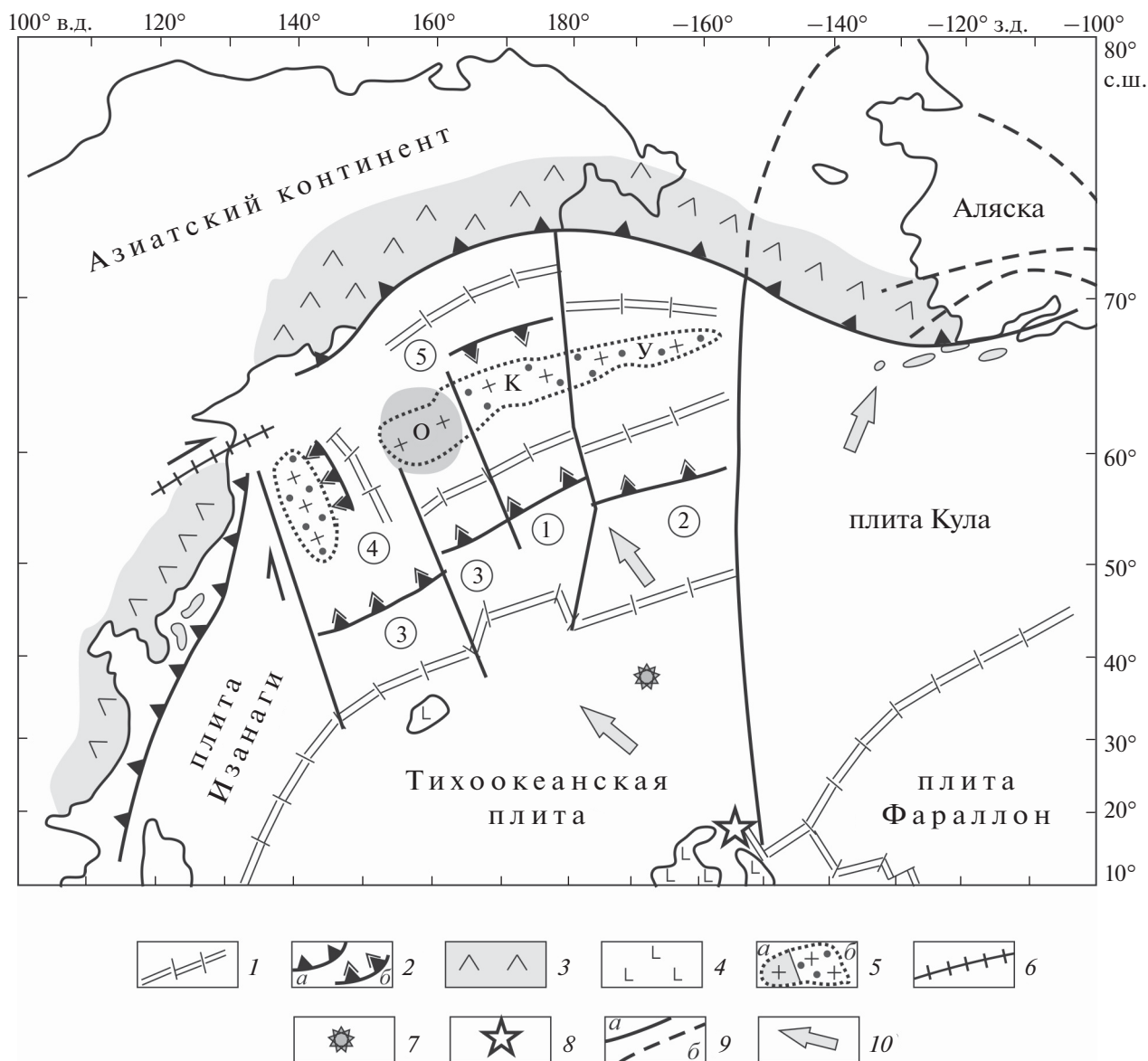


Рис. 11. Палео-геодинамические реконструкции (коньяк–ранний кампан) северо-восточной активной окраины Евразии (океаническое пространство Пацифики реконструировано по данным [109, 119, 121]).

Обозначены островные дуги (арабские цифры в кружочках): 1 – Валагинская; 2 – Олоторская; 3 – Немуро-Мало-Курильская; 4 – Восточно-Сахалинская; 5 – Западно-Камчатская.

Континентальные блоки: О – Охотоморский (суша); К – Камчатский (под терригенным кихчикским комплексом); У – Учхичхильский (под Учхичхильским и Лесновско-Укэляйтским терригенными комплексами).

1 – оси спрединга (океанические, окраинноморские; пулл-апарт); 2 – зоны субдукции плит: а – под окраины континента, б – под островные дуги; 3 – окраинно континентальные вулканические пояса; 4 – океанические поднятия; 5 – континентальные блоки: а – суша, б – акватория; б – Монголо-Охотская сутура; 7 – положение Гавайской горячей точки в реконструируемый коньяк–ранний кампан интервал; 8 – современное положение Гавайской горячей точки; 9 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – направление перемещения океанических плит

аккрецированными островодужными террейнами, выраженную в современной структуре Палано-Озерновской транслитосферной зоной. Таким образом, эти данные позволяют считать, что эта трансформная структура Мезопацифики существовала на протяжении всего позднего мела.

Отметим кампанское гранитообразование и метаморфизм, которые, по всей вероятности, были связаны с геодинамическими перестройками [73, 102]. Время этих процессов коррелируется со временем завершения надсубдукционного вулканизма ОЧВП, что обусловлено заклиниванием

зоны субдукции, т.е. коллизией континентальных блоков с нависающей плитой, в данном случае, — с Евразийским континентом.

Однако от момента коллизии до прекращения надсубдукционного вулканизма проходит значительный промежуток времени, зависящий от скорости и угла погружения оторвавшегося океанического слэба. В случае наклона зоны субдукции под углом $\sim 20^\circ\text{--}30^\circ$ и среднего расстояния от оси глубоководного желоба до вулканического фронта ~ 250 км, протяженность погружающегося остатка океанической литосферы до глубины 100 км, т.е. до зоны начала магматических выплавов составит ~ 280 км [86, 92].

Принимая малую скорость спрединга в бассейнах пулл-апарт ($\sim 3\text{--}3.5$ см/год) и сохранение этой скорости для погружающегося остатка океанической литосферы, прекращение магматических выплавов может завершиться ориентировочно через 9 млн лет. Это значение близко к продолжительности (7–8 млн лет) кампанского гранитного магматизма в Срединном хребте п-ова Камчатка [73]. Подобное сравнение приводит к возможной связи первого этапа кампанского гранитообразования (83 млн лет) с началом коллизии Охотоморского континентального блока с Евразийским континентом, а заключительный этап кампанского гранитообразования (76 млн лет) — с завершением надсубдукционного вулканизма в ОЧВП, и вероятно, начавшемся растяжением, обусловившим появление «верхних базальтов» (76–71 млн лет) [83].

ВЫВОДЫ

1. В поздне меловое время в пределах активной окраины северо-восточной Евразии между Евразийским континентом и расположенными к югу и юго-востоку континентальными блоками Охотского моря, Западной Камчатки и террейнами Северной Кореи в пределах краевой части Мезопацифики в условиях транстензии развивался Охотско-Пенжинско-Анадырский малый океанический бассейн типа пулл-апарт.

Формирование этого бассейна явилось результатом крупного сдвига при выскальзывании в пределы северной части Мезопацифики тектонических блоков различной природы из восточной части закрывавшегося Монголо-Охотского океана.

Раскрытие спредингового бассейна привело к началу субдукции северных частей литосферы Мезопацифики, а затем — новообразованной коры, последовательно, с юго-запада на северо-восток,

что определило сдвиг по времени начала надсубдукционного вулканизма (от позднего альба до турона) в соответствующих частях Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП).

2. Геодинамическая эволюция юго-западной и северо-восточной частей Охотско-Пенжинско-Анадырского бассейна отличалась тем, что в юго-западной его части, более ранней по времени образования, вблизи северной окраины Западно-Камчатской тектонической провинции с континентальной корой возникла и развивалась Ирунейская островная дуга.

На северо-востоке Ирунейская островная дуга ограничена трансрегиональным трансформным разломом, который протягивался на юго-восток, разграничивая Западно-Камчатский супертеррейн от Северо-Корякского и Учххильского супертеррейнов, а еще далее к юго-востоку этот разлом служил границей между активными Олюторской и Восточно-Камчатской островными дугами. В пост-аккреционный этап развития эта трансформная структура была преобразована в Палано-Озерновскую транслитосферную зону.

3. Протяженные интенсивные магнитные аномалии и гравитационные ступени вдоль северной кромки Охотоморского шельфа отражают существование закрытой кроющими комплексами зоны, насыщенной серпентинитовым меланжем и фрагментами тел ультрамафитов, что подтверждается сейсмическим профилированием. Эта зона, расположенная вдоль границы Охотоморского континентального блока с Евразийским континентом, может свидетельствовать о закрытии океанического бассейна с осью спрединга, в результате субдукции которого произошло формирование астеносферного окна.

На продолжении данной зоны протягивается полоса подъема границы Мохо в Северной Камчатке и в Пенжинской зоне Северной Кореи. С этой полосой совпадает положение глубоководного желоба, рассчитанное для угла наклона зоны субдукции под ОЧВП $\sim 20\text{--}30^\circ$.

Подъем границы Мохо, вероятно, можно рассматривать как остаточную структуру литосферы после закрытия Охотско-Пенжинско-Анадырского малого океанического бассейна. Геодинамическая природа этого бассейна типа пулл-апарт отражается, по всей видимости, унаследованным левосторонним сдвигом между структурами континента и Северо-Корякских террейнов.

4. Обоснована геодинамическая модель до-дугового альб-туронского этапа внутриокеани-

ческой субдукции перед началом формирования в коньякском веке ранней дуги Немуро–Олюторской островодужной системы. Продолжительность до-дугового этапа (~10 млн лет) соответствует аналогичному этапу геодинамической эволюции Идзу–Бонин–Марианской островодужной системы.

Этот вывод позволяет подтвердить, что спрединг Пацифики с конца альбского времени компенсировался субдукцией океанической литосферы под Немуро–Олюторскую островную дугу, а не под Охотско–Чукотский окраинно-континентальный вулканический пояс.

Благодарности. Авторы благодарны рецензенту чл.-корр. РАН С.Д. Соколову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимным рецензентам за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г.Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена в рамках бюджетной темы ГИН РАН: «Фундаментальные проблемы тектонических, литогенетических и магматических процессов в формировании складчатых структур Северо-Востока Азии (2023–2027 гг)».

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
2. Апрельков С.Е., Попруженко С.В. Основные черты тектоники Корякского нагорья и Камчатки // НЦ ДВО РАН. Сер.: Науки о Земле 1991. № 3. С. 16–23.
3. Апрельков С.Е., Попруженко С.В. Пенжинско-Западно-Камчатская складчатая зона и Укэлаят-Срединный блок в структуре Корякского нагорья. и Камчатки // Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28. № 4. С. 90–104.
4. Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Литвинов А.Ф., Лопатин В.Б., Белый А.В. О природе метаморфических пород Хавывенской возвышенности Камчатки // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 2. С. 3045–30483.
5. Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Марковский Б.А., Сляднев Б., И., Акинин В.В., Евсеев Г.Н., Ноздрачев Е.А. Метавулканиды Западной Камчатки (первые данные U–Pb SHRIMP датирования возраста цирконов) // ДАН, 2012. Т. 445. № 5. С. 559–563.
6. Белявский В.В., Золотов Е.Е., Ракитов В.А., Нурмухамедов А.Г., Попруженко С.В., Шпак И.П., Храпов А.В. Глубинная сейсмогеоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой системы в пределах профиля Корф–Верхнее Пежино. — В сб.: *Олюторское землетрясение 20 (21) апреля 2006 г. Корякское нагорье.* — Под ред. В.Н. Чеброва — Петропавловск—Камчатский: ГС РАН., 2007. С. 77–88.
7. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика северо-востока Азии: Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока Азии. — М-б 1:5 000 000. — М.: ИЛ РАН, 1992. 56 с.
8. Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневская В.С., Извеков И.Н. Средне-верхнеюрские и нижнемеловые комплексы радиолярий Омгонского хребта // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 2. С. 344–348.
9. Богданов Н. А., Добрецов Н. Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 101–114.
10. Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В. Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 1–13.
11. Богданов Н.А., Чехович В.Д. Геодинамические аспекты кайнозойского окраинно континентального вулканизма Тихоокеанского и Беринговоморского секторов Камчатки // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 421–429.
12. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойского северного обрамления Тихого океана. — Автореф. дис. ... д.г.-м.н. — М.: МГУ, 2004. 46 с.
13. Бялобжеский С.Г., Попеко Л.И., Голозубов В.В., и др. Охотско-Корякский орогенный пояс. — В кн.: Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. — Под ред. А.И. Ханчука — Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн.1. С. 132–140.
14. Вержбицкий Е.В., Кононов М.В. Генезис литосферы северной части Мирового океана. — Под ред. В.Е. Хаина — М.: Научный мир, 2010. 477 с.
15. Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е. Бо-реальные радиолярии средней юры — раннего мела Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 3. С. 22–35.
16. Вишневская В.С., Басов И.А., Курилов Д.В. Первое совместное местонахождение коньяк-сантонских радиолярий и планктонных фораминифер на Западной Камчатке // ДАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 77–81.
17. Волгин П.Ф., Лютая Л.М., Кочергина А.В. Плотностной разрез впадины Дерюгина (Охотское море) по результатам плотностного моделирования //Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 3. С. 12–22.
18. Герман А.Б. Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России): систематический состав, возраст, стратиграфическое и флорогенетическое значение. — Под ред. А.М. Ахметьева — М.: ГЕОС, 1999. 124 с.
19. Геология юга Корякского нагорья. — Под ред. Н.А. Богданова— М.: Наука, 1987. 168 с.
20. Геология СССР. — Т. XXXI. — Камчатка, Курильские и Командорские острова. — М.: Недра, 1964. Ч.1. 734 с.
21. Говоров Г.И. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока. — Под ред. А.И. Ханчука — Владивосток: Дальнаука, 2002. 198 с.

22. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). — Под ред. Ю.Б. Гладенкова — М.: ГЕОС, 1997. 367 с. (Тр. ГИН РАН Вып. 488).
23. Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В. Структура верхней мантии зоны перехода океан-континент в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 13–29.
24. Гнибиденко Г.С., Хведчук И.И. Основные черты тектоники Охотского моря. — В кн.: *Геологическое строение Охотоморского региона*. — Под. ред. А.В. Журавлева — Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1982. С. 3–25.
25. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б 1: 1 000 000 (третье поколение). — Серия Корякско-Камчатская. — Лист N-57- Петропавловск-Камчатский. — Объяснительная записка — СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 312 с.
26. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б 1: 1 000 000 (третье поколение). — Серия Корякско-Курильская. — Лист O-57- Палана. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2013
27. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б 1: 1 000 000 (третье поколение). — Серия Чукотская. — Лист Q-60 Анадырь. — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 359 с.
28. Григоренко Ю.Н. Палеоцен-эоценовый граувакковый комплекс тыловых прогибов притихоокеанской окраины (строение и формирование). — СПб.: ВНИГРИ, 2011. 322 с.
29. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее северо-восточной (прикамчатской) части. — Южно-Сахалинск: ДВО РАН, 2002. 95 с.
30. Злобин Т.К., Ильев А.Я., Злобина Л.М. Природа и положение фундамента чехла Охотского моря по данным ГСЗ и МОВ ОГТ // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 4. С. 3–17.
31. Злобин Т.К., Полец А.Ю., Пеньковская О.В. Глубинная геодинамика и ее проявления в литосфере зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Альманах «Пространство и Время» (Спец. вып. «Система планета Земля»). 2012. Т. 1. Вып. 1. С. 1–23.
32. Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990. Кн.2. 334 с.
33. Зотова Т.Д. Опорный разрез альб–сеноманских отложений Пенжинской депрессии. — В кн.: *Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов России*. — Под ред. В.А. Прозоровского — СПб.: Недра, 2006. С. 125–156.
34. Карта полезных ископаемых Камчатской области. — М-б 1:500 000. — Под ред. А.Ф. Литвинова, М.Г. Патоки, Б.А. Марковского —Петропавловск Камчатский Камчатприродресурс, 1999.
35. Костицын Ю.А., Аносова М.О., Ревьяко Н.М., Степанов В.А. U–Pb и Sm–Nd данные возраста фундамента Срединного хребта Камчатки. — В сб.: *Геохронометрические и изотопные системы, методы их изучения, геохронология геологических процессов*. — Мат-лы Росс. конф. по изотопной геохронологии. г.Москва, 4–6 июня 2012. — М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 175–177.
36. Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Пузанков Ю.М. Новые данные о докембрийском возрасте гнейсового комплекса Камчатского массива. — В кн.: *Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин севера Пацифики*. — Под ред. А.Ф. Литвинова А.Ф., Б.А.Марковского — Магадан: СВКНИИ, 2003. Т. 1. С. 162–165.
37. Кузьмин В.К. Геохимические и изотопно-геохимические характеристики позднемезозойских метатерригенных пород Западной и Восточной Камчатки — индикаторы источников питания и условия формирования протолита. — Мат-лы VII Всерос. литол. Совещ. 28–31 октября 2013. Иркутск: С. 130–134.
38. Казьмин В.К. Источники метатерригенных пород Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий в свете новых Sm–Nd изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2013. № 3. С. 87–96.
39. Курилов Д.В. Новые местонахождения юрских и меловых радиолярий на Западной Камчатке. — В кн.: *Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое*. — Под ред. С.А. Паланджяна, Ю.А. Гладенкова — М.: Научный мир, 2005. С. 55–76.
40. Кулюльский офиолитовый террейн. — Под ред. С.Д. Соколова, А.И. Ханчука — Владивосток: ДГИ ДВО АН СССР, 1990. 110 с.
41. Леднева Г.В., Богданов Н.А., Носова А.А. Верхнемеловые породы пикрит-базальтовой серии Западной Камчатки: вещественный состав, генезис и геодинамические интерпретации. — В кн.: *Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое*. — Под ред. С.А. Паланджяна, Ю.А. Гладенкова — М.: Научный мир, 2005. С. 92–120.
42. Ломтев В.Л. К строению дна и истории Охотского моря. — В сб.: *Геология морей и океанов*. — Мат-лы XVII Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. — М.: Наука., 2007. Т. 4. С. 122–124.
43. Ломтев В.Л., Нагорных, Т.В., Сафонов Д. К строению подводной окраины северного Сахалина// Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2013. №.3. С. 94–106.
44. Ломтев В.Л. Аллохтонная кора под Охотским морем. — В сб.: *Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии*. — Мат-лы IV Всерос. науч. конф. 5–7 окт. 2016г. — Благовещенск: ИГиП, 2016. Т. 1. С. 12–16.
45. Лучицкая М.В., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Два этапа формирования гранитоидов Срединного хребта Камчатки: их тектоническая и геодинамическая позиция // Геотектоника. 2008. № 4. С. 49–69.
46. *Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана*. — Под ред. Г.Б. Удинцева — М.—СПб.: МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПГО «Картография», ГУНПО, 2003. 192 с.
47. Мишин В.В. Глубинное строение и типы земной коры юга Камчатки // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 110–119.
48. Мороз Ю.Ф., Логинов В.А., Улыбышев И.С. Глубинный геоэлектрический разрез области сочленения

- Срединного Камчатского массива, Ганальского выступа и Центрально-Камчатского прогиба // Вестн. КРАУНЦ. Сер.: Науки о Земле. 2016. Вып. № 2. № 1. С. 17–34.
49. Некрасов Г.Е. Тектоническая природа Камчатско-Корякского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
 50. Нурмухамедов А.Г., Мороз Ю.Ф. Особенности геологического строения северо-восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по данным глубинных геофизических исследований // Вестн. КРАУНЦ. Сер.: Науки о Земле. 2008. Вып. 11. № 1. С. 123–133.
 51. Нурмухамедов А.Г., Недядько В., Ракитов В.А., Липатьев М.С. Границы литосферы на Камчатке по данным метода обменных волн землетрясений // Вестн. КРАУНЦ. Сер.: Науки о Земле. 2016. Вып. 29. № 1. С. 35–52.
 52. Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона. — М-б 1:2 500 000. — Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина — М.: ИЛРАН, 2000. 193 с.
 53. Очерки тектоники Корякского нагорья. — Под ред. Ю.М. Пушаровского, С.М. Тильмана — М.: Наука, 182. С. 30–70.
 54. Паланджян С.А. Лерцолитовые массивы офиолитов Анадырско-Корякского региона: геологическое строение и состав пород как показатели обстановок формирования // Литосфера. 2010. № 5. С. 3–19.
 55. Паланджян С.А., Лэйер П.У., Паттон У.У., Ханчук А.И. Геодинамическая интерпретация $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок офиолитовых и островодужных мафитов и метамафитов Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 2011. № 6. С. 72–87.
 56. Палечек Т.Н., Барабошкин Е.Ю., Соловьев А.В., Лопатина Д.А., Ландер А.В. Новые данные о строении и возрасте мезозойских и кайнозойских отложений мыса Хайрюзово (Западная Камчатка). — В кн.: Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. — Под ред. С.М. Тильмана, Ю.Б. Гладенклова — М.: Научный мир, 2005. С. 77–91.
 57. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. — Под ред. К.В. Боголепова — Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
 58. Пергамент М.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-западной Камчатки (Пенжинский район). — Под ред. Б.М. Келлера, Н.С. Шатского — М.: АН СССР, 1961. 147 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 39).
 59. Полин В.Ф., Тихомиров П.Л., Ханчук А.И., Травин А.В. Первые данные U—Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования Преджугджурских вулканитов — новое свидетельство разновременности формирования отдельных звеньев Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 2. С. 107–115.
 60. Попов Н.В., Смелов А.П., Березкин В.И., Кравченко А.А., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит — история развития в раннем докембрии. — Мат-лы V Росс. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. г. Санкт-Петербург, ИГГД РАН. — СПб: Спринтер, 2017. С. 148–150.
 61. Рихтер А.В. Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 2005. № 1. С. 71–78.
 62. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Г.А., Филатова Н.И. Геотраверс региона Охотского моря // Вестн. КРАУНЦ. Сер.: Науки о Земле. 2005. № 5. С. 45–58.
 63. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование и этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
 64. Семакин В.П., Кочергин А.В., Пятина Т.И. Тектоническое районирование осадочного чехла Охотского моря по литофизическим, структурным и структурно-литофизическим признакам // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 4. С. 1059–1075.
 65. Сеначин В.Н., Веселов О.В., Семакин В.И., Кочергин Е.В. Цифровая модель земной коры Охотоморского региона // Геоинформатика. 2013. № 4. С. 33–44.
 66. 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 // Регион. геология и металлогения. 2020. Т. 82. № 2. С. 69–82.
 67. Соколов С.Д. Аккреционная структура Пенжинского хребта (северо-восток России) // Геотектоника. 2003. № 5. С. 3–10.
 68. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. — Под ред. Ю.М. Пушаровского — М.: Наука, 1992. 182 с.
 69. Соколов С. Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
 70. Соколов С.Д., Лобковский Л.И., Верниковский В.А., Тучкова М.И., Сорохтин Н.О., Кононов М.В. Тектоника и геодинамика восточной Арктики в мезозое // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 389–409.
 71. Соловьев А. В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. — В кн.: Методы трекового и структурного анализа. — Под ред. Н.А. Богданова — М.: Наука. 2008, 318 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 577).
 72. Соловьев А.В., Луцицкая М.В., Селягин О.Б., Хоуриган Дж.К. Позднемеловой гранитоидный магматизм Срединного хребта Камчатки: геохронология и особенности состава // Стратиграфия и геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 1. С. 1–23.
 73. Соловьев В.М., Селезнев В.С., Еманов А.Ф. и др. Глубинное строение юго-западной части Охотско-Чукотского региона по результатам вибросейсмических исследований с мощными передвижными вибраторами. — В сб.: Проблемы сейсмологии 3-го тысячелетия. — Мат-лы междунар. конф. 15–19 сент. 2003 г. — Новосибирск: СО РАН, 2003. С. 374–388.
 74. Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Два этапа Неопротерозойского магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1479–1499.

75. Ставский А.Д., Березнер О.С., Сафонов В.Г., Злобин С.К. Тектоника Майницкой зоны Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 72–80.
76. Старшинова Е.А. Неоднородности строения коры и мантии Охотского моря // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 6. С. 1339–1343.
77. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. — В кн.: *Результаты исследований по Международным геофизическим проектам*. — Под ред. А.Г. Родникова, И.К. Туезова, В.В. Харахинова — М.: РАН, НГК, 1996. 338 с.
78. Сухов А.Н., Кузьмичев А.Б. Верхнемеловые отложения Западной Камчатки. — В кн.: *Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое*. — Ю.А. Гладенков, С.А. Паланджян — М.: Научный мир, 2005. С. 121–162.
79. Тарарин И.А., Дриль С.И., Сандимирова Г.И., Бадреддинов З.Г., Татарников С.А., Владимирова Т.А. Изотопный состав стронция, неодима и свинца в метаморфических породах Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки // ДАН. 2010. Т. 431. № 2. С. 238–241.
80. Тарарин И.А., Бадреддинов З.Г., Дриль С.Д., Чубаров В.М., Герасимов Н.С., Сандимирова Г.П., Ильина Н.Н. Петрология и геохимия мелового магматизма Центральной Камчатки (на примере крутогорского и кольского интрузивных комплексов) // Петрология. 2014. Т. 22. № 6. С. 1–30.
81. Тарарин И.А., Бадреддинов З.Г. Метаморфические комплексы Срединнокамчатского кристаллического массива: изотопно-геохимическая характеристика и возраст // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 2. С. 1–11.
82. Тектоническая карта Охотоморского региона. — М-б 1:2 500 000. — Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина — М.: ИЛРАН, 2000. 2 листа.
83. Тихомиров П., Лебедев И., Пасенко А., Павлов В. «Верхние базальты» Восточно-Чукотского сегмента Охотско-Чукотского пояса: продольная миграция вулканической активности или наложение позднего магматического события? // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 2. 167–172.
84. Тихонов И.Н., Ломтев В.А. Мелкофокусная сейсмичность Охотского моря и ее вероятная тектоническая природа // Вопросы инженерной сейсмологии. 2014. Т. 41. № 1. С. 19–38.
85. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. — М.: Наука, 1988. 264 с.
86. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). — М.: Научный мир, 2001. 606 с.
87. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальные орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 4–29.
88. Харахинов В.В. Тектоника Охотоморской нефтегазосной провинции. — Автореф. дис. ... д.г.м.-н. — Сахалинский науч.-иссл. и проектно-изыскательский ин-т нефти и газа. — г.Оха-на-Сахалине: ДВО РАН, 1998. 77 с.
89. Цой И.Б. Условия формирования осадочного чехла дальневосточных морей и островного склона Курило-Камчатского желоба (по микропалеонтологическим данным). — Автореф. дис. ... д.г.-м.н. — Владивосток, 2012. 47 с.
90. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Филатова Н.И., Вишневская В.С., Басов И.А. Новые данные о меловых вулканических дугах северо-восточной окраины Азии // ДАН. 2006. Т. 407. № 4. С. 512–515.
91. Чехович В.Д. Положение активной границы континента на северо-западе Тихоокеанского подвижного пояса в поздне меловое время // ДАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 212–215.
92. Чехович В.Д. Становление поздне меловой субдукции на Северо-Востоке Азиатского континента // Геотектоника. 2022. № 4. С. 35–55.
93. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А. Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в поздне меловое — раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 2. С. 1–28.
94. Шанцер А.Е., Челебаева А.И. Поздний мел Центральной Камчатки. — Под ред. Ю.Б. Гладенкова — М.: ГЕОС, 2005. 116с.
95. Шаниро М.Н. Поздне меловая Ачайваам-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
96. Щенетов С.В. О стратиграфическом положении меловых отложений с гребенкинской флорой, северо-восток России // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28 № 1. С. 65–72.
97. Akinin V., Miller E., Toro J., Prokoviev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey T.S., Polzunkov G.O., Trunilina V.A. Epizidocity and the dance of Late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Sci. Rev. 2020. Vol. 208. Art.103272.
98. Armijo R., Meyer B., Navarro, King G., Barka A. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: A clue to propagation processes of the North Anatolian Fault? // Terra Nova. 2002. Vol. 14. P. 80–86.
99. Basile C., Braun J. The initiation of pull-apart basins and transform continental margins: results from numerical experiments of kinematic partitioning in divergent settings // Terra Nova. 2016. Vol. 28. No.2. P.120–127.
100. Bebie J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Vergely P. Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurrent systems // Ofioliti. 1980. Vol. 2 (Eastern Area). Spec. Is. "Tethyan Ophiolites". P. 129–197.
101. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., Wooden J.L., Natal'in B.A. Archean Protolith and Accretion of Crust in Kamchatka: SHRIMP Dating of Zircon from Sredinny and Ganai Massifs // J. Geol. 2002. Vol. 110. P. 271–289.
102. Bodinier F., Nicolas A. Harzburgine and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments // Earth Planet. Sci. Lett. 1985/86. Vol. 76. P. 84–92.
103. Egorov A.S., Bolshakova N.V., Kalinin D.F., Ageev A.S. Deep structure, tectonics and geodynamics of the Sea

- of Okhotsk region and structures of its folded frame // Journal of Mining Institute. 2022. Vol. 257. P. 703–719.
104. Farangitakis F.G., McCaffrey K.J.W., Willingshofer E., Allen V.B., Kalnins L.M., van Hunen J., Persaud P., Sokoutis P. The structural evolution of pull-apart basins in response to changes in plate motion // Basin Research. 2020. Vol. 33. No. 1. P. 1603–1625.
 105. Gorbatov A., Widiyantoro S., Fukao Y., Gordeev E. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // J. Geophys. Int. 2000. Vol. 142. P. 27–36.
 106. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., Kirmasov A.B., Garver J.I., Reiner P.W. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // Am. J. Sci. 2009. Vol. 309. No. 5. P. 333–396.
 107. Kashubin, S., Petrov, O., Rybalka, A., Milshtein, E., Shokalsky, S., Verba, M., Petrov, E. Earth's crust model of the South Okhotsk Basin by wide-angle OBS data // Tectonophysics. 2017. Vol. 710–711. P. 37–55.
 108. Kocyigit A., Erol O. A tectonic escape structure: Erciyes pull-apart basin, Kayseri, Central Anatolia, Turkey // Geodinamica Acta, 2001. Vol. 14. P. 33–145.
 109. Liu Sh., Guarmis M., Ma P., Zhang Bo. Reconstruction of northeast Asian deformation integrated with Western Pacific plate subduction since 200 Ma // Earth Sci. Rev. 2017. Vol. 175. P. 114–142.
 110. Mann P. Model of the formation of large transtensional basins in zones of tectonic escape // Geology. 1997. Vol. 25. No. 3. P. 211–217.
 111. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scholl D.W., and Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific, (U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 2000. No. 1626), 123p.
 112. Pavlenkova N.I., Kashubin S., Sakoulina T.S., Pavlenkova G.A. Geodynamic nature of the Okhotsk Sea lithosphere. An overview of seismic constraints // Tectonophysics. 2020. Vol. 777. P. 228–320.
 113. Rodriguez M., N. Chamot-Rooke, M. Fournier, P. Huchon, Delescluse M. // Mode of opening of an oceanic pull-apart: The 20 °N Basin along the Owen Fracture Zone (NW Indian Ocean) // Tectonics. 2013. Vol. 32. P. 1343–1357.
 114. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Khudoley A.K., Morozov O.L., Luchitskaya M.V., Tuchkova M.I., Layer P.W. Tectonic reconstruction of Uda-Murgal arc and the Late Jurassic and Early Cretaceous convergent margin of Northeast Asia–Northwest Pacific // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. No. 4. P. 273–278.
 115. Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantyev S.A., Morozov O.L., Ganelin A.V., Bazilev B.A., Osipenko A.B., Palandzhyan S.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. Ophiolites in accretionary complexes along Early Cretaceous margin of NE Asia: age, composition, and geodynamic diversity. — In: *Ophiolites in Earth History*. — Ed. by Y. Dilek, P.T. Robinson, (Geol. Soc., London, Spec. Publ. 2003. Vol. 218), P. 619–664.
 116. Sokolov S.D., Tuchkova M.I. Mesozoic tectono-stratigraphic terranes of the Koryak-Chukotka region. — In: *Late Jurassic Margin of Laurasia – A Record of Faulting Accommodating Plate Rotation*. — Ed. by T.H. Anderson, A.N. Didenko, C.L. Johnson, A.I. Khanchuk, J.H. MacDonald, (GSA Spec. Pap. 2015. Vol. 513), P. 461–481.
 117. Tanaki K., Honza E. Global tectonics and formation of marginal basins: Role of the Western Pacific // Episodes. 1991. Vol. 14. No. 3. P. 224–230.
 118. Umhoefer P.J., Thomson S.N., Cosca M.A., Teyssier Witney D.L. Cenozoic tectonic evolution of the Ecemiş fault zone and adjacent basins, central Anatolia, Turkey, during the transition from Arabia-Eurasia collision to escape tectonics // Geosphere. 2020. Vol. 16. No. 6. P. 1358–1384.
 119. Stern R.J. Subduction initiation: Spontaneous and induced // Earth and Planet. Sci Lett. 2004. Vol. 226. P. 275–29.
 120. Stern R.J., Reagan M., Ishizuka O., Ohara Y., Whattam S. To understand subduction initiation, study forearc crust, to understand forearc crust, study ophiolites // Lithosphere. 2012. Vol. 4. No. 6. P. 469–483.
 121. Wright N.M., Seton M., Williams S.E., Muller R.D. The Late Cretaceous to recent tectonic history of the Pacific Ocean basin // Earth Sci. Rev. 2016. Vol. 154. P. 138–173.
 122. Wu J.E., McClay K., Whitehouse P., Dooley T. 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins // Marin. Petrol. Geol. 2009. Vol. 26. P. 1608–1623.
 123. Yang Y-T. An unrecognized major collision of the Okhotomorsk Block with East Asia during the Late Cretaceous, constraints on the plate reorganization of the Northwest Pacific // Earth-Sci. Rev. 2013. Vol. 126. P. 96–115.

Late Cretaceous Okhotsk–Penzhina–Anadyr Small Oceanic Basin (Northeast Eurasia): Geological Evidence and Geodynamic Evolution

V. D. Chekhovich^{a, *}, S. A. Palandzhyan^a

^a*Geological Institute of Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

^{*}*e-mail: vladimchekhovich@mail.ru*

The modern structure of the Eurasian Margin combines supra-subduction Upper Cretaceous volcanogenic formations – the marginal continental Okhotsk–Chukchi volcanogenic belt and the accreted Nemuro–Olyutor intra-oceanic arc formed during the subduction of the oceanic crust of the Pacific. We consider the formation of the Okhotsk–Chukchi volcanic belt, separated by the Nemuro–Olyutor intraoceanic arc from the Pacific, in the conditions of an paleo-oceanic basin that existed for ~20 Ma. As a result of the conducted paleo-geodynamic analysis, it was found that in the Late Cretaceous in northeastern Eurasia, between the Eurasian continent and the tectonic blocks of the Sea of Okhotsk, Western Kamchatka, and Northern Koryak located to the south and southeast of it, a small oceanic basin of the pull-apart type developed in the conditions of transtension, which can be called the Okhotsk–Penzhina–Anadyr. This basin was formed as a result of a major strike slip fault when terranes tectonic escaped out of the eastern part of the closing Mongol–Okhotsk Ocean. The progressive opening of the Okhotsk–Penzhina–Anadyr spreading basin subducted from the southwest to the northeast under the Eurasian continent, which caused a corresponding delay in the onset of supra-subduction volcanism in the Okhotsk–Chukchi Belt. The geodynamic evolution of the southwestern and northeastern parts of the Okhotsk–Penzhina–Anadyr basin differed in that the Irune (West Kamchatka) island arc arose and developed in the southwestern part of it, earlier in time of formation, near the West Kamchatka continental block. In the northeast, the arc was bounded by a transform fault that stretched to the southeast, delimiting not only the Kamchatka terrane from the North Koryak and Uchkhichkhil, but also the Valaginsky (East Kamchatka) and Olyutor intra-oceanic island arcs. In the Cenozoic stage of development, this fault was transformed into the Palano–Ozernovskaya trans-litospheric zone, which is the boundary between the accreted Olyutor and East Kamchatka terranes of the Nemuro–Olyutor island arc system. A geodynamic model of the pre-arc, the Alb–Turonian stage of intra-oceanic subduction, which lasted until the beginning of the formation of the early Nemuro arc in the coniacian, was applied the Olyutor island arc system. The duration of the pre-arc stage of intra-oceanic subduction corresponds to the time of the same stage of the geodynamic evolution of Izu–Bonin–Mariana Island arc system. This allows us to confirm the expansion of Pacific since the Albian time due to subduction in Nemuro–Olyutor island-arc system.

Keywords: Late Cretaceous active margin of Eurasia, small oceanic basin, subduction, tectonic escape of terranes, continental blocks, pull-apart basin, Mongol–Okhotsk Ocean

УДК [551.24]:[550.834+550.831](268.56)

СТРУКТУРНАЯ СВЯЗЬ ЧУКОТСКОГО БОРДЕРЛЕНДА И ШЕЛЬФА ЧУКОТСКОГО МОРЯ: ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ 3D МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ¹

© 2024 г. А. Л. Пискарев^{1, 2, *}, А. А. Киреев¹, Г. И. Ованесян¹, В. А. Поселов¹, В. А. Савин²,
О. Е. Смирнов¹, С. Н. Табырца^{1, 2}

¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового Океана им. акад. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), д. 1, Английский пр., 190121 Санкт-Петербург, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет – Институт наук о Земле, д. 7–9, Университетская наб., 199134 Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: apiskarev@gmail.com

Поступила в редакцию 11.04.2024 г.

После доработки 25.04.2024 г.

После повторной доработки 23.08.2024 г.

Принята в печать 30.08.2024 г.

Авторами составлена и рассчитана 3D модель строения земной коры региона, охватывающего Чукотский бордерленд с прилегающими океаническими акваториями и Чукотско-Аляскинским шельфом. Особенностью строения земной коры региона является трехсторонняя обособленность Чукотского бордерленда и наличие переходной области на юге, связывающей бордерленд с Чукотско-Аляскинским шельфом. Прослежена связь между Чукотским бордерлендом и Врангелевским поднятием шельфа Чукотского моря через Северо-Чукотское поднятие, расположенное между Северо-Чукотским прогибом и прогибом Ханна. Отодвигание Чукотского бордерленда с поворотом по часовой стрелке началось с раннемелового времени, так как базальты, залегающие в низах разрезов осадочных толщ вдоль восточной и южной границ Чукотской котловины, имеют обратную намагниченность, т.е. их излияние происходило до начала мелового суперхрона, ~121 млн лет назад. Вблизи верхней границы неокома происходило масштабное сдвиговое перемещение блоков земной коры вдоль восточной границы Чукотского поднятия, имевшей до того надвиговой характер. Данные проведенного геофизического 3D моделирования показывают, что Чукотский бордерленд и Чукотская котловина являются структурными элементами континентальной окраины, так как имеют тесную геологическую связь с континентальным шельфом Чукотского моря.

Ключевые слова: Чукотский бордерленд, Чукотско-Аляскинский шельф, сейсморазведка, гравитационные и магнитные аномалии, геофизическое 3D моделирование, земная кора, тектоника

DOI: 10.31857/S0016853X24050024, EDN: EFXCYW

ВВЕДЕНИЕ

Установление геологической связи между континентальным шельфом Чукотского моря и Чукотским бордерлендом на протяжении многих десятилетий являлось задачей многочисленных геолого-геофизических исследований. В последнее время эта задача приобрела дополнительную актуальность в связи с разработкой нового варианта Заявки Российской Федерации на расширение в этой области внешней границы континентального шельфа. В рамках решения этой задачи составлена и рассчитана 3D геофизическая модель строения земной коры региона.

Чукотский бордерленд представляет собой выдвинутый в сторону глубоководного бассейна фрагмент континентальной окраины. Чукотское плато, которое является западной частью Чукотского бордерленда, имеет простое строение, выраженное в обширную платообразную вершинную поверхность, и имеет тесную пространственную связь с шельфом. В зоне сочленения с плато шельф образует узкий выступ к северу, бровка шельфа при этом теряет свою выразительность, поскольку внутренний склон имеет здесь малый, менее одного градуса, угол наклона (рис. 1).

Вершинная поверхность Чукотского плато сочленяется с внутренним склоном через седловину. Поверхность плато располагается на глубинах 400–800 м, седловина погружена относительно сопредельных участков всего на 100–200 м.

¹ Дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI: 10.31857/S0016853X24050024, доступны для авторизованных пользователей.

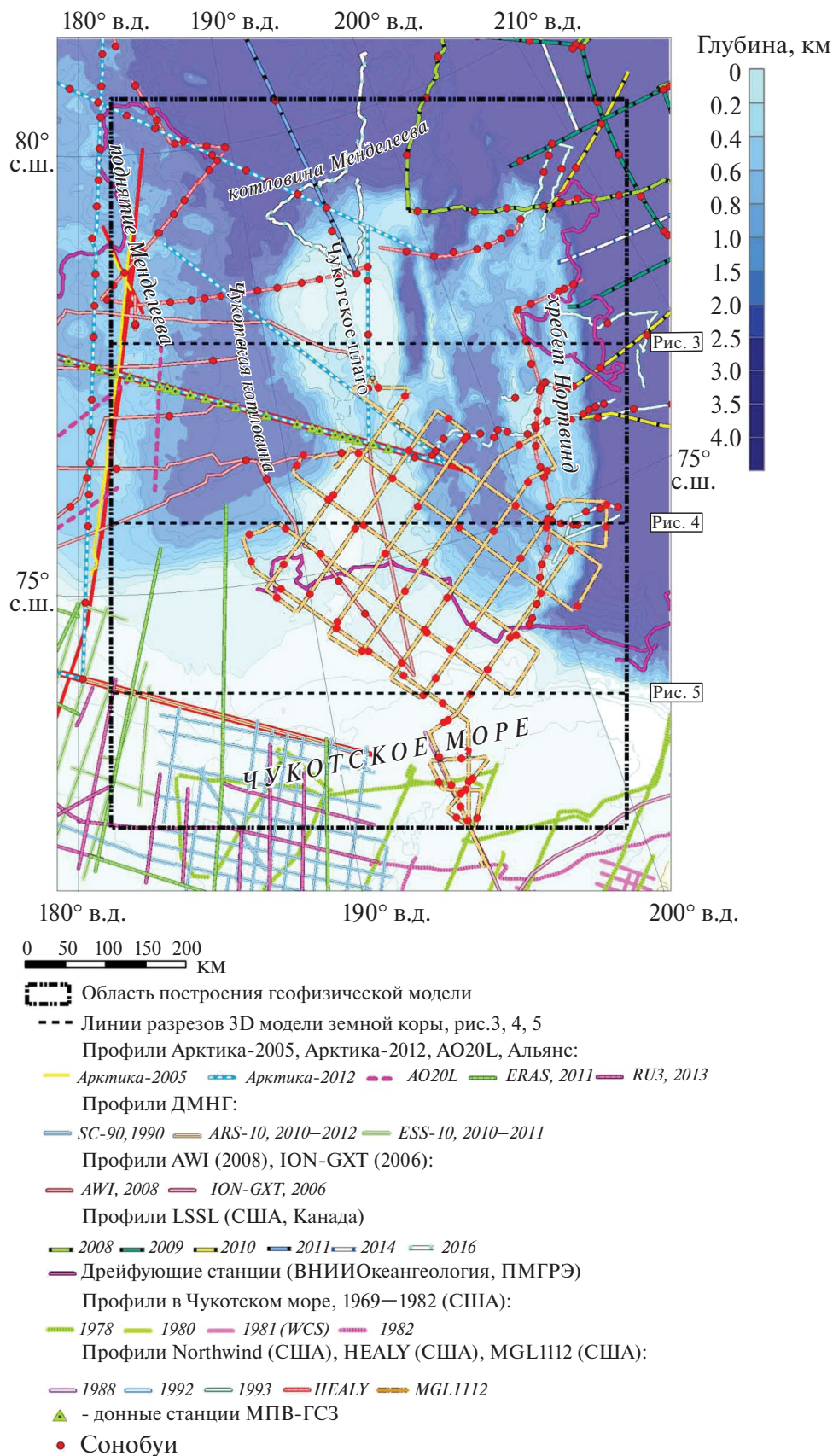


Рис. 1. Батиметрическая карта Чукотского бордерленда и прилегающей части шельфа Чукотского моря сейсмические данные, использованные при 3D моделировании (по данным [14]).

Хребет Нортвинд, занимающий восточную часть Чукотского бордерленда, в наиболее приподнятых частях характеризуются глубинами ~400 м. Хребет Нортвинд погружен (незначительно — на первые сотни метров) относительно шельфа Чукотского моря, но седловина хребта приподнята над абиссальной равниной дна Канадской котловины более чем на 2000 м.

В регионе были выполнены магнитные и гравиметрические съемки различных масштабов и с различными уровнями погрешностей.

Первые аэромагнитные съемки Чукотского бордерленда проводились в конце 1970-х годов по сети маршрутов с межпрофильным расстоянием 10–18 км. В 1997 г. площадь была закрыта американскими исследователями съемкой масштаба 1:100 000 [2].

В 1966–67 гг. в регионе были начаты российскими исследователями наледные и авиадесантные гравиметрические измерения. Погрешность измерения аномалий силы тяжести составляла при этом ± 1.2 – 1.7 мГал [2].

В 1996 г. в регионе были выполнены американскими исследователями аэрогравиметрические работы масштаба 1 : 1 000 000, погрешность съемки составила ± 1.8 мГал. В 2014–2015 гг. юго-западная часть региона была закрыта съемками масштаба 1 : 500 000 с погрешностью ± 0.7 мГал [12].

В 2000-е годы Чукотская котловина и восточный борт хребта Менделеева были закрыты российскими аэрогеофизическими съемками масштаба 1:500 000 с погрешностью измерений магнитных аномалий в пределах ± 1 – 4 нТл, и аномалий силы тяжести ± 0.7 – 1.2 мГал [1].

В основу приведенных в нашей статье карт аномалий потенциальных полей и при выполнении модельных расчетов мы использовали обновленные в 2022 г. цифровые модели аномалий гравитационного поля в свободном воздухе и аномального магнитного поля. Карта аномалий магнитного поля была заново построена на основе современной компьютерной обработки цифровой информации [7]. Цифровая модель гравитационных аномалий в свободном воздухе построена на основе обновленной спутниковой модели DTU17 [9].

Плотность сейсморазведочных работ МОВ МПВ и МПВ ГСЗ в исследуемом районе невысокая, с чем и связаны большие допуски в определении границ в осадочном чехле и земной коре.

По данным МОВ МПВ, полученным в 2005 г. в ходе научно-исследовательской экспедиции на

ледоколе USCGC *Healy* (WAGB-20) (Seattle, USA), в зоне перехода от поднятия Менделеева к котловине Менделеева мощность осадочного чехла в северо-западной части изучаемой площади составляет 400–600 м [14] (см. рис. 1). Под осадочным чехлом находится акустический фундамент, скорость продольных волн по его поверхности составляет 3.8–4.0 км/с, на глубине ~3 км под дном котловины Менделеева скорость достигает 6.3 км/с.

На восточном склоне поднятия Менделеева при погружении фундамента по направлению к Чукотской котловине мощность осадочного чехла также колеблется в пределах 400–600 м, скорость акустических продольных волн в акустическом фундаменте в ~3 км от поверхности осадочного чехла достигает значений 4.5–5.8 км/с [11].

По данным исследований, проведенных в рейсе в 2008 г. в Арктику на ледоколе *Healy*, было рассмотрено строение осадочного чехла хребта Нортвинд [10]. По ходу профиля, расположенного вдоль хребта Нортвинд, кайнозойские осадочные толщи, разделенные на Unit 1 (неоген) и Unit II (палеоген), имеют мощность ~1–1.5 км, за исключением локальных поднятий на окончаниях этого профиля, где мощность осадочных толщ уменьшается (см. рис. 1).

Для осадочных пород, залегающих на склоне хребта Нортвинд, уходящем в Канадский бассейн, характерно спокойное покровное залегание только для толщи Unit 1 (неоген). Осадочная толща Unit II (палеоген) вовлечена в тектонические перемещения.

В экспедиции Института полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (Бремерхафен, Германия — Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung, AWI) в 2008 г. на ледоколе *Polarstern* были выполнены работы МОВ-ОГТ с постановкой сонобуев на профилях в Чукотской котловине и на Чукотском плато.

В южной части Чукотской котловины на глубине моря 2.2–2.4 км мощность осадочных толщ, включающих отложения, начиная с раннемеловых, составляет от 1.7 до 4 км. В центральной части котловины (глубина моря ~2 км) осадочные толщи, начиная с позднемеловых, имеют мощность <1 км [19].

На юго-западной окраине Чукотского плато мощность толщ олигоцена и неогена составляет ~1.5 км.

На западной границе площади нашего исследования, в южной части поднятия Менделеева осадочные толщи, начиная с раннемеловых отло-

жений, составляют ~5 км. Наибольшая мощность осадочных толщ, >12 км, начиная с раннемеловых отложений, зафиксирована исследованиями в Чукотском море на северо-восточном склоне Северо-Чукотского бассейна [1].

В регионе исследования находятся профили МОВ МПВ 01, 04 и 18, полученные в ходе экспедиции «Арктика-2012» на атомном ледоколе «Россия» (Мурманск, Россия) [1].

Профиль МОВ МПВ-04 пересекает котловину Менделеева в северо-западной части изучаемой площади. Мощность мел–кайнозойского чехла в пределах данного профиля составляет 1–2 км, в локальном грабене в зоне сочленения котловины и Чукотского поднятия мощность чехла увеличивается до 3000–3500 м. В юго-восточной части профиля МОВ МПВ-04 в эскарпах Чукотского плато наблюдаются выходы пород акустического фундамента к поверхности морского дна. Подобный разрез осадочной толщи зафиксирован и на профиле МОВ МПВ-18, проходящем вдоль Чукотского плато [1].

Сейсмический профиль МОВ МПВ-01 пройден с юга на север, от шельфа Восточно-Сибирского моря, вдоль осевой части поднятия Менделеева, до и вдоль западной границы изучаемой площади. Непрерывно вдоль линии профиля МОВ МПВ-01 прослеживается покровный сейсмокомплекс, характеризующийся ненарушенным залеганием и облекающий современную морфоструктуру Центрально-Арктических поднятий. Сейсмокомплекс имеет выдержанную мощность ~200 м и коррелируется с миоцен–четвертичной толщей осадков, вскрытых скважиной АСЕХ-302 на хребте Ломоносова.

Общая мощность осадочного чехла вдоль профиля МОВ МПВ-01 варьирует от 200–300 м на возвышенностях до 3 км в грабенах, разделяющих поднятия, где большая часть разреза сложена мел–эоценовыми отложениями [1].

Профиль МОВ МПВ-03 пересекает Чукотскую котловину и Чукотское плато в центральной части изучаемой площади. Покровный сейсмокомплекс мощностью ~200 м прослеживается вдоль всего профиля. В пределах Чукотской котловины осадочный чехол имеет мощность до 5 км. Основную часть разреза составляют мел–палеоценовые отложения. Мощность чехла Чукотского плато варьирует от 200–300 м на возвышенном блоке до 5000 м в грабене центральной части плато. На восточном склоне Чукотского плато акустический фундамент обнажается в эскарпе высотой 1600 м [1].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЧУКОТСКОГО БОРДЕРЛЕНДА

В 2011г. для установления связи между Чукотским шельфом и Чукотским бордерлендом на площади, покрывающей области сочленения этих структур, были проведены работы на исследовательском судне *Marcus G. Langseth* (MGL-2011) (Lamont-Doherty Earth Observatory (LDEO) of Columbia University), которое является частью флота университета University-National Oceanographic Laboratory System (UNOLS) [21].

В работы входили сейсморазведка МОВ ОГТ (в том числе работы с использованием сонобуев), гравиразведка и магнитометрия. Верхний неогеновый осадочный комплекс на всей исследованной площади имеет мощность от 400 до 800 м, локально увеличивающийся по мощности до 1.5 км в трог, разделяющем Чукотское поднятие и хребет Нортвинд.

Палеогеновый осадочный комплекс имеет наибольшую (до 4 км) мощность в юго-западной части площади проведенных исследований, в пределах северо-восточного склона Северо-Чукотского прогиба. Мощность этого комплекса уменьшается в северо-восточном направлении до нескольких сотен метров. Исключение составляет трог, разделяющий Чукотское поднятие и хребет Нортвинд, где мощность толщ палеогена возрастает до 2 км.

Мощность предположительно меловых отложений на юго-западе площади превышает 8 км, мощность этих отложений быстро уменьшается в направлении на северо-восток к границе Северо-Чукотского прогиба до ~1 км, на Чукотском бордерленде – до первых сотен метров.

Профили МПВ ГСЗ выполнены в экспедициях [1]:

– «Арктика-2012» на атомном ледоколе «Россия» (Россия) – профиль МПВ-03;

– «Арктика-2005» на НИС ААНИИ «Академик Федоров» (Россия) (профиль Арктика-2005).

На сейсмическом разрезе ГСЗ вдоль профиля МПВ-03 «Арктика-2012» непрерывно прослеживаются структурные комплексы консолидированной коры между поднятием Менделеева и Чукотским плато.

Поднятие Менделеева

Поднятие Менделеева характеризуется максимальной мощностью земной коры и глубиной залегания границы Мохо (до 34 км), повышен-

ными значениями скоростей продольных волн (7.2–7.3 км/с) в нижнем слое коры. Утонение верхнего слоя коры до 7–9 км на Поднятии Менделеева и увеличение мощности нижнего слоя коры до 18–19 км связаны с повышенной вулканической активностью в раннемеловое время. В области Чукотского поднятия мощности верхнего и нижнего слоев коры почти одинаковы [1].

На сейсмическом разрезе ГСЗ экспедиции Арктика-2005, проходящем, как и профиль 2012-01, вдоль западной границы изучаемой площади, прослежены два осадочных комплекса, разделенных региональным несогласием. Суммарная мощность осадочных комплексов достигает максимума ~12 км в депоцентре Северо-Чукотского прогиба, на поднятии Менделеева мощность осадочных комплексов не превышает ~2.5 км.

В Северо-Чукотском прогибе выделяется дополнительно третий осадочный комплекс со скоростями 4.7–5.9 км/с, мощность этого слоя в депоцентре составляет ~4 км. Общая мощность осадочных комплексов в депоцентре Северо-Чукотского прогиба составляет около 16 км [6].

Мощность верхней коры составляет 2–3 км под Северо-Чукотским прогибом, на поднятии Менделеева мощность варьирует в интервале 4–7 км. Глубина залегания раздела Мохо изменяется от 28 до 29 км под Северо-Чукотским прогибом до 31–34 км под поднятием Менделеева. Мощность кристаллической коры на шельфе составляет ~13 км, на поднятии Менделеева она увеличивается до 26 км.

Чукотский бордерленд

Широко известны следующие представления о строении Чукотского бордерленда как обособленной тектонической структуры:

- отделение Чукотского бордерленда вместе с Чукотским шельфом и Аляской от Канадского архипелага в процессе ротационного раскрытия Канадского бассейна с последующим вращением по часовой стрелке, которое образовало Чукотскую котловину [15, 21];

- отделение Чукотского бордерленда в процессе образования Канадского бассейна от окраины моря Бофорта [14].

Наиболее древними из изученных в районе Чукотского бордерленда пород являются мелководные карбонаты кембрийского и ордовикского возраста, аналогичные по составу одновозрастным породам арктической части Канады. Образцы этих пород были взяты на хребте Нортвинд [16].

В экспедиции на ледоколе *Healy* при выполнении драгирования на склоне в северной части Чукотского плато были подняты метаморфические породы силура [24]:

- кристаллические и зеленые сланцы,
- ортогнейсы,
- граниты,
- аплиты.

В пределах Чукотского бордерленда были обнаружены также отложения, аналогичные по составу отложениям бассейна Свердруп:

- карбон–раннепермские мелководные отложения, преимущественно карбонатные;
- пермские красноцветные породы;
- среднетриасовые турбидиты.

Эти данные поддерживают представление о том, что Чукотское плато первоначально было присоединено к арктической Канаде [16].

Самые ранние синрифтовые отложения, отобранные на хребте Нортвинд, имеют раннеюрский возраст [10]. Согласно этим данным, рифтогенез Чукотского бордерленда должен был произойти почти одновременно с раскрытием Американо-Азиатского бассейна (153–127 млн лет назад) и формированием хребта Альфа–Менделеева (120–78 млн лет назад). Это подразумевает длительный период тектонического затишья от начала апта, характеризующийся очень медленным и ненарушенным пелагическим осадконакоплением.

Начиная с апта, Северо-Чукотский бассейн частично заполнялся базальтами провинции HALIP [17].

В интервале 118–112 млн лет на хребте Нортвинд происходит извержение базальтов с низким содержанием титана, мантийный источник при этом характеризуется как часть субконтинентальной литосферы [25]. Здесь открыты вулканические породы сходные с позднемезозойскими базальтами острова Элсмир и Земли Франца-Иосифа, принадлежащими к континентальным трапповым образованиям [28].

В интервале 105–100 млн лет на отроге Хили Спер к северу от хребта Нортвинд произошло извержение толеитовых базальтов с высоким содержанием титана. Бимодальное по составу распределение образцов базальтов характерно для плюмовых континентальных магматических провинций [25]. На хребте Нортвинд отобраны и сенноман–туронские туфогенные песчаники и пепловые туфы кислого состава с $Ar-Ar$ возрастом 90.6 ± 2.1 млн лет [10].

Пепловые прослои из этих пород не содержат терригенного материала, что свидетельствует об изолированности хребта Нортвинд от прилегающего континента. В интервале 90–70 млн лет на отроге Хили Спер происходило извержение толеитовых базальтов с высоким содержанием титана. Отобраны образцы базальтов возраста 86 и 75.5 млн лет [11]. Состав базальтов также характерен для плюмовых континентальных магматических провинций.

Чукотский бордерленд характеризуется растянутой, утоненной континентальной корой [16, 30]. В одном из вариантов палеорекопструкций предполагаются следующие два варианта развития бордерленда:

- блок выдвинут из Северо-Чукотского бассейна [18];
- блок отодвинут от континентальной окраины о. Бэнкс [18, 23, 29, 32].

В других вариантах предрифтовое расположение Чукотского бордерленда находилось в море Бофорта [14]. Отмечается, что между хребтом Нортвинд и Чукотским плато наблюдаются сдвиговые деформации [15]. На поднятии четко проявлен западно-восточный характер позднеюрско–раннемелового растяжения [10].

Новые данные свидетельствуют о том, что до начала образования Американо-Чукотского бассейна, в девоне, палеогеографическое положение Чукотского бордерленда соответствовало непосредственному примыканию к островам Элсмир и Аксель-Хейберг [26]. Эти данные поддерживают и уточняют широко цитируемые ротационные модели раскрытия Канадского бассейна.

Однако геологическая взаимосвязь Чукотского бордерленда с шельфом Чукотского моря определяется тем обстоятельством, что на Чукотском плато и на южном борту Чукотской котловины наблюдается обратная корреляция магнитных аномалий и рельефа; при этом расчетная величина намагниченности 5–10 А/м, соответствует плато-базальтам мезозойского возраста, с наибольшей вероятностью – раннемеловым [5], излившимся в период обратной полярности магнитного поля, более 121.4 млн лет назад [27].

Было прослежено раннемеловое несогласие в низах разреза осадочной толщи, протягивающееся из Северо-Чукотского бассейна, где оно фиксируется под 16-и км толщей меловых и кайнозойских отложений, на южную окраину Чукотского бордерленда [21]. По этим данным осадочная толща находится в своем современном положении

относительно Чукотского шельфа с самого начала раннего мелового периода.

Также отмечено, что мантия Чукотской впадины имеет высокую плотность ($3.27\text{--}3.31\text{ г/см}^3$) и низкую скорость продольных волн ($V_p = \sim 7.8\text{ км/с}$), что объясняется 5–10% серпентинизацией мантийного перидотита на глубине 22–35 км в результате растяжения земной коры и проникновения морской воды [22].

Задачей построения 3D модели земной коры в области перехода от Чукотского бордерленда и Чукотской котловины к шельфу Чукотского моря явилось прослеживание структур, соединяющих поднятия фундамента к югу и востоку от Северо-Чукотской впадины с поднятиями фундамента на Чукотском бордерленде. Показаны контуры площади построения 3D модели и линии профилей (см. рис. 1).

3D МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЧУКОТСКОГО БОРДЕРЛЕНДА

Численные расчеты проводились нами в программах Grav3D (Development of Geophysical Software) [31] и Oasis Montaj [33], позволяющих рассчитывать гравитационные аномалии в процессе итерационного подбора плотностной структуры земной коры. В расчетные модели вводились сейсмические данные о геометрии разреза с последующим расчетом избыточной плотности тел. В Grav3D [31] определялась предварительная конфигурация блоков фундамента и слоев земной коры. Программа Oasis Montaj (Geosoft) [33] использовалась для детализации формы объектов, вызывающих аномалии силы тяжести.

Первоначально 3D модель земной коры региона строилась по программе GRAV3D [31], где вычисления проводились по 13-ти профилям, располагающимся на расстоянии 80 км друг от друга. Общая площадь модели составила $960 \times 670\text{ км}$, глубина модели 40 км.

Оптимальный выбор числа осадочных толщ и прослеживание горизонтов, являющихся для этих толщ граничными, представляет нелегкую задачу для всего Арктического бассейна, в котором отсутствуют картировочные скважины. Сложность задачи иллюстрирует работа [13], в которой представлено 17 прослеживаемых от отложений поздней юры до настоящего времени региональных несогласий, выявленных в сравнительно хорошо изученных мезо–кайнозойских разрезах осадочных толщ Канадской Арктики.

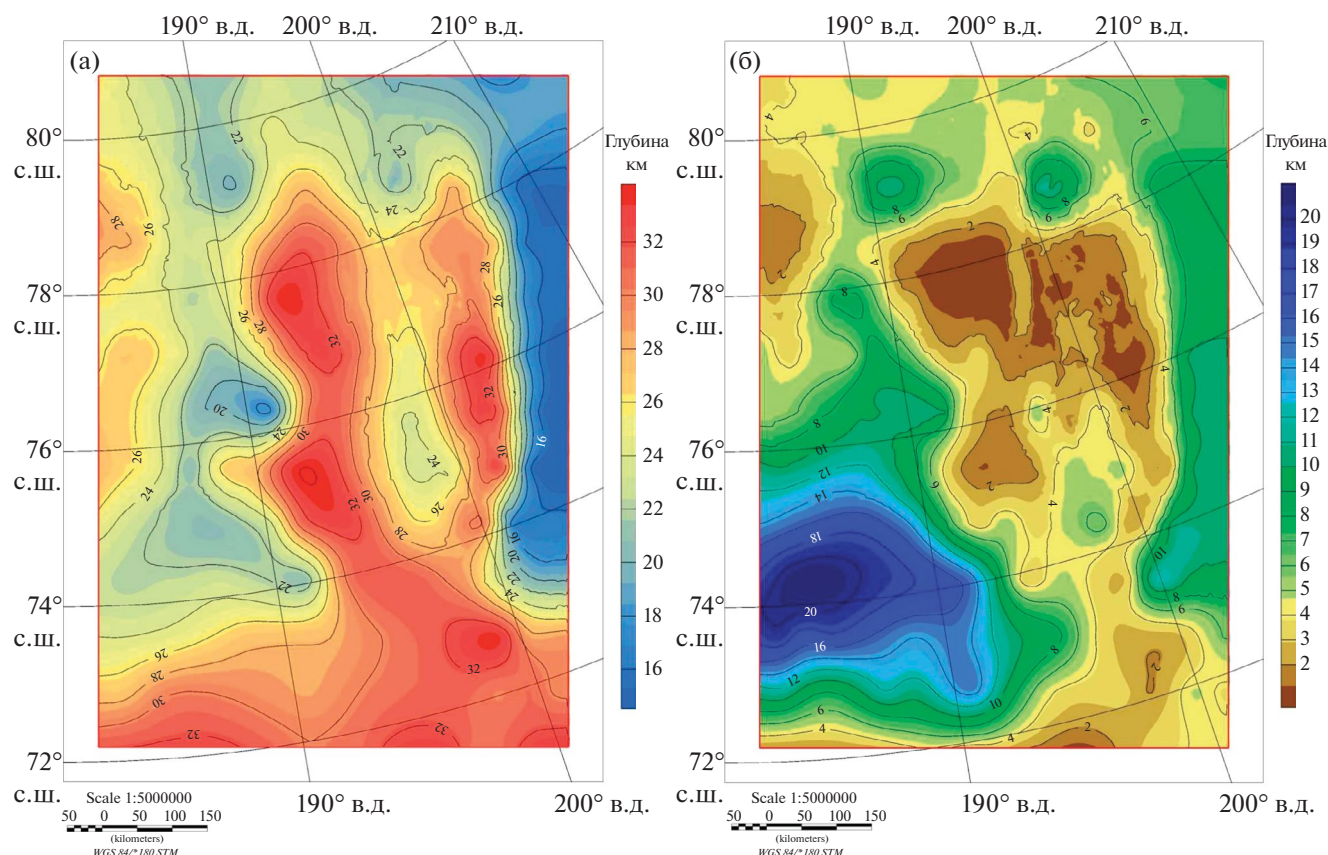


Рис. 2. Карты глубины поверхности Мохоровичича (а) и глубины поверхности фундамента (б), извлеченные из 3D модели земной коры Чукотского бордерленда и Чукотской котловины, рассчитанной и построенной с использованием программного обеспечения Grav3D [31] и Oasis Montaj [33].

Каждое такое несогласие отображает значительную тектоническую перестройку в Арктическом регионе. Нами в качестве опорных, разделяющих осадочные толщи несогласий выбраны горизонты:

- UBf (предполагаемый возраст 34 млн лет – начало олигоцена);
- mBU (65 млн лет – начало Кайнозоя);
- LCU (134 млн лет – готерив).

Хотя для последней границы раздела есть не меньше оснований отнести ее к началу апта – 124 млн лет. Там, где в разрезах появляются более древние толщи, они залегают на общей для всего региона поверхности акустического фундамента.

При построении модели использованы данные расчетов 2D моделей в регионе, в частности 2D модели вдоль профиля, пересекающего Поднятие Менделеева, Чукотскую котловину и Чукотское плато, построенной во ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия) по результатам наблюдений в экспедиции «Арктика-2012» [22]. По данным этой модели в структуру Чукотской впадины входят:

- маломощная кора 18 км;
- осадочный чехол мощностью 6–8 км;
- верхняя/средняя кора мощностью 3–6 км (наименьшая мощность 3–4 км под Чукотским бассейном);
- нижняя кора 9–10 км.

Мощную кору имеют Чукотское плато (28–29 км) и поднятие Менделеева (33–34 км), подстилаемую нормальной мантией ($V_p = \sim 8.0$ км/с). Эти построения так же, как приведенные данные сейсморазведки МОВ, зондирований МПВ и глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) были использованы для построения начальной модели для расчетов по программе GRAV3D [31].

После многочисленных итерационных корректировок модели была достигнута сходимость расчетных и наблюдаемых аномалий гравитационного поля в пределах 3–5 мГал. Далее модель окончательно формировалась в программе Oasis Montaj [33], затем расчетные точки гридов различных поверхностей располагались в плане по сети 5×5 км (Приложение 1: 3D модель).

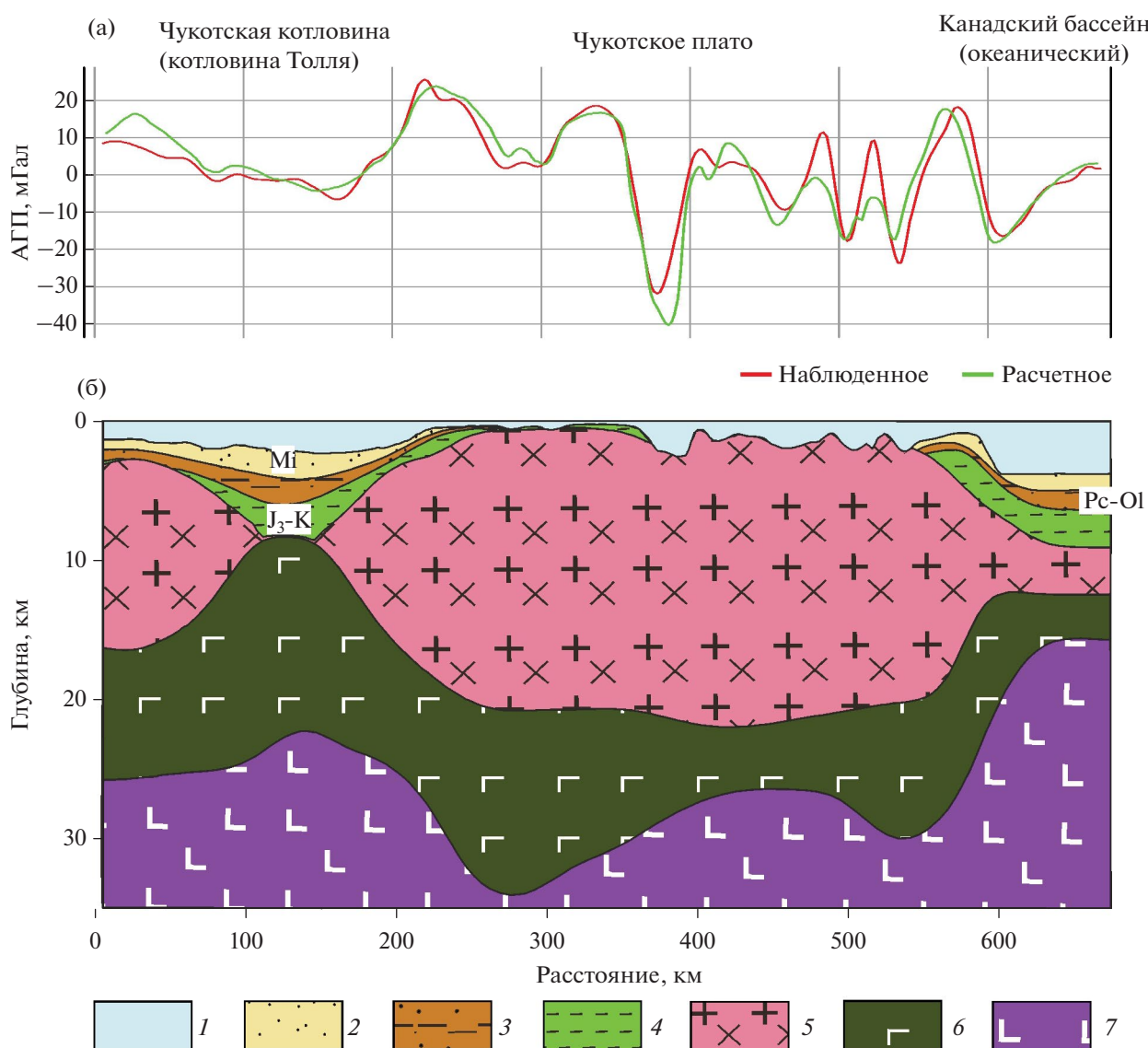


Рис. 3. Разрез 3D модели земной коры по профилю Чукотская котловина–Чукотское плато–хребет Нортвинд–Канадский бассейн.

Положение профиля – см. рис. 1.

(а) – графики наблюдаемых и рассчитанных аномалий гравитационного поля;

(б) – разрез модели земной коры.

1 – морская вода; 2 – осадочные породы Неогена; 3 – осадочные породы Палеогена; 4 – осадочные породы мелового возраста; 5 – верхняя кора; 6 – нижняя кора; 7 – мантия

Приведены карты глубин поверхности Мохоричича и поверхности фундамента, извлеченные из 3D модели земной коры Чукотского бордерленда и Чукотской котловины (рис. 2).

На картах показаны основные особенности строения земной коры региона – трехсторонняя обособленность Чукотского бордерленда и наличие с юга переходной области, связывающей бордерленд с Чукотско-Аляскинским шельфом (см. рис. 2).

Рассмотрим детали строения земной коры региона вдоль субширотных сечений модели (см. рис. 1).

Нами приведен разрез земной коры по профилю, пересекающему Чукотское поднятие в его северной части, от Чукотской котловины до Канадского бассейна (рис. 3).

При сравнении графиков наблюдаемых и рассчитанных аномалий силы тяжести показано, что отдельные локальные формы рельефа не нашли

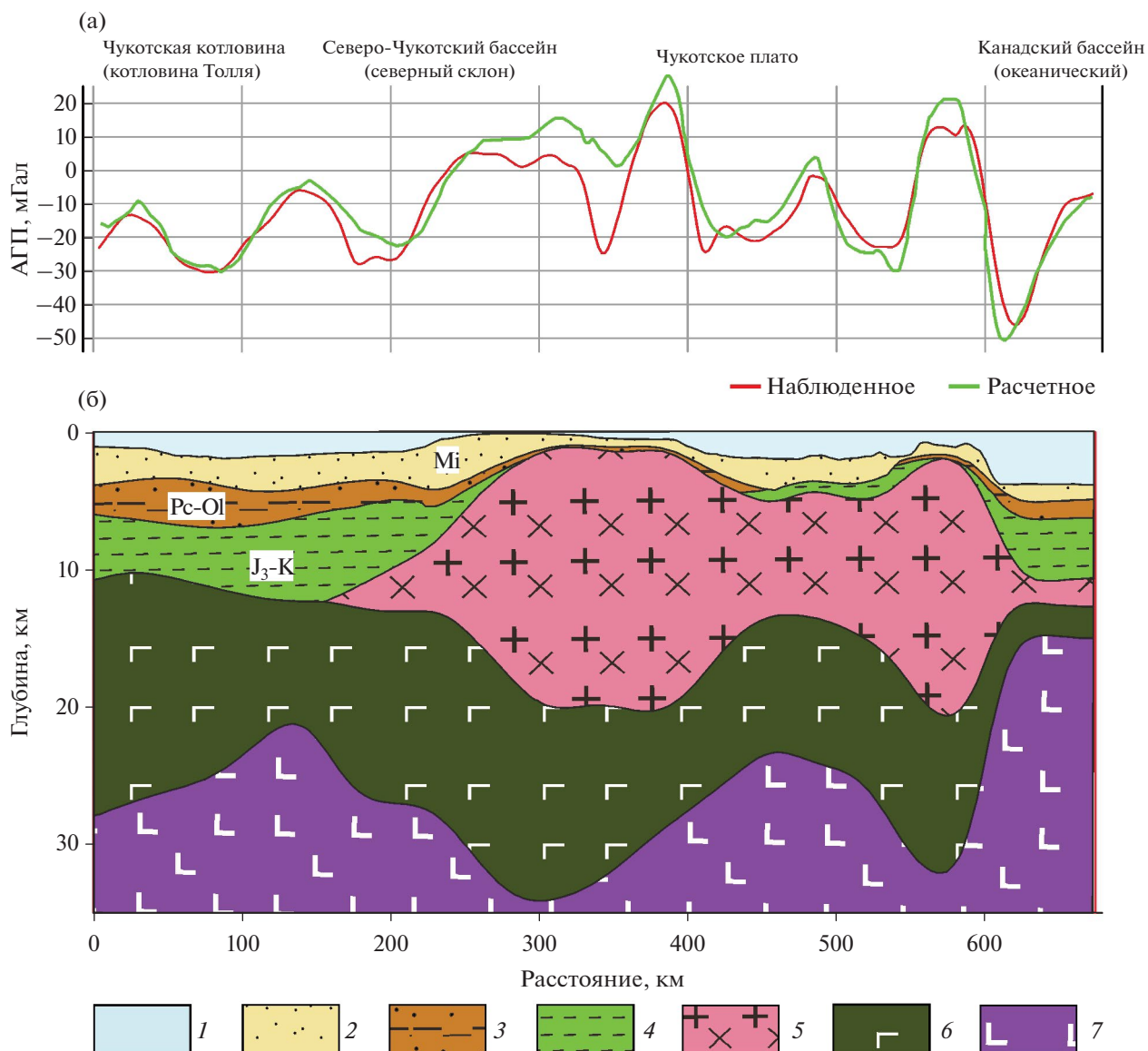


Рис. 4. Разрез 3D модели земной коры по профилю Чукотская котловина–северный склон Северо-Чукотского бассейна–Чукотское поднятие–Канадский бассейн.

Положение профиля – см. рис. 1.

(а) – графики наблюдаемых и рассчитанных аномалий гравитационного поля;

(б) – разрез модели земной коры.

1 – морская вода; 2 – осадочные породы Неогена; 3 – осадочные породы Палеогена; 4 – осадочные породы мелового возраста; 5 – верхняя кора; 6 – нижняя кора; 7 – мантия

отражения в наблюдаемых аномалиях, что можно связать с отсутствием приближенных к земной поверхности гравитационных съемок. Спутниковые наблюдения, являющиеся для больших площадей Арктического бассейна единственным источником информации, дают локальные аномалии в сглаженном виде.

В западной части профиля между пикетами 50 и 200 км ярко выражена структура Чукотской котловины, – структуры растяжения земной коры,

характеризующейся ее общим утонением, разрывом верхней хрупкой кристаллической коры и увеличением до 6 км мощности осадочных отложений, возраст которых, вероятнее всего, начинается с позднеюрского.

На Чукотском поднятии выделяется трог Егiazарова – глубокая (до 2 км глубины) грабенообразная структура (пикеты 360–390), ограничивающая с востока Чукотское плато. Далее наблюдается пониженный расчлененный рельеф дна с маломощ-

ным осадочным чехлом или с полным отсутствием осадочных пород и северная часть хребта Нортвинд (между пикетами 540–600), после которого рельеф дна резко опускается в Канадский бассейн до глубины ~4 км.

В разрезе хребта Нортвинд и Канадского бассейна осадочный чехол содержит отложения, возраст которых начинается с позднеюрского, что предполагалось еще первыми исследователями строения Канадского бассейна [32].

Более древние осадочные породы, образцы которых были отобраны на этих площадях, литифицированные и смятые в складки, входят в состав акустического фундамента, — верхней части верхней коры на модельном разрезе.

Далее приводим разрез по расположенной южнее линии, которая пересекает часть северного склона Северо-Чукотского бассейна до пикета 220 км (рис. 4).

Ось позднеюрского—раннемелового растяжения четко просматривается на этом разрезе в районе пикета 130 км, где общая мощность земной коры утоняется до 20 км, а мощность осадочного чехла возрастает до 10 км. Восточнее, при пересечении Чукотского поднятия, мощность земной коры возрастает до 34 км в районе Чукотского плато и до 31 км под хребтом Нортвинд, падая до ~22 км под трогом Егизарова, разделяющим эти две структуры.

Общая мощность земной коры под Канадской котловиной составляет на профиле 12 км, мощность кристаллической части земной коры составляет всего ~4 км. Такая структура характерна скорее для растянутой континентальной коры, чем для земной коры океанического типа. Осадочный чехол на Чукотском поднятии имеет мощность ~1 км, возрастая в понижениях до 2–3 км.

Расположенный южнее, уже на шельфе Чукотского моря, разрез модели показывает сложное строение как Северо-Чукотского бассейна, так и зоны его сочленения с бассейном Колвилл, и его части — трогом Ханна (рис. 5).

Мощность земной коры, которая под Северо-Чукотским бассейном составляет 24 км, увеличивается в области Северо-Чукотского поднятия до 34 км. Название положительной структуры «Северо-Чукотское поднятие» было дано геологами, изучавшими структуры Аляски [20] и не принявшими во внимание, что к северу от этой структуры уже есть наименование «Чукотское поднятие» для Чукотского бордерленда.

Восточнее поверхность Мохоровичича в прогибе Ханна поднимается до отметки 29–30 км. Большая по мощности верхняя кора наблюдается под Чукотским поднятием, а под прогибом Ханна ее мощность становится меньше. В области Северо-Чукотского прогиба, где мощность осадочных пород достигает 20 км, верхняя кора или отсутствует, или имеет незначительную мощность.

Основной объем осадочных пород в Северо-Чукотском бассейне составляют позднемезозойские толщи. Мощность палеогеновых отложений увеличивается до нескольких километров в зоне перехода от Северо-Чукотского бассейна к Северо-Чукотскому поднятию.

Области развития и соотношение выделяемых на отдельных разрезах структур очерчиваются на картах поверхностей различных горизонтов земной коры, построенных по результатам моделирования (см. рис. 2). На карте глубины поверхности Мохоровичича четко выделяются области развития континентальной земной коры с мощностью >30 км (см. рис. 2, а):

- Врангелевское поднятие на шельфе Чукотского моря;
- область перехода к Чукотскому поднятию — Северо-Чукотское поднятие;
- Северо-Чукотское поднятие;
- восточная часть поднятия Менделеева.

В область растянутой континентальной коры входят:

- Северо-Чукотский бассейн;
- Чукотская котловина;
- котловина Менделеева;
- трог, разделяющий Чукотское плато;
- хребет Нортвинд;
- возможно, юго-восточная часть Канадского бассейна.

Наглядное представление о характере построенной 3D модели (см. Прилож.1: 3D модель) земной коры Чукотского бордерленда дает рисунок 6. Показано сочетание построенных границ земной коры с границами, наблюдаемыми на профиле ГСЗ-МПВ в экспедиции «Арктика-2012» [22] (см. рис. 6).

На карте глубины поверхности фундамента региона показана очевидная общность контуров Врангелевского поднятия с Северо-Чукотским поднятием и далее на север — с Чукотским поднятием (см. рис. 2, б). Общность фундамента всей этой области подтверждается также полученными данными геологической съемки и опробования (рис. 7).

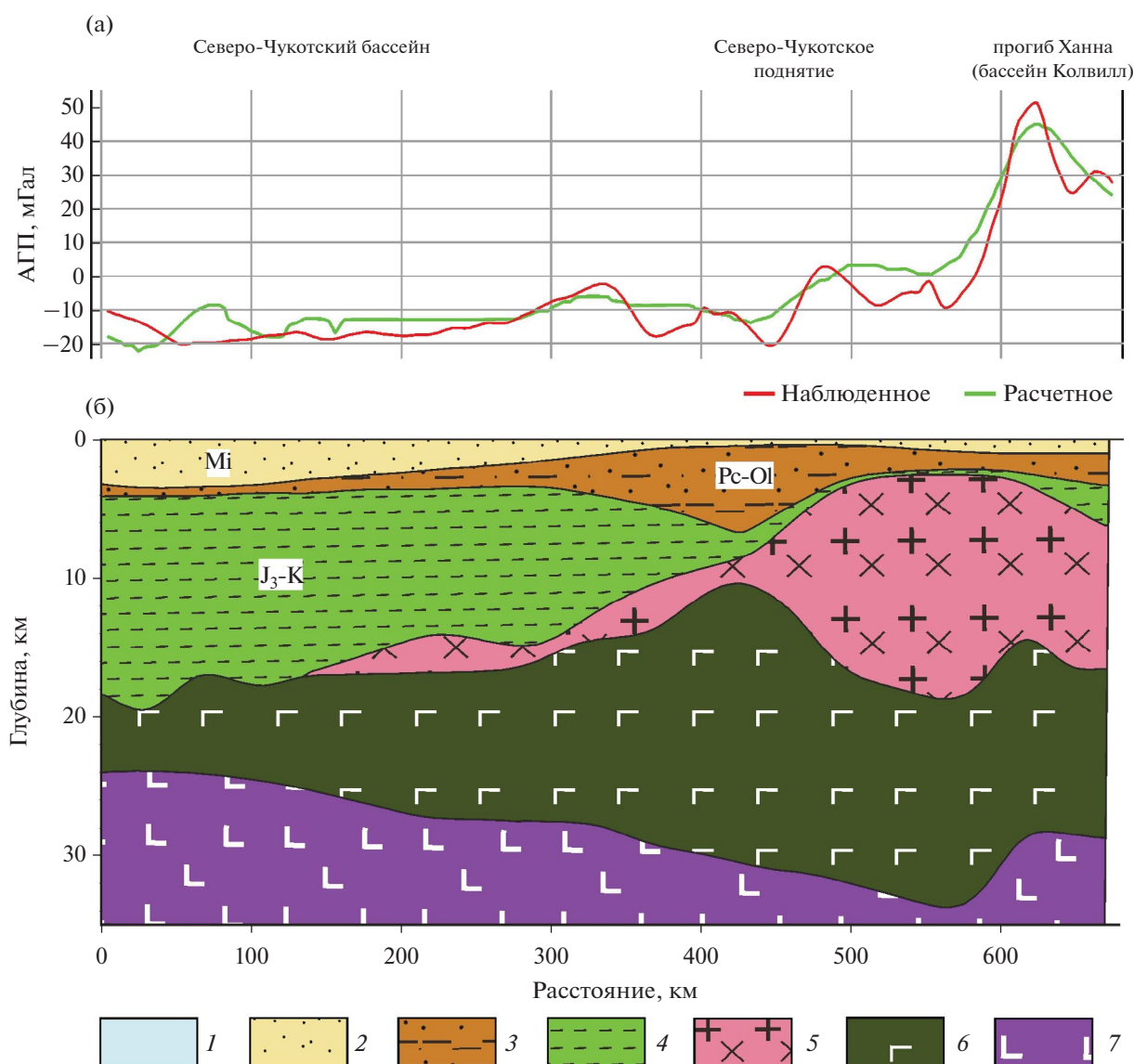


Рис. 5. Разрез 3D модели земной коры по профилю Северо-Чукотский бассейн – Северо-Чукотское поднятие – прогиб Ханна (бассейн Колвилл).

Положение профиля – см. рис. 1.

(а) – графики наблюдаемых и рассчитанных аномалий гравитационного поля;

(б) – разрез модели земной коры.

1 – морская вода; 2 – осадочные породы Неогена; 3 – осадочные породы Палеогена; 4 – осадочные породы мелового возраста; 5 – верхняя кора; 6 – нижняя кора; 7 – мантия

По данным опробования нами проведено сопоставление вещественного состава пород, слагающих Чукотское поднятие, и состава пород Чукотского шельфа, наиболее детально изученных в процессе геологической съемки о. Врангеля [4, 14] (табл. 1).

Проведенное сопоставление показывает идентичность как временных этапов формирования структур этих регионов, так и состава слагающих эти структуры пород (см. табл. 1).

РАЙОНИРОВАНИЕ ОБЛАСТИ ЧУКОТСКОГО БОРДЕРЛЕНДА И ПРИЛЕГАЮЩИХ СТРУКТУР

Выполненные расчеты и построения позволяют провести районирование изучаемой площади по характеру строения земной коры. Мы показываем, как границы выделенных нами блоков земной коры отображаются на картах гравитационных и магнитных аномалий и рельефа [10] (рис. 8).

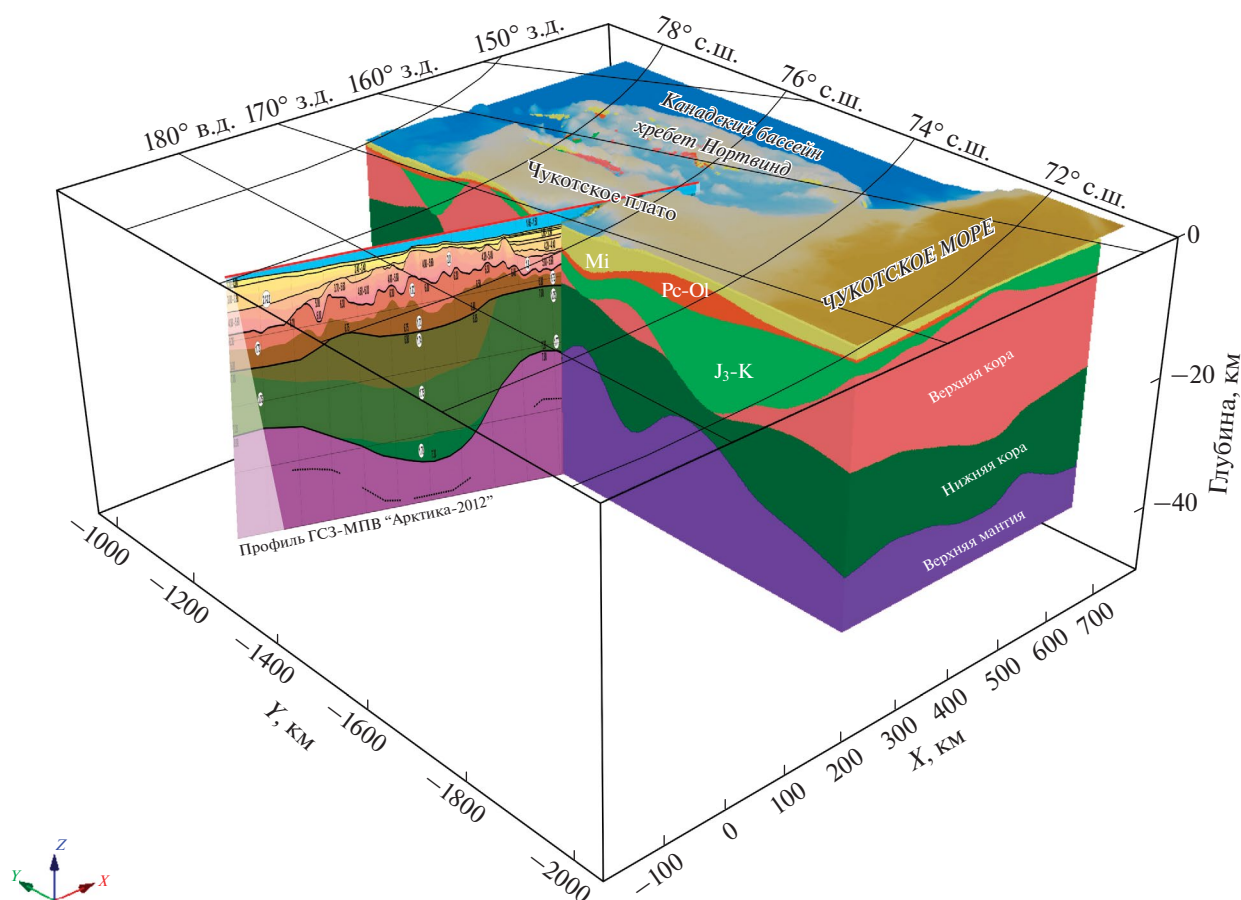


Рис. 6. Вид на 3D модель строения земной коры Чукотского бордерленда в направлении с юго-запада. Показано сочетание модели с профилем ГСЗ-МПВ «Арктика-2012» (по данным [22]).

Врангелевское поднятие характеризуется положительными аномалиями силы тяжести и магнитными аномалиями небольшой амплитуды, свойственными континентальной земной коре с гранитно-метаморфической верхней корой (см. рис. 8, 1). Врангелевское поднятие ограничено с севера разломной зоной, по которой оно надвинуто на Северо-Чукотский прогиб (см. рис. 8, 1).

Линейная зона надвига четко выражена как в гравитационном, так и в магнитном аномальном поле. С северо-востока Врангелевское поднятие плавно переходит в Северо-Чукотское поднятие (см. рис. 8, 3).

Название Северо-Чукотское поднятие получила небольшая область, расположенная к северо-западу от бассейна Колвилл. Однако область (Северо-Чукотское поднятие) явственно не отделяется в магнитном поле и гравитационном поле от расположенного севернее Чукотского плато. С востока область ограничена масштабной сдвиговой зоной, проходящей далее на юг (через весь шельф Чукот-

ского моря), и на север (появляется надвиговая составляющая), — где вдоль этой сдвиговой зоны проходит граница между Чукотским поднятием и Канадской котловиной (см. рис. 8, 2).

Для Чукотского поднятия также характерны магнитные аномалии небольшой амплитуды, но гравитационные аномалии обладают высокой интенсивностью, так как источником локальных аномалий поля силы тяжести является расчлененный рельеф Чукотского плато.

Канадская котловина в части той небольшой площади, которой она входит в область наших модельных построений, подразделяется на регион с океанической корой (см. рис. 8, 9). В этом регионе мощность кристаллической части земной коры составляет 6–8 км, т.е. принимает типичные для океанической коры значения. Южнее располагается регион с растянутой континентальной корой (см. рис. 3, см. рис. 8, 10).

Канадский океанический бассейн четко отделяется от Чукотского поднятия не только в рельефе,

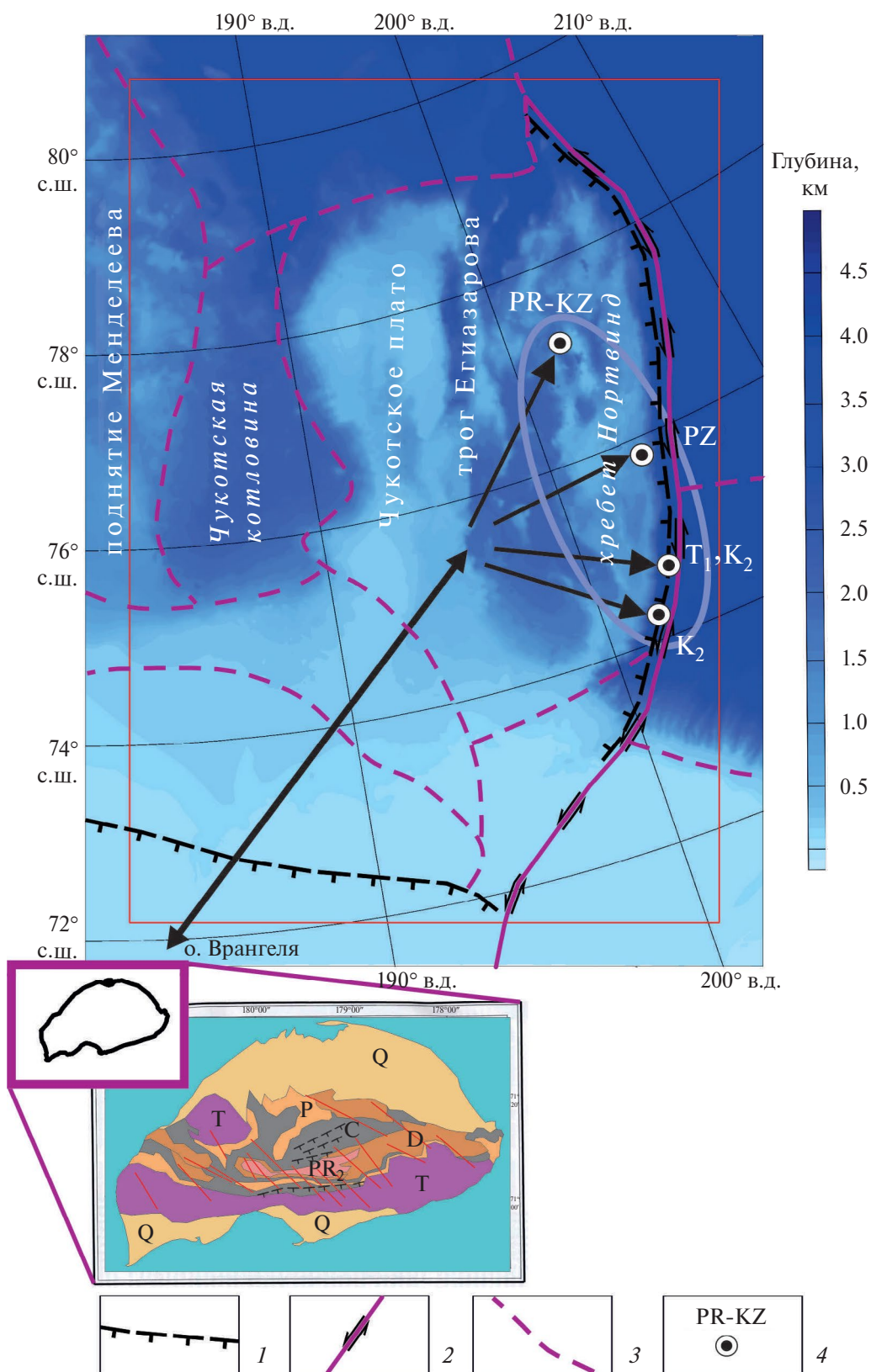


Рис. 7. Пункты опробования и участки геологоразведочных работ на Чукотском поднятии и схематическая карта горных пород о. Врангеля, показывающие аналогию возраста и вещественного состава пород этих ареалов. 1 – фронтальные линии надвигов; 2 – сдвиговые структуры; 3 – границы разнородных блоков земной коры; 4 – пункты опробования и возраст отобранных пород на хребте Нортвинд

Таблица 1. Сопоставление возраста и состава пород о. Врангеля и Чукотского поднятия

Возраст	о. Врангеля (по [3])	Чукотское поднятие (по [12])
K ₂ –N	Бассейновый осадочный чехол	Терригенный осадочный чехол
T	Терригенные толщи	Песчаники, аргиллиты
P	Сланцы, известняки, песчаники	Мелководные карбонатные отложения
C	Известняки, алевроиты	
C ₁	Терригенные и карбонатные толщи, вулканиты	
D	Песчаники, сланцы, известняки	
S ₂ –D ₁	Терригенно-карбонатная толща	Метаморфические сланцы, ортогнейсы, граниты, аплиты
PR ₃	Сланцы, песчаники, граниты, вулканиты	

но и характером гравитационных и магнитных аномалий (см. рис. 8, 9). Типичные для океанической абиссали линейные магнитные аномалии просматриваются, но не выражены ясно в пределах изучаемой площади, при этом гравитационное поле выглядит спокойным.

Аномалии, наблюдаемые в контактной с Чукотским поднятием (хребтом Нортвинд) зоне, соответствуют представлениям о последовательном развитии в этой зоне сначала надвига, а затем — сдвиговой зоны [8, 21]. Область растянутой континентальной коры Канадского бассейна в магнитном поле характеризуется отсутствием характерных для океанической коры линейных магнитных аномалий. В гравитационных аномалиях, как и в рельефе, четко выражена граница, отделяющая область от шельфового бассейна Колвилл. Сохранившаяся кристаллическая часть земной коры этой области имеет мощность всего 3–4 км (см. рис. 4).

Растяжение и прогибание в юго-восточной части Канадского бассейна сопровождалось интенсивным осадконакоплением, в результате чего мощность осадочной толщи здесь достигает 10 км, а восточнее рассматриваемой площади — 15 км. Юго-восточный угол площади моделирования занимает прогиб Ханна, который является частью осадочного бассейна Колвилл, отделенной от остальной площади четкими градиентами гравитационных и магнитных аномалий (см. рис. 8, 11).

Мощность осадочного чехла в этой части прогиба Ханна достигает 6 км. Прогиб Ханна в пределах изучаемой площади характеризуется магнитными и гравитационными аномалиями невысокой амплитуды. Зона сдвига, отделяющая прогиб от Северо-Чукотского поднятия и под-

нятия Врангеля, четко проявляется аномалиями потенциальных полей [3, 8].

В расположенный к северу от зоны надвига Северо-Чукотский прогиб входит ~20-ти км толща осадочных пород, залегающих на чрезвычайно растянутой нижней коре, мощность которой в осевой части не превышает 3–4 км (см. рис. 8, 4). Разрез земной коры Северо-Чукотского прогиба аналогичен разрезу земной коры юго-западной части Канадского бассейна.

Северо-восточный склон Северо-Чукотского прогиба имеет следующие характеристики:

- высокоамплитудная положительная гравитационная аномалия, обусловленная постепенным уменьшением в направлении на северо-восток мощности осадочного чехла (см. рис. 8, 5);

- выход нижней коры основной по составу (поверхность К, нижней коры) под осадочный чехол и мантийный подъем (см. рис. 4, пикет 130).

Зона сопряжения склоновой области и блока Чукотского поднятия, по-видимому, насыщенная магматическими телами, уверенно прослеживается по аномалиям магнитного поля (см. рис. 8, 2, 5).

Западная граница Чукотского поднятия, которая является зоной перехода к Чукотской котловине, маркируется магнитными и гравитационными аномалиями, а также перепадом глубины моря (см. рис. 8, 6).

Чукотская котловина характеризуется отрицательной аномалией силы тяжести, расположенной вдоль нижней части континентального склона, где, по данным проведенного нами 3D моделирования, произошло накопление мощных толщ палеогеновых осадков (см. Приложение 1: 3D модель).

Магнитные аномалии в пределах котловины имеют высокую амплитуду, что свидетельствует

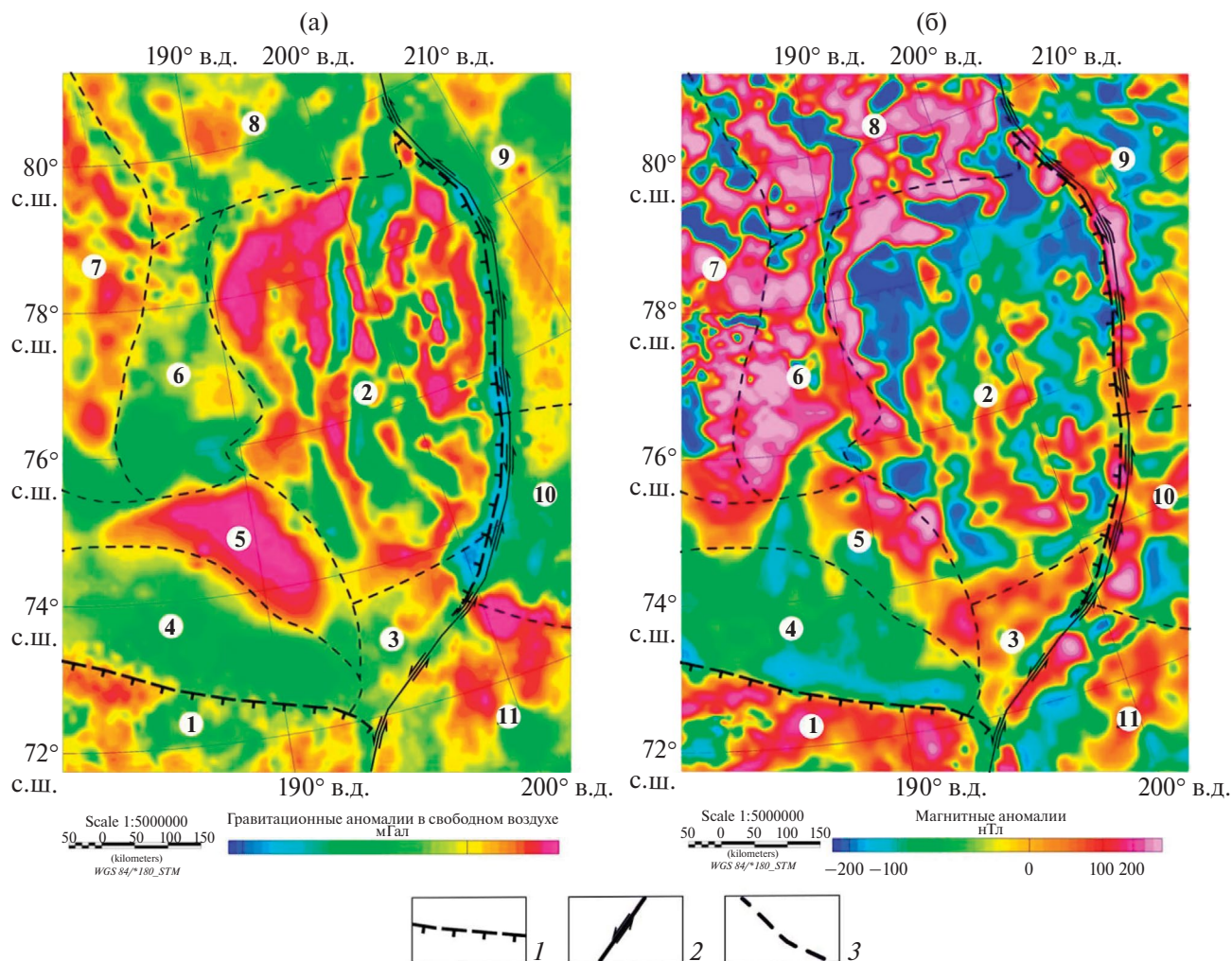


Рис. 8. Районирование земной коры Чукотского бордерленда, Чукотской котловины и части Чукотского шельфа по данным построения 3D модели.

Границы блоков наложены на карту гравитационных аномалий в редукции Фая (а) и карту магнитных аномалий (б). Блоки земной коры (арабские цифры в кружочках): 1 – Врангелевское поднятие; 2 – Чукотское поднятие; 3 – Северо-Чукотское поднятие; 4 – Северо-Чукотский прогиб; 5 – Северо-восточный склон Северо-Чукотского прогиба; 6 – котловина Чукотская (Толля); 7 – поднятие Менделеева; 8 – котловина Менделеева; 9 – Канадский океанический бассейн; 10 – Канадский бассейн (растянутая континентальная кора); 11 – прогиб Ханна (бассейн Колвилл). 1 – фронтальные линии надвигов; 2 – сдвиговые структуры; 3 – границы разнородных блоков земной коры

о том, что котловина является частью провинции HALIP, формировавшейся, в основном, в раннемеловое время, когда, после рубежа 121 млн лет наступил период супер-хрона, положительного направления вектора намагниченности в северном полушарии [3].

Юго-восточный и северо-восточный борты котловины характеризуются, по расчетным данным, отрицательным направлением намагниченности пород, – носителями намагниченности, судя по величине намагниченности, являются базальты. Излияния на этой площади происходили на ранней стадии формирования провинции HALIP [5].

Северная граница Чукотского поднятия так же четко видна на картах рельефа и аномалий потенциальных полей, а продолжение этой зоны, отделяющее Чукотскую котловину от котловины Менделеева, прослеживается по градиентам аномалий потенциальных полей (см. рис. 8, 8).

Котловине Менделеева свойственны высокоамплитудные магнитные аномалии, свидетельствующие о ее принадлежности к магматической провинции HALIP. В гравитационных аномалиях четко прослеживается сдвиговый шов, отделяющий котловину Менделеева как от Чукотского плато, так и от Чукотской котловины [15].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты анализа геолого-геофизических материалов и моделирования позволили дать ответ на главный вопрос о наличии тесной структурной связи между Чукотским бордерлендом и шельфом Чукотского моря. Рассчитанная и построенная геофизическая 3D модель показывает, что неизменные по составу и свойствам толщи земной коры протягиваются от Врангелевского поднятия к Чукотскому бордерленду, включая в себя и Северо-Чукотское поднятие, и охватывая и огибая восточный борт Северо-Чукотской котловины.

Предположение об отделении Чукотского бордерленда от Чукотского шельфа путем вращения по часовой стрелке с полюсом вращения в районе Северо-Чукотского поднятия [21] подтверждается также тем обстоятельством, что и на западной окраине Чукотского бордерленда, и вдоль северной кромки Чукотского шельфа наблюдаются отрицательные магнитные аномалии, источниками которых, по расчетным данным, могут быть только находящиеся внутри осадочной толщи базальтовые покровы [5].

Отрицательная намагниченность этих покровов свидетельствует о времени их излияния до 121 млн лет — до времени начала мелового супер-хрона с положительным в течение 40 млн лет направлением вектора магнитного поля в северном полушарии. По-видимому, именно в неокOME происходило отделение Чукотского бордерленда от континентальной окраины, сопровождавшееся излияниями базальтовых покровов.

Одновременно с обособлением Чукотского бордерленда происходило растяжение земной коры и интенсивное осадконакопление с образованием Северо-Чукотского осадочного бассейна. По нашим данным, не менее 70 % современной мощности осадочного чехла восточной части Северо-Чукотского бассейна сложено толщами мелового возраста.

Завершением активной кинематической перестройки в регионе были перемещения, соответствующие левому сдвигу вдоль восточной окраины Чукотского бордерленда и вдоль западной окраины Канадского бассейна. Эти перемещения происходили после перестройки движения Тихоокеанских плит, в результате чего плита Ивана, погружавшаяся до рубежа в 120 млн лет в зоне субдукции под Евразийский континент, через 15 млн лет двинулась на север, образуя вдоль Евразийского континента гигантскую зону трансформного разлома [3].

Продолжение этой гигантской сдвиговой зоны прослеживается и на шельфе Чукотского моря и вдоль всей тысячекилометровой западной окраины Канадского бассейна [8, 14]. Результатом этих движений стал выраженный в рельефе и в геофизических аномалиях контрастный характер восточной границы Чукотского бордерленда, при этом, как показали результаты модельных построений, связь бордерленда с Врангелевским поднятием не была нарушена.

ВЫВОДЫ

1. При построении геофизической 3D модели земной коры нами были использованы все доступные данные сейсморазведочных работ, данные геологических съемок и опробования, а также актуализированные базы гравитационных и магнитных аномалий, что позволило выделить в земной коре Чукотского бордерленда и шельфа Чукотского моря области, различающиеся по истории формирования и строению земной коры.

Границы выделенных блоков не всегда заметны в рельефе морского дна, но всегда отображаются на построенных нами картах магнитных и гравитационных аномалий. Прослежена связь между Чукотским бордерлендом и Врангелевским поднятием шельфа Чукотского моря через Северо-Чукотское поднятие, расположенное между Северо-Чукотским прогибом и прогибом Ханна. По сути, получены данные о тождественном строении земной коры этих трех структур.

2. Отодвигание Чукотского бордерленда в свое современное положение относительно Чукотского шельфа началось с раннемелового времени (вероятно, — с берриаса). Эта интерпретация основана на непрерывности прослеживания в построенной 3D модели раннемеловых—кайнозойских отложений от Чукотского шельфа до южной окраины Бордерленда.

Такого рода свидетельство указывает на то, что Чукотская котловина образовалась в процессе растяжения и рифтогенеза, начавшегося не позднее начала мела. По расчетным данным, базальты, залегающие в низах разрезов осадочных толщ вдоль восточной и южной границ Чукотской котловины, имеют обратную намагниченность, поскольку их излияние происходило до начала мелового супер-хрона положительного (в северном полушарии) намагничивания образующихся пород, т.е. ранее 121 млн лет.

3. Следующим этапом тектонической истории региона было происходившее вблизи верхней границы неокома масштабное сдвиговое перемещение блоков земной коры вдоль восточной границы Чукотского поднятия, имевшей до этого надвиговой характер.

4. Таким образом, на основе интерпретации геолого-геофизических данных показана глубокая связь структур шельфа Чукотского моря и Чукотского бордерленда.

Представленные в нашем исследовании доказательства свидетельствуют о том, что Чукотский бордерленд и Чукотская котловина являются имеют континентальную природу, свойственную континентальной окраине, так как Чукотская котловина имеет геологическую связь с континентальными массами шельфа Чукотского моря.

Эта геологическая связь отчетливо показана на картах аномалий потенциальных полей, охватывающих область 3D моделирования, и по данным опробования морского дна на хребте Нортвинд при сопоставлении их с данными геологической съемки о. Врангеля.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензенту чл.-корр. РАН С.Д. Соколову (ГИН РАН, г.Москва, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и признательны редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г.Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Проведенное исследование не поддерживалось финансированием.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арктический бассейн (геология и морфология)*. — Под ред. В.Д. Каминского — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
2. Глебовский В. Ю., Зайончек А. В., Каминский В. Д., Мащенко С. П. Цифровые базы данных и карты потенциальных полей Северного Ледовитого океана // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 134–141.
3. Диденко А.Н., А.И. Ханчук. Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан — Евразия в конце раннего мела // ДАН. 2019. Т. 487. № 4. С. 405–408.
4. *Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология*. — Под ред. М.К. Косько, В.И. Ушакова — СПб, ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.
5. Пискарев А.Л. Петрофизические модели земной коры Северного Ледовитого океана. — Под ред. Ю.Е. Погребницкого. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 134 с. (Тр.ВНИИГА.Т.203).
6. Поселов В.А., Буценко В.В., Каминский В.Д., Сакулина Т.С. Поднятие Менделеева (Северный Ледовитый океан) как геологическое продолжение континентальной окраины Восточной Сибири // ДАН. 2012. Т. 443. № 2. С. 232–235.
7. Черных А. А., Яковенко И. В., Каминский В. Д., Глебовский В. Ю., Корнева М. С., Башев И. А. Тектоническая схема Американо-Северного Ледовитого океана // ДАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 2. С. 134–141. DOI: 10.31857/S2686739723600042
8. Шупилов Э.В., Лобковский Л.И. О субмеридиональной зоне сдвига в структуре континентальной окраины Чукотского моря и механизме раскрытия Канадского океанического бассейна // ДАН. 2014. Т. 455. № 1. С. 67–71.
9. Andersen O. B., Knudsen P. The DTU17 Global marine gravity field: First validation results. — In: *Fiducial Reference Measurements for Altimetry*. — Ed.by S.P. Mertikas, R. Pail (Springer. NY. USA. 2020), P. 83–87. Doi: 10.1007/1345_2019_65
10. Arrigoni V. Origin and evolution of the Chukchi borderland. — PhD Thesis (Texas A&M Univ. USA. 2008), 74 p.
11. Bruvoll V., Kristoffersen Y., Coakley B.J., Hopper J.R., Planke S., Kandilarov A. The nature of the acoustic basement on Mendeleev and northwestern Alpha ridges, Arctic Ocean // *Tectonophysics*. 2012. Vol. 514–517. P. 123–145.
12. Childers V.A., McAdoo D.C., Brozena J.M., and Laxon S.W. New gravity data in the Arctic Ocean: Comparison of airborne and ERS gravity // *J. Geophys. Res.* 2001. Vol. 106. No. B5. P. 8871–8886.
13. Embry A., Beauchamp B., Dewing K., Dixon J. Episodic tectonics in the Phanerozoic succession of the Canadian High Arctic and the “10-million year flood”. — In: *Circum-Arctic Structural Events: Tectonic Evolution of the Arctic Margins and Trans-Arctic Links with Adjacent Orogens*. — Ed.by K. Piejohn, J.V. Strauss, L. Reinhardt, W.C. McClelland, (GSA Spec. Pap. 2018. Vol.541), P. 1–18.
14. *Geologic Structures of the Arctic Basin*. — Ed.by A. Piskarev, V. Poselov, V. Kaminsky, (Springer, NY. USA. 2019), 375 p.
15. Grantz A., Patrick E., Hart P., Vicki E., Childers A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean. — (Geol. Soc., London, Mem. 2011. Vol. 35. P. 771–799. Doi: 10.1144/M35.50
16. Grantz A., Clark L. D., Phillips R.L., Srivastava S.P., Blome C.D. et al. Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada Basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia Basin, Arctic Ocean // *GSA Bull.* 1998. Vol. 110. Is.6. P. 801–820.
17. Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Tectonic History of the Amerasia Basin, Arctic Ocean. — AGU Fall Meet. December 2007, T11E. 02G.
18. Grantz A., Johnson G.L., Sweeney J.F.G., May S.D., Hart P.E. Geology of the Arctic continental margin of

- Alaska. — In: *The Arctic Ocean Region: Boulder, CO.* — Ed. by A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney, (GSA Spec Pap. 1990), P. 257–288.
19. *Hegewald A.* The Chukchi Region—Arctic Ocean — Tectonic and Sedimentary Evolution. — PhD Diss. (Univ. Jena, Germany. 2012), 107 p.
 20. *Houseknecht D. W.* Colville foreland basin and Arctic Alaska prograded margin tectono-sedimentary elements, northern Alaska and southwestern Canada Basin. — In: *Sedimentary Successions of the Arctic Region and Their Hydrocarbon Prospectivity.* — Ed. by S.S. Drachev, H. Brekke, E. Henriksen, T. Moore, (Geol. Soc., London, Mem. 2018. Vol. 57), P. 1–19. Doi:10.1144/M57-2018-65
 21. *Ilhan I., Coakley B.J., Houseknecht D.W.* Meso–Cenozoic evolution of the Chukchi Shelf and North Chukchi Basin, Arctic Ocean // *Marin. Petrol. Geol.* 2018. Vol. 95. P. 100–109. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.04.014
 22. *Kashubin S.N., Petrov O.V., Artemieva I.M. et al.* Crustal structure of the Mendeleev Rise and the Chukchi Plateau (Arctic Ocean) along the Russian wide-angle and multichannel seismic reflection experiment “Arctic-2012” // *J. Geodynam.* 2018. Vol. 119. P. 107–122.
 23. *Mair J.A., Forsyth D.A.* Crustal structures of the Canada Basin near Alaska, the Lomonosov Ridge and adjoining basins near the North Pole // *Tectonophysics.* 1982. Vol. 89. P. 239–253.
 24. *Mayer Larry A., Andrew A. Armstrong.* Icebreaker Healy cruise report. — (Univ. of New Hampshire, September 20, 2008), 179 p.
 25. *Mukasa S. B., Andronikov A., Brumley K., Mayer L.A., Armstrong A.* Basalts from the Chukchi Borderland: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and geochemistry of submarine intraplate lavas dredged from the western Arctic Ocean // *JGR Solid Earth.* Vol. 125. Is.7. July 2020. Doi: 10.1029/2019JB017604
 26. *O'Brien T. M., Miller E.L., Benowitz J.P., Meisling K.E., Dumitru T.A.* Dredge samples from the Chukchi borderland: implications for paleogeographic reconstruction and tectonic evolution of the Amerasia Basin of the Arctic // *Am. J. Sci. (AJS).* 2016. Vol. 316. P. 873–924.
 27. *Ogg J.* Geomagnetic polarity time scale. — In: *Geologic Time Scale,* (Elsevier. NY. USA. 2020), P.159–192.
 28. *Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X.* Arctic lithosphere — A review // *Tectonophysics.* 2014. Vol. 628. P.1–25.
 29. *Rowley D.G., Lottes A., Ziegler A.M.* North America–Greenland Eurasia relative motions: Implications for Circum-Arctic tectonic reconstructions // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1985. Vol. 69.
 30. *Sweeney J.F., Weber J.R., Blasco S.M.* Continental Ridges in the Arctic Ocean: LOREX constraints // *Tectonophysics.* 1982. Vol. 89. No. 1–3. P. 217–237.
 31. *Tchernychev M. Yu., Makris J.* Fast calculations of gravity and magnetic anomalies based on 2D and 3D grid approach, (Proc. 66th SEG Meeting. Denver, 1996. Abstr.), P. 1136–1138.
 32. *Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C., Johnson G.L.* The Canada Basin: Aeromagnetic constraints on structure and evolution // *Tectonophysics.* 1982. Vol. 89. P. 295–336.
 33. *Geosoft Oasis Montaj,* www.geosoft.com/products/oasis-montaj, (Accessed 03.07.2018).

Structural Connection of the Chukchi Borderland and the Chukchi Sea Shelf: 3D Geophysical Modelling of the Earth Crust

A. L. Piskarev^{a, b, *}, A. A. Kireev^a, G. I. Ovanesian^a, V. A. Poselov^a, V. A. Savin^b,
O. E. Smirnov^a, S. N. Tabyrtsa^{a, b}

^a*Gramberg All-Russia Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia),
bld. 1, Angliiskiy prosp., 190121 St. Petersburg, Russia*

^b*St. Petersburg State University — Institute of Earth Sciences, bld. 7–9, Universitetskaya emb., 199134 St. Petersburg, Russia
e-mail: apiskarev@gmail.com

A 3D model of the crustal structure of the region, which includes the Chukchi Borderland with the adjacent ocean and the Chukotka–Alaska Shelf, has been compiled and calculated. The peculiarity of the crustal structure is the three-sided isolation of the Chukchi Borderland and presence of a transitional area from the south connecting the Chukchi Borderland with the Chukotka–Alaska Shelf. The connection between the Chukchi Borderland and the Wrangel Rise of the Chukchi Shelf is traced through the North Chukchi Rise located between the North Chukchi Trough and the Hanna Trough. A clockwise rotation of the Chukchi Borderland began in the Early Cretaceous, because basalts at the bottom of the sedimentary strata sections along the eastern and southern boundaries of the Chukchi Basin have a reversed magnetization, i.e., their outpouring occurred before the beginning of the Cretaceous superchron, earlier than 121 Ma. Near the upper boundary of the Neocomian, there was a large-scale shear displacement of crustal blocks along the eastern boundary of the Chukchi Rise, which had a thrust pattern before that. The 3D model demonstrates that the Chukchi Borderland and the Chukchi Basin are the natural components of the continental margin, as they have a strong geological connection with the continental masses of the Chukchi Shelf.

Keywords: Chukchi Borderland, Chukotka–Alaska shelf, seismic survey, gravity and magnetic anomalies, 3D geophysical model, Earth's crust, tectonics

УДК 551.242.51

ГЕОЛОГИЯ И УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АСТРАХАНСКОГО СВОДА ПРИКАСПИЙСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ: РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

© 2024 г. Ю. А. Волож¹, Л. А. Абукова^{2, *}, М. П. Антипов¹, А. Ю. Комаров³, О. И. Меркулов⁴, И. С. Пати́на¹, В. В. Рыбальченко⁵, Д. А. Соин⁶, И. А. Титаренко⁴

¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

²Институт проблем нефти и газа РАН, д. 3, ул. Губкина, 119333 Москва, Россия

³ООО “Газпром добыча Астрахань”, д. 30, ул. Ленина, 414000 Астрахань, Астраханская обл., Россия

⁴АО “Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики”,

д. 70, ул. Московская, 410012 Саратов, Россия

⁵ПАО “Газпром”, д. 2, просп. Лахтинский, м.о. Лахта-Ольгино, 197229 Санкт-Петербург, Россия

⁶АО “ГазпромВНИИГАЗ”, д. 15, пр. Проектируемый № 5537,
пос. Развилка, г.о. Ленинский, 142717 Московская область, Россия

*e-mail: abukova@ipng.ru

Поступила в редакцию 19.03.2024 г.

После доработки 02.09.2024 г.

Принята в печать 11.09.2024 г.

В статье обобщены результаты работ авторского коллектива по комплексному обоснованию геологических, тектонических и геофлюидодинамических условий генерации и аккумуляции углеводородов в подсолевом этаже Астраханского свода Прикаспийской нефтегазоносной провинции. Детально рассмотрены условия формирования нижнепалеозойского, ниже-среднедевонского, верхнедевонско-турнейского, нижевизейского, визейско-башкирского и нижепермского сейсмостратиграфических подразделений Астраханского свода и прилегающих территорий. Выделены отдельные сейсмогеологические тела, способные служить резервуарами нефти и газа. Впервые при создании геологической модели Астраханского свода учтено расположение в его пределах автоклавной углеводородной системы подсолевого этажа Центральной субпровинции Прикаспийской нефтегазоносной провинции в составе Астраханско-Джамбайской зоны нефтегазонакопления. Это позволило авторам обосновать геофлюидодинамическую природу границ ряда крупных нефтегазовых резервуаров неструктурного типа, что открывает новые возможности прогноза месторождений нефти и газа, в том числе — с низким содержанием серы. На Астраханском своде выделено несколько генерационно-аккумуляционных мини-очагов, в трех из них — находятся резервуары, в пределах которых повышена вероятность обнаружения нефтегазовых месторождений. Основным результатом исследования является уточнение геологических начальных суммарных ресурсов углеводородов Астраханского свода и прилегающих территорий.

Ключевые слова: геология, тектоника, геофлюидодинамическая концепция поисков углеводородов, Астраханский свод, углеводороды, нефть, газ, классические и автоклавные углеводородные системы, неструктурные ловушки

DOI: 10.31857/S0016853X24050031, EDN: EFPYVC

ВВЕДЕНИЕ

Энергетическая стратегия России на период до 2035 г. возлагает на нефтегазовую отрасль важнейшие задачи по обеспечению нефтегазохимического производства сырьем для высококачественной продукции с высокой добавленной стоимостью. Планируется дальнейшее освоение новых внешних рынков нефти и газа в восточном направлении, прежде всего — стран Шанхайской организации сотрудничества, используя возможности морских перевозок и уникальной российской газотранспортной системы.

В настоящее время по мнению большинства экспертов для России даже при значительных возможностях использования возобновляемых источников энергии, путь наращивания энергетического потенциала страны на перспективу до 2035–2040 гг. будет преимущественно связан с источниками ископаемого углеводородного сырья (особенно — газового) в силу их колоссальных ресурсов, ценовой доступности и развитой инфраструктуры нефтегазодобычи [16, 19].

В обосновании стратегических направлений укрепления ресурсной базы традиционных угле-

водородов есть свои долгоживущие разногласия. Рассматриваются преимущества освоения нефтегазовых ресурсов недр Восточной Сибири, шельфов Арктики и Дальнего Востока [25, 31]. Вместе с тем признается, что выявление в этих регионах новых месторождений требует большого объема геолого-геофизических изысканий, включая бурение скважин. В морских арктических условиях эти работы значительно дороже, чем на суше. Велик и экологический риск — при аварийных ситуациях в условиях полярной ночи, подвижек льда и экстремальных морозов реален серьезный ущерб для арктической экосистемы [29, 30].

К стратегически важным нефтегазопродуктивным объектам относятся разновозрастные сланцевые толщи в разрезе плитных комплексов древних и молодых платформ (хадумская, баженовская, куонамская свиты и др.). Помимо промышленного интереса их изучение исключительно важно для развития теоретических представлений о роли биогенного кремнистого вещества в образовании углеводородов и сопряженной генерации и аккумуляции нефти и газа в глубоководных слабодренлируемых отложениях, в обстановке

геофлюидодинамической закрытости углеводородных систем (УВС) [32].

Наиболее целесообразны предложения по освоению геологических запасов углеводородов на больших глубинах в регионах с длительной историей эксплуатации нефтяных и газовых месторождений [13, 24]. Надо отметить, что мировая тенденция освоения углеводородного потенциала больших глубин в освоенных нефтегазоносных регионах в последнее десятилетие заявила о себе достаточно очевидно [17, 38, 40].

Ведущие нефтяные компании мира такие, как Brazilian Petroleum Corporation — Petrobras (Brazil), China Petroleum & Chemical Corporation — Sinopec Corp. (China), British multinational oil and gas company — Shell plc headquartered in London (England) и другие предприятия, на протяжении последних 10–15 лет успешно использовали свои финансовые, технологические и технические возможности для поиска нефти и газа на больших глубинах [14, 34–36]. Полученные результаты бурения внесли определенную ясность в понимание факторов и механизмов формирования нефти и газа на глубинах ниже 4–6 км [37].

Прикаспийская нефтегазоносная провинция (НГП) — геологический феномен по следующим факторам:

- объем занимаемого пространства;

- масштаб проявления галокинеза;
- сопряжение высоких давлений и низкого теплового потока;
- наличие крупных и высокочемических резервуаров;
- величина углеводородного потенциала, подтвержденного открытием таких нефтегазовых гигантов, как Тенгиз в Атырауской области (Казахстан), Карачаганак в Бурлинском районе (Казахстан) и др. [1–3].

Перспективы опосредования в Прикаспийской НГП крупных и гигантских нефтегазовых месторождений высокие, поскольку вскрыта и изучена только верхняя треть осадочного комплекса. Астраханский свод, являющийся основным объектом исследования данной статьи, представляет собой одну из наиболее перспективных структур Прикаспийской НГП.

В последние годы для этой провинции предложена обновленная схема нефтегазогеологического районирования, составленная с учетом роли соленосной формации в разделении ее подземной гидросферы на два гидрогеологических этажа с существенно различными гидродинамическими режимами: верхним — квазиоткрытым, нижним — квазизакрытым (рис. 1). Нижний гидродинамический этаж включает в себя углеводородные системы автоклавного типа [12].

Целью статьи является оценка ресурсного потенциала углеводородных систем подсолевых отложений Астраханского свода на основе обновленной сейсмостратиграфической модели его строения и геофлюидодинамической концепции поиска крупных и уникальных нефтегазовых месторождений в пределах углеводородных систем автоклавного типа.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Прикаспийская нефтегазоносная провинция характеризуется многоэтажным строением и наличием нескольких нефтегазоносных этажей, наиболее перспективным из которых является нижнедевонско–нижнепермский. Данный этаж экранируется соленосной формацией пермского возраста. По ее пространственному положению нами проводится граница Прикаспийской НГП [12]. Северо-западная и восточная границы развития соленосной формации контролируются седиментационно-эрозийными процессами, а южная граница обусловлена раннемезозойскими складчато-надвиговыми деформациями.

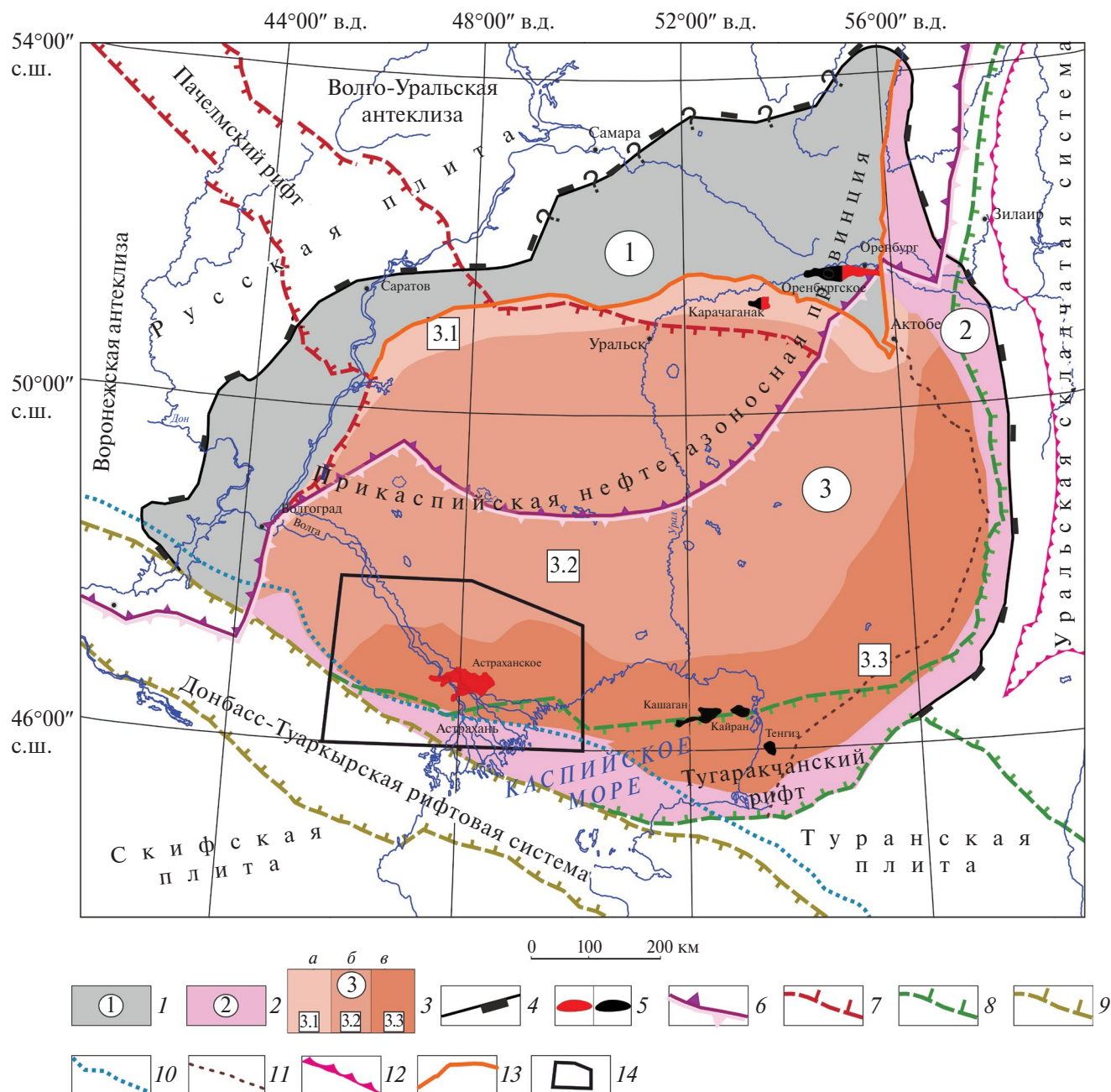


Рис. 1. Схема положения района исследования и главных структурно-тектонических элементов Каспийского региона и нефтегазогеологического районирования Прикаспийской нефтегазоносной провинции (по данным [8], с изменениями и дополнениями).

1–4 – элементы нефтегазогеологического районирования высоких рангов: 1 – Северо-Западная субпровинция; 2 – Юго-Восточная субпровинция; 3 – Центральнo-Прикаспийская субпровинция: а – Северо-Западная прибортовая нефтегазоносная область, б – Сарпинско-Хобдинская нефтегазоносная область, в – Астраханско-Актюбинская нефтегазоносная область; 4 – граница Прикаспийской нефтегазоносной провинции (также является границей распространения пермской соленосной формации); 5 – месторождения: а – газовые, б – нефтяные;

границы структурно-тектонических подразделений земной коры высоких рангов (6–13):

6 – юго-восточная граница между древней Восточно-Европейской и молодой Центральнo-Евразийской платформами, 7–9 – граничные разломы: 7 – Пачелмского рифта рифейского возраста, 8 – Тугаракчанского рифта раннепалеозойского возраста, 9 – Донбасс-Туаркского рифта позднедевонского возраста, 10–11 – фронт складчатых деформаций: 10 – раннемезозойских Донбасс-Туаркской складчатой системы, 11 – предкунгурских Уральской складчатой системы, 12 – главная Уральская сутура, 13 – пермский карбонатный уступ; 14 – контур района исследования

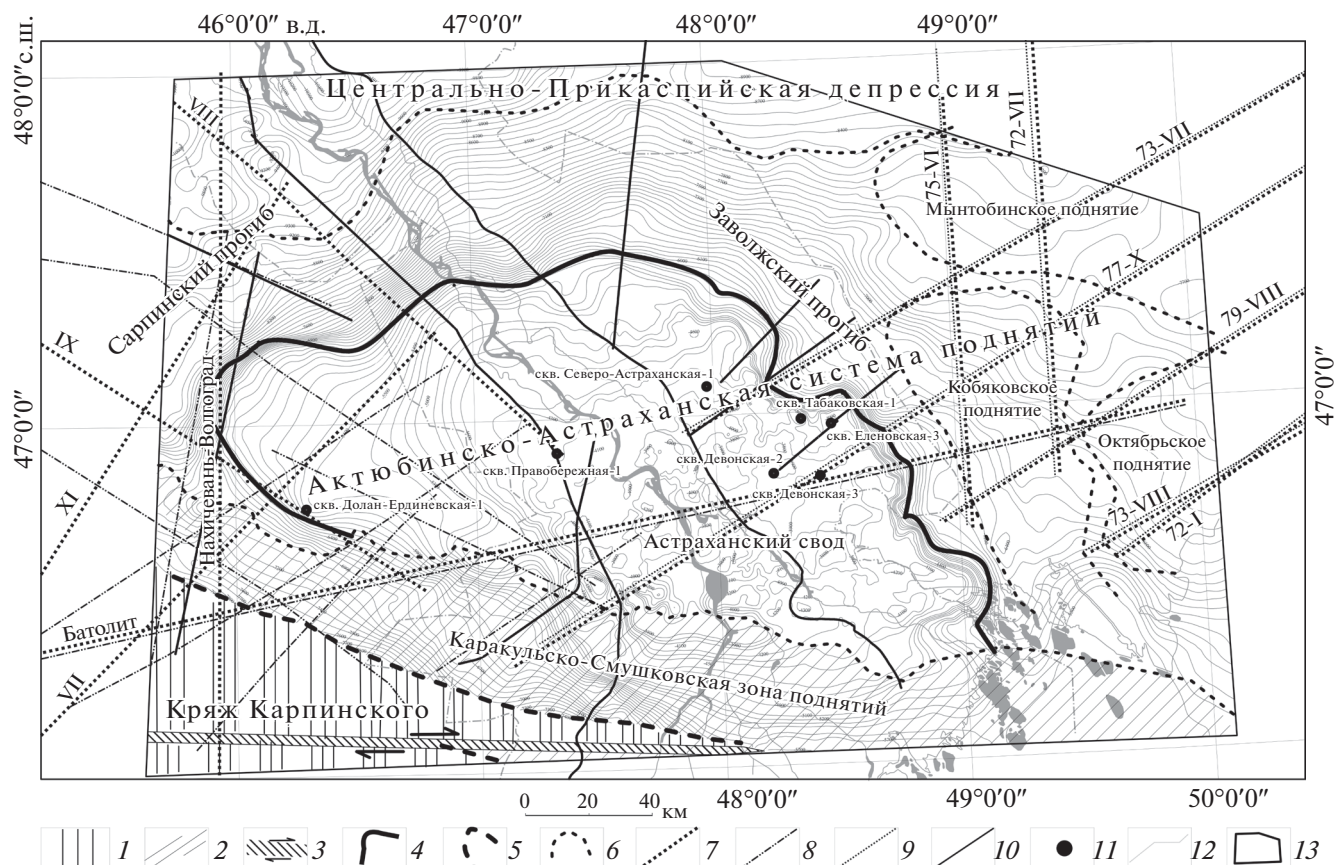


Рис. 2. Тектоническая схема района исследования.

1 – кряж Карпинского; 2 – Каракульско-Смушковская зона поднятий; 3 – Южно-Эмбинский сдвиг; 4–6 – геологическая граница: 4 – Астраханской внутрибассейновой карбонатной платформы ($D_{1p}-C_2b_1$), 5 – кряжа Карпинского, 6 – тектонических элементов; 7–10 – сейсмические профили, использованные для построения новой модели, их названия и номера: 7 – КМПВ, 8 – МОГТ, 9 – МОГТ и КМПВ, 10 – повторно обработанные профили МОГТ; 11 – глубокие скважины; 12 – изолинии по отражающему горизонту P_3 ; 13 – контур района исследований

В структурно-тектоническом плане регион Прикаспийской НГП расположен на границе двух платформ – древней Восточно-Европейской и молодой Центрально-Евразийской. Граница платформ выделяется по консолидированной коре Прикаспийской впадины. Данная впадина выделяется в структуре палеозойского комплекса как территория, занятая соляными куполами.

Основным структурным элементом осадочного чехла древней Восточно-Европейской платформы здесь является Русская плита, ограниченная с юго-востока седиментационным карбонатным уступом московско–артинского возраста. Главными структурно-тектоническими элементами Русской плиты служат Воронежская и Волго-Уральская антеклизы и Рязано-Саратовский прогиб, в основании которого располагается Пачелмский рифт рифейского возраста. Пачелмский рифт

ограничивает Воронежскую антеклизу с юго-запада, Волго-Уральскую антеклизу – с северо-востока.

В осадочном чехле Центрально-Евразийской молодой платформы обособляются Туранская и Скифская плиты. Со стороны Туранской плиты Прикаспийскую НГП обрамляет Тугаракчанский рифт раннего палеозоя. Со стороны Скифской плиты выделяется Донбасс–Туаркырская рифтовая система позднего девона. Северные границы обоих рифтов осложнены фронтом раннемезозойских складчатых деформаций, выделяемых в современной структуре как Каракульско-Смушковская зона поднятий. С востока также проявлены деформации Уральской складчатой системы предкунгурского возраста.

Прикаспийская НГП разделяется на три нефтегазоносные субпровинции – вдоль бортов

расположены Северо-Западная и Юго-Восточная субпровинции, они обрамляют Центрально-Прикаспийскую субпровинцию.

Центрально-Прикаспийская субпровинция выделена в границах Прикаспийской впадины и разделена на три нефтегазоносные области: Северо-Западную Прибортовую, Сарпинско-Хобдинскую и Астраханско-Актюбинскую. Каждая из выделенных областей характеризуется развитием очаговой автоклавной углеводородной системы в подсолевом нижнедевонско-нижнепермском комплексе.

Регионом нашего исследования является Астраханско-Актюбинская нефтегазоносная область, к которой приурочены крупнейшие известные месторождения нефти — Кашаган, Кайран и Тенгиз, а также Астраханское газоконденсатное месторождение (см. рис. 1).

Астраханское газоконденсатное месторождение расположено на внутрибассейновой карбонатной платформе раннедевонско-башкирского возраста (рис. 2).

С юга платформа ограничена Каракульско-Смушковой зоной поднятий. С запада и востока она открывается в Сарпинский и Заповолжский прогибы. На севере склон карбонатной платформы погружается в Центрально-Прикаспийскую депрессию.

В границах района работ и расположенной здесь автоклавной углеводородной системы по параметрам максимальных и минимальных замкнутых изобар выделяются три нефтегазоносные зоны — Астраханско-Джамбайская, Гурьевская (или Кашаган-Тенгизская) и Темирская [8].

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ, МЕТОДЫ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Нами проанализирован значительный объем архивных геолого-геофизических данных и материалов таких, как массив региональных сейсмических профилей (МОГТ и КМПВ) (i); данные грави- и магниторазведки разного масштаба (ii); результаты глубокого бурения (iii).

На основе сейсмостратиграфического анализа временных и глубинно-динамических разрезов проводилось выделение основных поверхностей несогласий, устанавливалась их стратиграфическая привязка, по волновой картине выделялись сейсмофации. По морфологии отражающих горизонтов охарактеризовано строение краевых частей палеошельфов, выявлены карбонатные

постройки, конуса выноса у подножья их склонов и вдоль границы подножья склона (днища) глубоководной палеокотловины [11].

Комплексирование сейсмостратиграфического анализа с материалами КМПВ дало возможность разработать глубинную и скоростную модель региона исследования, на этом основании закартировать отдельные сейсмогеологические тела и крупные зоны нефтегазоаккумуляции. В пределах этих зон интервалы целевых объектов разреза по данным динамического анализа (включающего многомерный атрибутный анализ, акустическую инверсию, спектральную декомпозицию) по массиву глубинных динамических разрезов, полученных в ходе повторной обработки сейсмических профилей прошлых лет [20];

В методическом плане учтено, что важной особенностью автоклавных углеводородных систем является гидродинамическая природа их границ, «затушеванная» совпадением структурных и геофлюидодинамических границ при региональных построениях [9, 27]. Для значительно более широкого класса подсолевых глубокопогруженных нефтегазолокализирующих объектов (приуроченных к внутрибассейновым карбонатным платформам, подводным конусам выноса, протяженным пластовым телам внутри контуритных и турбидитовых потоков, зонам разуплотнения мощных глинистых толщ, синклинальным и моноклинальным зонам и т.д.) решающим становится не структурное, а гидродинамическое экранирование [1–3]. Геофлюидодинамические границы углеводородных систем контролируют положение входящих в них генерационно-аккумуляционных очагов и зон нефтегазоаккумуляции [18].

Установление пространственно-временного проявления гидродинамической изоляции автоклавной углеводородной системы подсолевого этажа Прикаспийской НГП выполнено на основе:

- уточнения границ распространения соленосной толщи кунгура и глубоководных отложений;
- выявления характера изменения с глубиной порового давления;
- картирования поля гидродинамических потенциалов подсолевого комплекса и его элементов в виде разномасштабных замкнутых минимумов пластовой энергии флюидов.

Региональная приуроченность автоклавной углеводородной системы к Центральной субпровинции Прикаспийской НГП и Астраханскому своду установлена на основе палеогеологических реконструкций.

Оценка ресурсного потенциала автоклавной углеводородной системы дана на основе использования современных методов бассейнового моделирования. Основными этапами моделирования являются:

- создание геолого-геофизической основы бассейнового моделирования формирования ресурсного углеводородного потенциала Астраханского свода и его окрестностей;

- количественная оценка ресурсов углеводородов для ряда перспективных объектов (Тамбовского, Володарского, Заволжского, Кашалакского и др.) в обрамлении Астраханской платформы, а также непосредственно в пределах свода раннедевонско–башкирской Астраханской карбонатной платформы, где расположены открытые в отложениях визейско–нижебашкирского комплекса месторождения, а также получены притоки из кроющих ее нижнепермских отложений.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Обновленная сейсмостратиграфическая модель подсолевых отложений Астраханского свода и прилегающих территорий

Несмотря на длительную историю изучения, в настоящее время не уточнено строение подсолевых отложений Астраханского свода [21, 33]. Неоднозначно интерпретируются нижнепалеозойский и ниже-среднедевонский интервалы разреза Астраханского свода и смежных с ним территорий Каракульско-Смушковой зоны из-за сложной сейсмической записи и недостаточности геологической информации (i); не детализирована архитектура Астраханской внутрибассейновой карбонатной платформы, в частности, строения и состава верхнедевонско–нижекаменноугольного интервала разреза платформы на юге [4, 22] (ii); отсутствует общепринятая модель строения верхнедевонско–нижепермского комплекса, представленного глубоководными отложениями в обрамлении внутрибассейновой карбонатной Астраханской платформы (iii).

Поэтому авторами разработана сейсмостратиграфическая модель Астраханского свода и прилегающих территорий для оценки углеводородного ресурсного потенциала его подсолевых отложений. Предлагаемая авторами сейсмостратиграфическая модель позволяет уточнить названные выше вопросы по строению и ресурсному потенциалу подсолевых отложений Прикаспийской НГП, включая территорию исследования.

Нижнепалеозойские отложения Астраханского свода

Данные о распространении высокоскоростных преломляющих границ и их размещении в подсолевом разрезе Астраханского свода и смежных с ним структур использованы для детализации структуры Астраханской внутрибассейновой карбонатной платформы, границ подводных конусов выноса вдоль ее южной и северной рампы. Эти данные были учтены при создании обновленных структурных и литолого-фациальных моделей, которые показаны геологическими разрезами фрагмента профиля КМПВ Замьяны–Вязовка, схематическими картами литолого-фациальных особенностей и мощностей (рис. 3).

Различия новой и предшествующих моделей касаются, главным образом, территории кряжа Карпинского и Каракульско-Смушковой зоны поднятий [7, 28]. В пределах кряжа Карпинского (складчатой системы, сформированной на месте Донбасс-Туаркырского рифта девонского заложения в процессе его инверсии в пермское время) на консолидированной коре залегают отложения девона [10].

Севернее, в автохтоне Каракульско-Смушковой зоны (в границах Тугаракчанского рифта), по данным МОГТ, фиксируется значительная по мощности слоистая толща. На временных и глубинных динамических разрезах МОГТ с кровлей этой толщи связаны опорный отражающий горизонт P_3 (подошва пражского яруса раннего девона), который выделяется как поверхность крупного углового структурного несогласия, а также локально прослеживаемая высокоскоростная преломляющая граница T_6 [5] (см. рис. 3, а).

Согласно принятой в настоящей работе сейсмостратиграфической модели строения подсолевого комплекса Астраханского свода наблюдаемая на профилях МОГТ И КМПВ волновая картина обусловлена особенностями строения доплитного геодинамического сейсмокомплекса нижнепалеозойского возраста, а также плитного комплекса среднедевонско–раннебашкирского возраста.

Нижняя часть доплитного комплекса, сформированная в пределах Тугаракчанского рифта (поздний кембрий (?)–ранний ордовик) представлена вулканогенно-осадочными породами. Их распространение контролируется высокоскоростной преломляющей границей T_6 и границами высокоамплитудной гравитационной аномалии – Северо-Каспийским максимумом силы тяже-



Рис. 3. Схема строения нижнепалеозойских отложений юго-запада Прикаспийской впадины.

(а) – сейсмогеологический разрез фрагмента профиля КМПВ VII.62 Замьяны–Вязовка;
 (б) – карта литолого-фациальных особенностей нижнего палеозоя на структурной основе (изогипсы горизонта P_3 – (по-дошва девона) – проведены через 500 м);
 (в) – карта мощности нижнепалеозойских отложений (изопахиты проведены через 1000 м).
Литолого-стратиграфические подразделения (1–6): 1 – соленосные отложения кунгура, 2–3 – отложения нижнего палеозоя Тугаракчанского рифта: 2 – вулканогенно-терригенные деформированные, 3 – терригенные недеформированные, 4 – карбонатные и терригенные отложения верхнего палеозоя; 5 – деформированные толщи верхнего палеозоя в аллохтоне Каракульско-Смушковой зоны;
прочие структуры (6–12): 6 – нормальные сбросы; 7 – надвиги;
 8–9 – преломляющие высокоскоростные горизонты: 8 – карбонатных пород, d_{oc}^4 , 9 – терригенных и вулканогенных, T_6 ; 10 – преломляющий горизонт в основании осадочного чехла (кровля консолидированной коры) d_k^0 ; 11 – отражающие горизонты подсолевого комплекса и их индексы; 12 – значения скорости продольных сейсмических волн (км/сек);
элементы геологического районирования (13–20):
 13 – осевая зона Донбасс-Туаркырского рифта (отложения нижнего палеозоя отсутствуют в разрезе осадочного чехла), 14 – недеформированные вулканогенно-терригенные отложения нижнего палеозоя Тугаракчанского рифта, 15–16 – терригенные отложения нижнего палеозоя;
 15 – в Актюбинско-Астраханской зоне поднятий, 16 – с кембрийскими и вендскими толщами Центрально-Прикаспийской депрессии; 17 – зона малых (≤ 500 м) мощностей и/или отсутствие нижнепалеозойских отложений; 18 – Южно-Эмбинский сдвиг, 19–21 – геологические и тектонические границы: 19 – кряжа Карпинского, 20 – Тугаракчанского рифта; 21 – надвиги и граница деформированных и недеформированных отложений нижнего палеозоя; 22 – изолинии поверхности отражающего горизонта P_3 ; 23 – граница гидродинамического замка Астраханско-Джамбайской зоны нефтегазоаккумуляции; 24 – повторно обработанные линии региональных профилей МОГТ; 25 – положение профиля КМПВ VII.62 Замьяны–Вязовка; 26 – скважина, вскрывшая нижнепалеозойские толщи

сти (более подробно обоснование вулканогенного состава нижнепалеозойских отложений приведено в работе [28]).

Синрифтовый терригенно-вулканогенный комплекс трансгрессивно перекрыт терригенными отложениями верхнего ордовика–нижнего девона (лоховский ярус).

Из анализа наблюдаемой на региональных профилях МОГТ волновой картины следует, что в современном разрезе осадочного чехла Каракульско-Смушковой зоны отложения нижнего палеозоя (в отличие от прилегающих к ней с севера территорий) формируют надвинутые в северном направлении пологие складки.

Авторы считают, что эти деформации обусловлены коллизионными процессами на юго-западной окраине Балтии (в современных координатах), в результате которых западный сегмент Тугаракчанского рифта (западнее п-ова Бузачи) испытал инверсию и стал частью крупной области поднятий, охвативших в раннедевонское время весь север Скифской плиты [22, 28]. Также с этими событиями, по-видимому, связана эрозия верхней части нижнепалеозойского разреза на территории современной Каракульско-Смушковой зоны поднятий.

Важно то, что нижнепалеозойские отложения повсеместно присутствуют в разрезе осадочного

чехла в пределах района работ (за исключением кряжа Карпинского). Минимальные значения мощностей (от 0 до 500 м) комплекса отмечаются в восточной части Актюбинско-Астраханской зоны поднятий, откуда идет их нарастание (см. рис. 3, а, б):

- на юг, в сторону Каракульско-Смушковой зоны за счет синрифтового комплекса;
- на север, к Центрально-Прикаспийской депрессии – пострифтового комплекса.

Нижнепалеозойские отложения в разрезе осадочного чехла в пределах кряжа Карпинского, примыкающего с юга к Каракульско-Смушковой зоне, отсутствуют. Мощный (до 20 км) осадочный чехол кряжа Карпинского начинают отложения верхнего девона, которые залегают непосредственно на высокоскоростных образованиях растянутой консолидированной коры [10].

Эта особенность разреза обусловлена растяжением земной коры в ходе заложения и активного развития (конец среднего-поздний девон) Донбасс-Туаркырской рифтовой системы – структура, на месте которой сформировался кряж. Об этом также свидетельствует резкое ограничение комплексов заполнения раннепалеозойского Тугаракчанского рифта у северного граничного разлома девонского Донбасс-Туаркырского рифта (см. рис. 3).

Еще одна особенность строения нижнепалеозойского комплекса в пределах рассматриваемой территории состоит в том, что нижнепалеозойские образования почти не меняют состав и представлены терригенными породами пострифтовой стадии. По данным сейсмостратиграфического анализа, на север от Астраханского свода мощность этих отложений возрастает от первых сотен метров до 4–5 км, причем исключительно за счет наращивания нижней части разреза. Однако региональный анализ палеогеографических обстановок указывает на выдержанные шельфовые условия их накопления. В связи с этим логично допустить, что на склонах Астраханского свода, обращенных в сторону Центрально-Прикаспийской депрессии и Сарпинского прогиба, в основании многокилометровой толщи нижнепалеозойских отложений появляются более древние (венд и кембрий (?)) образования.

Нижне-среднедевонские отложения в основании Астраханской внутрибассейновой карбонатной платформы

В настоящее время существуют различные точки зрения на геологическую историю Астраханского свода в раннем и среднем девоне [6, 7, 15, 26, 28]. По одной модели ниже- и среднедевонские отложения небольшой мощности и терригенного состава распространены практически по всему Астраханскому своду [15]. В соответствии с другой моделью, мало-мощные среднедевонские отложения (в основном терригенного состава) присутствуют только в левобережной части Астраханского свода [6, 7, 26].

Западнее они почти полностью размыты и перекрываются повсеместно среднедевонскими толщами, которые также были частично эродированы. На сегодняшний день недостаточно данных, чтобы подтвердить или опровергнуть эти различия в трактовках исходного геолого-геофизического материала.

На основании проведенных исследований нами предлагается геологическая модель строения нижне-среднедевонской части разреза, в соответствии с которой среднедевонские (пражско-эмские) толщи распространены на всем Астраханском своде. Мощность отложений резко изменяется — от 100 м (на юге и юго-востоке) до 1000–1100 м (в центральной части свода).

На юге Каракульско-Смушковой зоны среднедевонские породы полностью выклиниваются, здесь также выклиниваются среднедевонские отложения, при этом среднедевонско-каменноугольные толщи залегают непосредственно на нижнепалеозойских образованиях. Вещественный состав

нижнедевонской толщи характеризуется значительным разнообразием. На большей части периферии Астраханского свода разрез нижнего девона, как и среднего девона, — терригенный, причем в нижнем девоне (эмский ярус) отлагались относительно глубоководные, в среднем девоне (живетский ярус) — мелководные фации.

В центре возвышенной северо-восточной части Астраханского свода выделен массив карбонатных пород нижнего девона — Тамбовская внутрибассейновая карбонатная платформа. По аналогии с более изученной Темирской платформой, расположенной в восточной части Актюбинско-Астраханской системы поднятий, можно предполагать, что Тамбовская платформа имеет продолжение в направлении, параллельном простиранию ее оси, вероятно, она простирается и в правобережной части свода.

Строение Астраханской внутрибассейновой карбонатной платформы

Астраханская внутрибассейновая карбонатная платформа расположена в апикальной части одноименного подсолевого поднятия в районе сочленения Тугаракчанского (Pz₁) и Донбасс-Туаркырского (D₃) рифтов. Для этой платформы были разработаны, по крайней мере, две разные геологические модели [6]. Основные различия касаются интерпретации строения ее южного окончания. Сейсмические материалы не позволяют однозначно установить смену мелководных карбонатных отложений на разновозрастные глубоководные терригенные для среднедевонско-нижнекаменноугольного и среднедевонско-нижнебашкирского комплексов.

В отличие от предшествующих моделей разработанная нами сейсмостратиграфическая модель карбонатной платформы предусматривает более раннее, чем считалось прежде, время начала ее формирования (среднедевонское, а не среднедевонско-нижнебашкирское). Причем увеличение размеров площади карбонатной платформы происходило не только в юго-восточном, но и в западном направлении в сторону Сарпинского прогиба (см. рис. 2, см. рис. 3, а).

Строение среднедевонско-нижнебашкирского комплекса в обрамлении внутрибассейновой карбонатной Астраханской платформы

Эта часть разреза представлена, в основном, терригенными отложениями, накопившимися в осадочном бассейне котловинного средиземноморского типа в условиях глубоководной седиментации. Для этого комплекса характерно чередование толщ,

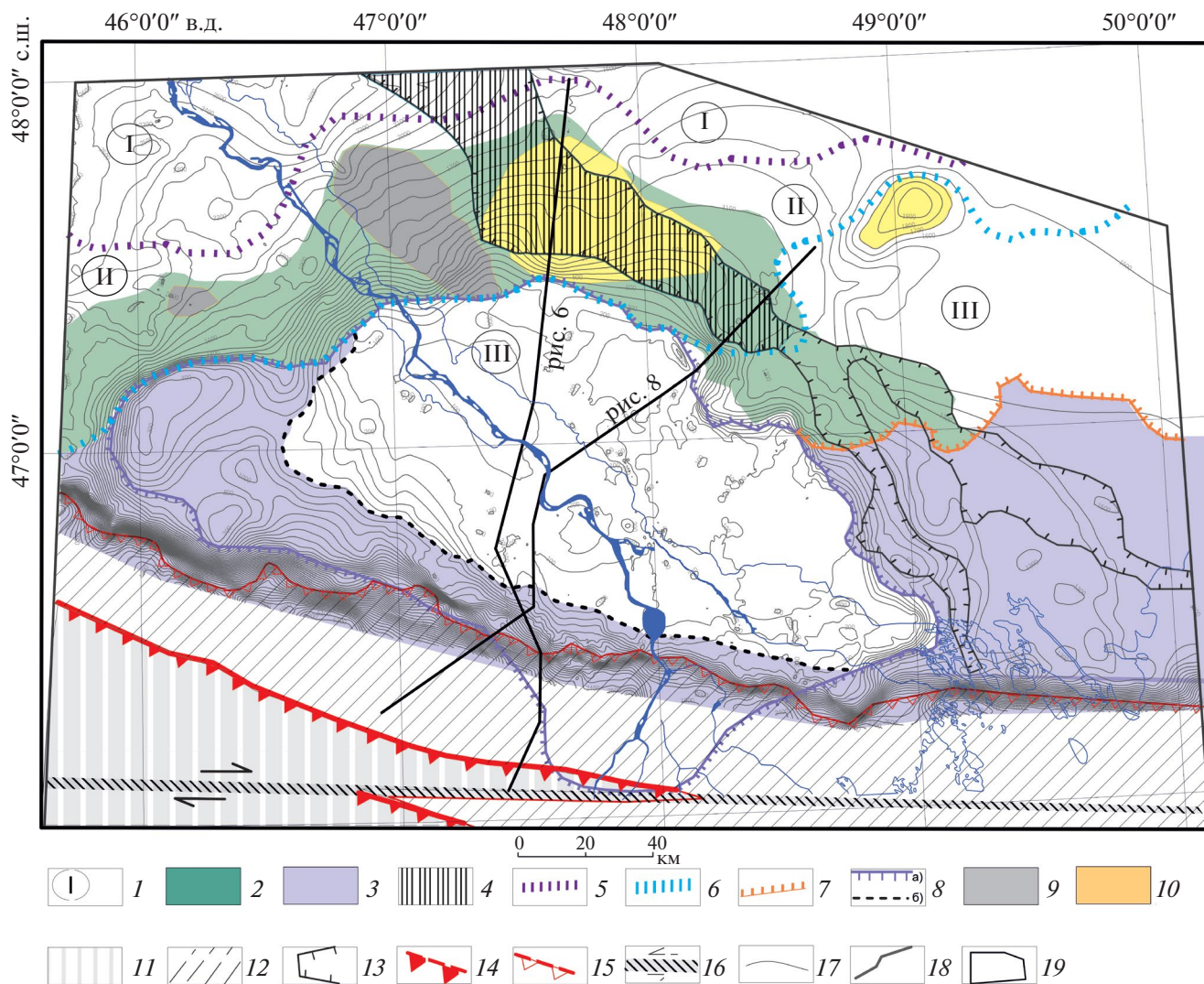


Рис. 4. Схема строения среднекаменноугольных–нижнепермских (C_2b_2 – P_{1k1}) отложений раннепалеозойского солеродного бассейна Каспийского региона в пределах погруженного шельфа, склона и глубоководной котловины на территории Астраханского свода и его окрестностей.

1 – морфоструктуры глубоководной области позднепалеозойского солеродного бассейна Каспийского региона (I – днище котловины, II – склон котловины, III – погруженный шельф);

2–4 – зоны развития подводных конусов выноса: 2 – область распространения склоновых конусов рампы Астраханской внутрибассейновой карбонатной платформы, 3 – склоновые конусы, расположенные вдоль седиментационного уступа на границе терригенного мелководного шельфа с глубоководным, 4 – конус выноса центральной котловины; 5–7 – границы литолого-фациальных зон: 5 – подножье склона, 6 – бровка шельфа, 7 – позднебашкирский погруженный абразионный уступ;

8 – границы части свода Астраханской карбонатной внутрибассейновой платформы: а – бровка рампы, б – граница размытой части свода Астраханской карбонатной внутрибассейновой платформы, перекрытая соленосной толщей; 9–10 – предполагаемые локальные резервуары внутри нефтегазопроизводящих комплексов с возрастом: 9 – верейско–раннеартинский, 10 – позднеартинско–раннекунгурской;

11–12 – структурные элементы на прибрежной равнине и мелководном шельфе верхнепалеозойского солеродного бассейна Каспийского региона:

11 – кряж Карпинского, 12 – Каракульско–Смушкова зона; 13 – уступы на границе предкунгурского вреза; 14 – фронт «толстошкурной тектоники» (северная граница Донбасс–Туаркырской складчатой зоны); 15 – фронт «тонкошкурной тектоники» (северная граница аллохтона Каракульско–Смушкова зоны); 16 – постколлизийный (трансконтинентальный) Южно–Эмбинский сдвиг; 17 – изопакеты сейсмокомплекса, ограниченного горизонтами П₁ и П₂; 18 – положение композитного профиля 18889–IV + PMRSP (см. рис. 6) и сейсмостратиграфической модели (см. рис. 8); 19 – контур района исследования

сформированных в обстановках некомпенсированного и лавинного осадконакопления, и широкое развитие структурных форм седиментационно-эрозионной природы: внутрибассейновые карбонатные платформы и подводные конуса выноса.

Площадное распространение этих структурных форм и их разнообразие определяются главными морфоструктурными элементами дна бассейна, к которым относятся (рис. 4):

- днище глубоководной котловины (частично);
- склон глубоководной котловины;
- погруженный шельф;
- седиментационный (терригенный/карбонатный) уступ на границе проградирующего в северном направлении мелководного шельфа;
- уступ ramпы карбонатной платформы.

Подводные конуса выноса обладают общими чертами строения внутри каждой из названных морфоструктур, и напротив, подводные конуса, принадлежащие разным типам морфоструктур, значительно отличаются. В пределах внутрибассейновых карбонатных платформ и подводных конусов выноса формируются нефтегазолокализирующие объекты зонального уровня (генерационно-аккумуляционные мини-очаги).

Плановое положение подводных конусов выноса имеет следующие особенности (см. рис. 4):

- склоновые конусы выноса раннекаменноугольного и среднекаменноугольного возраста располагаются по обрамлению ramпы Астраханской внутрибассейновой карбонатной платформы;
- склоновые конусы выноса позднекаменноугольно-раннепермского возраста прослеживаются вдоль седиментационного уступа на границе мелкого и погруженного шельфов;
- Заволжский каньон (наиболее изученный) подводного конуса выноса Центральной котловины пересекает ее склон и продолжается врезом на погруженном шельфе, его выполняют терригенные верхнеартинско–нижнекунгурские отложения, максимальные мощности (~1000 м) которых установлены в основании каньона, выработанного на склоне котловины, а минимальные мощности (десятки метров) – во врезе на шельфе.

Углеводородный потенциал Астраханского свода и прилегающих территорий

При создании модели пространственного расположения основных нефтегазолокализирующих объектов Астраханского свода была учтена гидродинамическая особенность, присущая автоклавной УВС – многофазное перемещение флюидов

в разных средах: проницаемой в резервуаре и низкопроницаемой – за его пределами (в среде глубоководных отложений). Также воссоздана в геологической ретроспективе реакция барического поля на процессы эрозии. Это имеет важное значение в связи с особенностью нефтегазонакопления в автоклавных УВС.

Нефтегазонакопление выражается в том, что локализация фазово-обособленных флюидов вызывается снятием нагрузки вышележащих толщ на продуктивные комплексы. Уменьшение литостатического давления, в свою очередь, обуславливает подъем фундамента, сопровождающегося денудацией поверхности воздымающегося блока – аномальное изменение базиса эрозии (падение регионального уровня моря), приводящего к значительным сокращениям мощности слоя воды в глубоководной котловине, склоновой эрозии вдоль ее бровки и формированию плоскостного вреза на осушенной территории примыкающего к ней шельфа.

Все другие особенности автоклавной УВС (зависимость положения границ системы от особенностей гидродинамического экранирования нефтегазо-локализирующих объектов, растянутость катагенетических трансформаций органического вещества) с помощью стандартных пакетов бассейнового моделирования не воссоздаются.

Тем не менее, в первом приближении нами была уточнена геофлюидодинамическая обстановка Астраханского свода и выполнена детализация его геолого-геофизического строения, на этой основе детализирована модель генерации и аккумуляции углеводородов в подсолевом этаже района исследований.

Имеющиеся геолого-геофизические данные позволили выполнить бассейновое моделирование в формате 3D с применением стандартных технологий для основной части территории – Астраханского свода и его северного обрамления. Каракульско-Смушковская зона надвиговых дислокаций в силу сложности своего строения и слабостью изученности в модель не введена (рис. 5).

Результаты 3D моделирования показали, что условия, благоприятные для формирования зон повышенной плотности начальных геологических ресурсов, в нижнедевонских отложениях существовали с позднебашкирского времени. К концу соленакпления две наиболее крупные зоны скоплений углеводородов были сформированы в районе скважины Правобережная-1 и северо-восточнее скважины Девонская-2. С конца триасовой эпохи и до

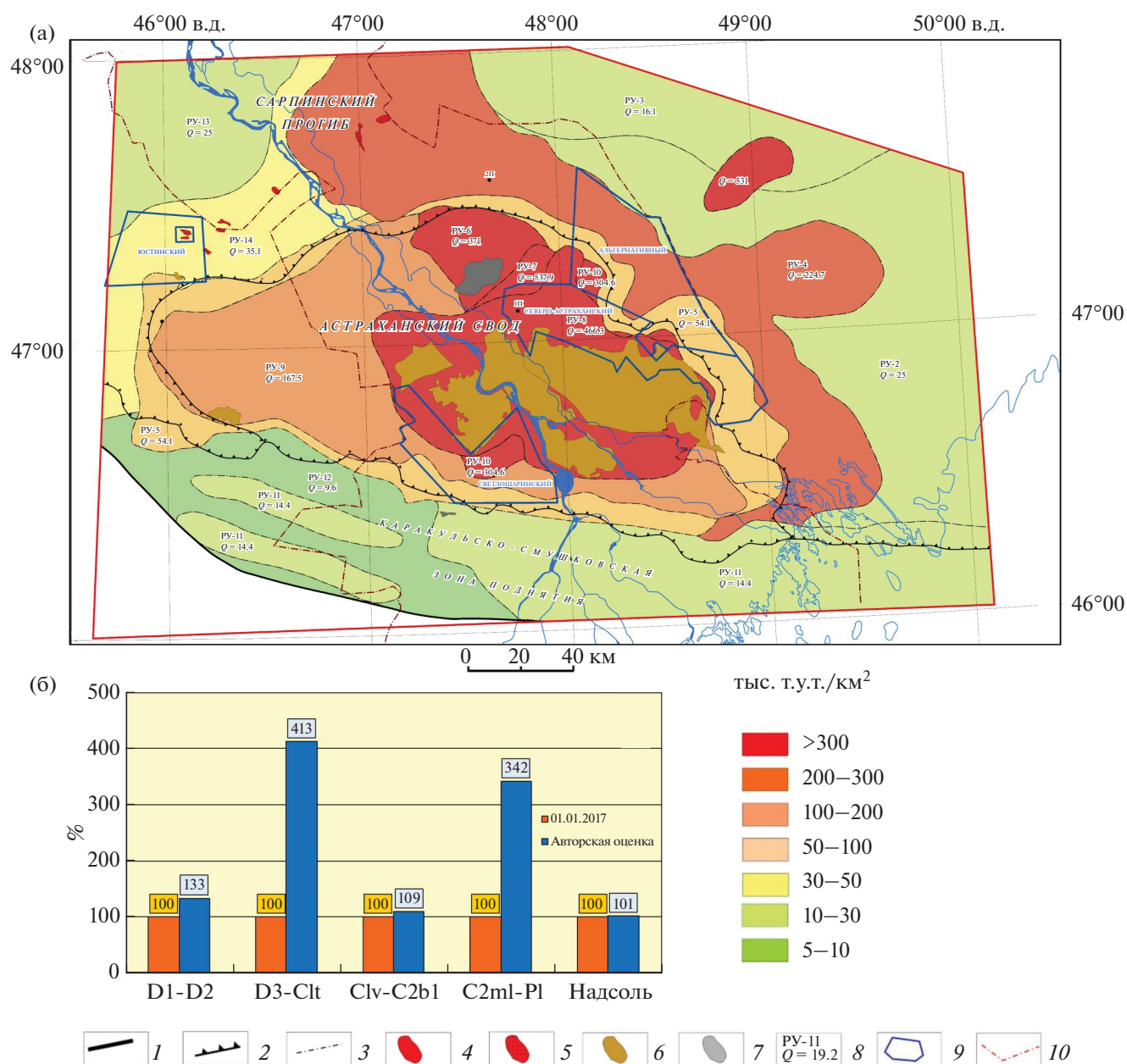


Рис. 5. Схема распределения начальных суммарных геологических ресурсов

(а) – распределение по площади;

(б) – диаграмма сопоставления рассчитанных и балансовых (на дату 01.01.2017 г.) начальных суммарных геологических ресурсов по нефтегазоносным комплексам района исследования.

На шкале: плотность начальных суммарных геологических ресурсов углеводородов (тыс.т.у.т. на км²).

1–2 – границы тектонических структур: 1 – крупнейших (Центрально-Прикаспийской депрессии и кряжа Карпинского), 2 – крупных (Астраханский свод, Каракульско-Смушковская зона поднятий); 3 – границы расчетных участков; 4–7 – месторождения: 4 – газовые, 5 – нефтегазовые и газонефтяные, 6 – газоконденсатные, 7 – нефтяные; 8 – удельные плотности ресурсов (q – тыс. тонн условного топлива (т.у.т)/км²) на расчетных участках (РУ); 9 – границы лицензионных блоков, 10 – административные границы

предакчагыльского перерыва в осадконакоплении происходит постепенное переформирование этих зон со смещением в плане на северо-восток. Они сохранились до настоящего времени и характеризуются газовым составом залежей (см. рис. 5).

В среднедевонских отложениях процесс аккумуляции углеводородов (УВ) происходил в более позднее время. Формирование первичных месторождений УВ началось с позднебашкирского времени. В настоящее время в этих отложениях

возможно сохранено небольшое месторождение углеводородов в центральной части Астраханского свода северо-западнее скважины Дево́нская-2. Современные залежи имеют углеводороды газового состава с невысоким содержанием тяжелых углеводородов и присутствием сероводорода (~0.3–5.0 %).

При оценке перспектив ниже-среднедевонского комплекса возникают сложности, связанные с особенностями разнообразия его литологического состава (см. рис. 6).

В северо-западной части исследуемой территории в Сарпинском и Заволжском прогибах ниже-среднедевонский комплекс сложен мощными мелководными осадочными породами терригенного состава. На Астраханском своде данный комплекс представлен маломощными депрессионными терригенными и карбонатными фациями. Южнее, в Каракульско-Смушковской зоне поднятий, мощность комплекса еще более сокращается. Здесь сокращение мощности комплекса определяется эрозионным, а не седиментационным фактором, так как часть ниже-среднедевонских отложений была размыта в результате пред-франской эрозии в конце среднего девона.

Для разработки модели формирования осадочных отложений в раннедевонско–живетском периоде базовым является определение времени начала формирования поднятия Астраханского свода — это будет определять фациальные особенности и состав отложений у его юго-восточного борта. По полученным данным сейсморазведки, территория рассматриваемого палео-свода сохраняла приподнятое положение вплоть до ниже-среднефранского времени.

В верхнедевонских отложениях локализация углеводородов могла произойти в позднекаменноугольное время в центральной и южной частях территории исследования. В настоящее время в пределах Астраханского свода прогнозируется крупное газоконденсатное месторождение с низким конденсатным фактором.

Формирование углеводородного потенциала башкирских отложений обусловлено генерацией углеводородов нефтегазоматеринскими толщами ниже-и верхнедевонского, среднекаменноугольного и нижнепермского возраста. Первичные зоны повышенной плотности свободных углеводородов располагались в северо-восточной части Астраханского свода и сопредельной территории Заволжского прогиба.

К концу позднего триаса Астраханский свод представлял собой единую огромную зону не-

фтегазонакопления. В более поздние эпохи началось переформирование зоны, характеризующееся уменьшением площадей высокой углеводородной насыщенности. Вероятно, это связано с подтоком со стороны Каракульско-Смушковской зоны поднятий с более жестким термобарическим режимом кислых газов поздней генерации — CO_2 и H_2S .

Таким образом, при сохранении повышенной газонасыщенности разреза башкирских отложений качественный состав газов изменялся в сторону уменьшения углеводородной составляющей. В настоящее время зона нефтегазонакопления располагается в границах Астраханского свода с преобладанием высокой газонасыщенности разреза в районе площадей Воложковская и Долгожданная и в восточной части Астраханского свода, граничащей с Заволжским прогибом. Современные залежи имеют газоконденсатный состав со средним и высоким конденсатным фактором и высоким содержанием сероводорода и углекислого газа.

Первичные месторождения углеводородов в верхнекаменноугольно–нижнепермских терригенных отложениях возникли к позднекунгурскому времени. Позже происходило формирование (и переформирование) зоны повышенной плотности суммарных начальных геологических ресурсов углеводородов с их преимущественной локализацией в Заволжском прогибе и на северо-востоке Сарпинского прогиба. Современное положение этой прогнозной зоны углеводородов остается прежним — Заволжский и, частично, Сарпинский прогибы. Предполагается, что фазовый состав современных углеводородов — газоконденсатный с низким конденсатным фактором.

Формирование первичных скоплений в филипповских отложениях согласно результатам 3D моделирования началось в триасе. Основная зона нефтегазонакопления приурочена к территории Астраханского свода, преимущественно в его восточной части. Также возможно формирование зоны повышенной плотности суммарных начальных геологических ресурсов углеводородов в Заволжском прогибе.

В последующие этапы геологического развития, включая современный этап, продолжаются процессы формирования, переформирования и расформирования первичных залежей углеводородов. В настоящее время локализация углеводородов происходит в восточной и юго-восточной части Астраханского свода и в Заволжском прогибе. Ожидается, преимущественно, нефтяной и нефтегазоконденсатный состав прогнозных скоплений углеводородов.

Согласно результатам 3D моделирования объемом генерированных углеводородов по всем нефтегазоматеринским толщам района работ составил 392.2 млрд. тонн условного топлива (т.у.т), из них до формирования соленосной покрывки (предкунгурское время) было сгенерировано и потеряно 187.9 млрд. т.у.т.

В посткунгурское время объем генерации составил 204.2 млрд. т.у.т. Объем аккумулированных углеводородов в настоящее время оценивается в 16.5 млрд. т.у.т. Таким образом, начальные суммарные геологические ресурсы углеводородов намного превышают более ранние оценки (~20%), что обеспечено детализацией геолого-геофизического строения разреза осадочного чехла района исследования и частичным учетом автоклавной природы УВС Астраханского свода.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Бассейновое моделирование автоклавных УВС

При создании модели крупных объектов нефтегазонакопления и их ресурсного углеводородного потенциала были учтены только отдельные особенности автоклавной УВС такие, как многофазный характер флюидов, различия в проницаемости терригенных и карбонатных коллекторов и глубоководных отложений, выполняющих роль нефтегазоматеринских свит, а также влияние процессов эрозии на поровые давления.

Другие особенности автоклавной УВС такие, как зависимость положения границ системы от особенностей гидродинамического экранирования нефтегазолокализирующих объектов, растянутость катагенетических трансформаций органического вещества, с помощью стандартных пакетов бассейнового моделирования не воссоздаются.

Оценка распределения ресурсов углеводородов с полным учетом автоклавного характера УВС из-за отсутствия необходимых исходных материалов была выполнена по технологии 2D на модели, составленной по трассе композитного профиля IV+ОМ, проходящего через всю площадь исследования (рис. 6, а).

Северная половина этого профиля пересекала Астраханскую внутривассейновую карбонатную платформу и Заволжский прогиб. Для него с использованием авторской технологии [23] был реконструирован рост соляных структур на этапе накопления надсолевых отложений. Это позволило оценить влияние роста куполов на эволюцию

термобарического режима подсолевых отложений в пределах трех самых крупных перспективных объектов — два объекта расположены на карбонатной платформе, один объект — в Заволжском прогибе.

Распределение давлений в подсолевом комплексе получено с учетом перетока соляных масс на следующих этапах роста куполов, к началу триаса, юры, мела, палеогена, плиоцена. Как можно судить по эпюрам пластовых давлений в подсолевом этаже (одна из них приведена на рисунке 6, б), здесь подтверждается прогнозируемый стагнационный водонапорный режим, который выражается в постоянстве градиента пластового давления.

Следствием такой геофлюидодинамической особенности является подавление оттока продуктов катагенетической флюидогенерации и, следовательно, торможение самого процесса катагенеза. Подобные процессы характеризуют особенности трансформации органического вещества в гидродинамически закрытых УВС, что характерно для глубоководного подсолевого этажа. Скорее всего именно таков механизм отложенного катагенеза в Таримском нефтегазоносном бассейне [39]. На профиль Ершов—Астрахань, который пересекает Астраханский свод в субмеридиональном направлении, указано время фазовых переходов углеводородных флюидов из однофазного состояния в двухфазное (рис. 7).

Тот факт, что этот переход приурочен к интенсивным эрозионным процессам, сопровождающимся резким падением давления, соответствует энергетической природе нефтегазонакопления в автоклавных УВС, а датировка времени этого события свидетельствует о высокой сохранности фазово-обособленных углеводородов, в том числе в пределах Астраханского нефтегазоконденсатного месторождения, поскольку к этому времени мощная изолирующая толща была сформирована.

Нефтегазолокализирующие объекты автоклавной УВС Астраханского свода

Полученные новые данные о строении Астраханского свода дали возможность детализировать геологическую модель его автоклавной УВС (рис. 8). В совокупности 3D и 2D модели позволили:

- выделить кроющие и подстилающие автоклавную УВС толщи;
- уточнить границы Астраханско-Джамбайской зоны нефтегазонакопления;

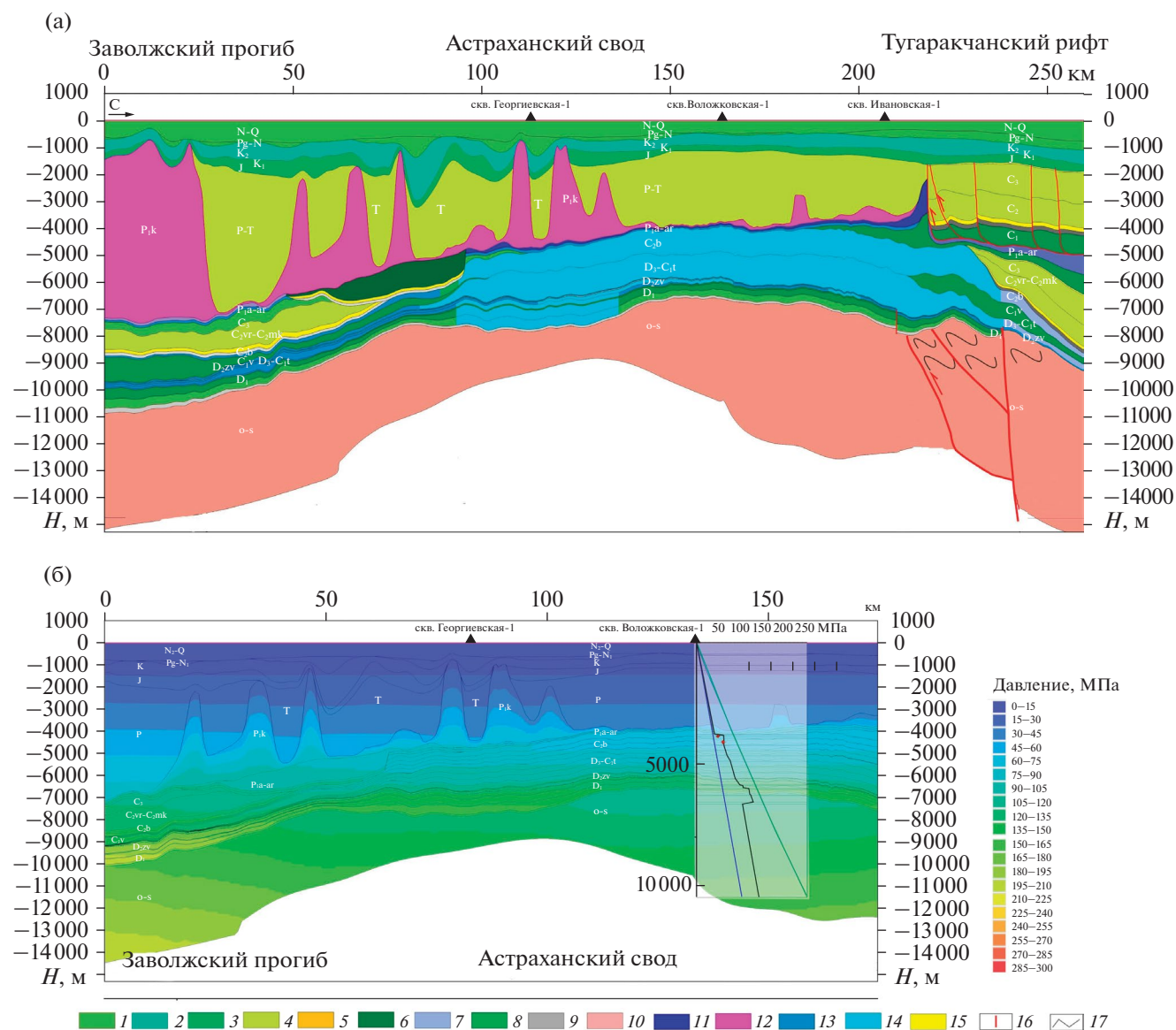


Рис. 6. Современный литолого-фациальный разрез по композитному профилю 18889-IV + PMRSP и распределение порового давления по профилю.

(а) – композитный профиль 18889-IV + PMRSP, положение профиля – см. на рис.4;

(б) – распределение порового давления в разрезе осадочного чехла Астраханско-Джамбайской зоны нефтегазоаккумуляции на современном этапе геологической истории, рассчитанный с учетом эволюции во времени и данных изменения градиентов давлений, полученных в скважине Воложковская-1.

1 – глины (70%), песчаник (30%);

2 – глины (50%), песчаники (20%), мел (30%);

3 – глины (60%), алевриты (20%); прочие литологические разности (20%);

4 – глины (50%), алевриты (30%), известняки (20%);

5 – глины (60%), песчаники (20%), алевриты (20%);

6 – глины (30%), известняки (70%);

7 – глины (80%), известняки (20%);

8 – глины (60%), известняки (20%), алевриты (20%);

9 – песчаники (20%), глины (80%);

10 – глины песчаные; 11 – доломиты; 12 – каменная соль; 13 – мергель; 14 – известняк;

15 – песчаник; 16 – разрывные нарушения; 17 – маркеры

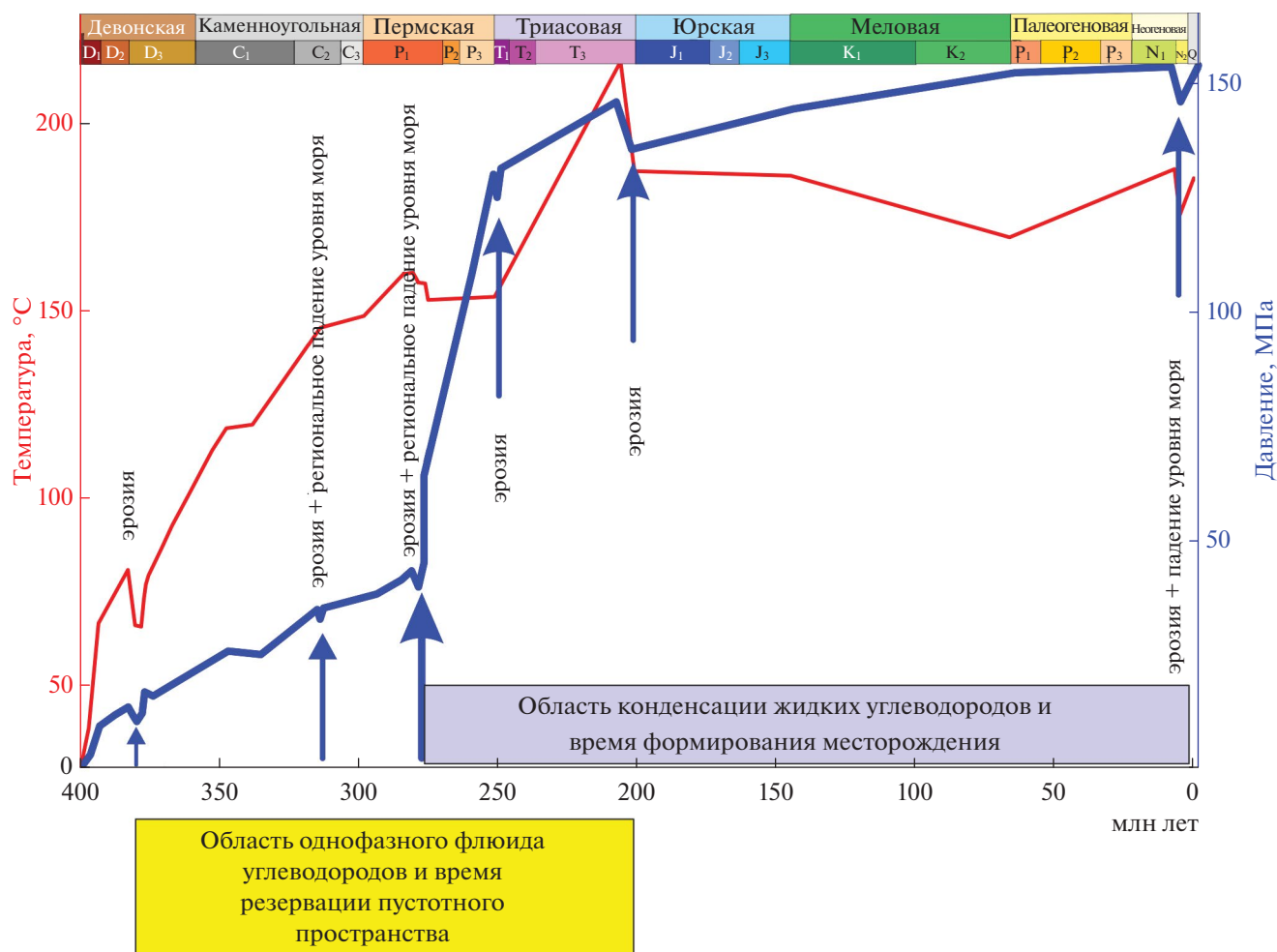


Рис. 7. Влияние термобарических условий на формирование пустотного пространства и заполнения ловушек углеводородов (УВ) для мини-очагов Астраханской внутрибассейновой карбонатной платформы (D_{1p}–C_{2b1}).

— обосновать гипсометрическое положение и гидродинамическую природу ее внутренних элементов — областей минимумов гидродинамических потенциалов (генерационно-аккумуляционных мини-очагов) ранне-среднедевонского, позднедевонско–раннетурнейского и визейско–раннебашкирского возрастов, а внутри последних определить параметры (очертить границы гидродинамического замка и высоту) двух резервуаров Тамбовско-Володарского и Северо-Астраханского.

Исходя из имеющихся данных, выявлены следующие особенности автоклавной УВС Астраханско-Джамбайской зоны нефтегазоаккумуляции (рис. 9):

— сложная конфигурация ее внешней границы обуславливается особенностями регионального (в вертикальном и латеральном направлениях) распространения глубоководных отложений [8];

— в соответствии со стратиграфией структуры в автоклавную УВС входят пять разновременных нефтегазоносных комплексов, каждый из которых имеет свои резервуары и мини-очаги;

— глубоководные отложения, окружающие резервуары, одновременно являются питающей и изолирующей средой, что повышает роль эмиграции углеводородов в формировании ресурсного потенциала мини-очага и заполнении его резервуаров;

— в условиях угнетенности вторичной миграции углеводородов функцию резервации пустотного пространства под их аккумуляцию выполняют газы ранней генерации, независимо от их геохимического состава;

— фазовое обособление углеводородов для Северо-Астраханского резервуара и Тамбовско-Володарского мини-очага начинается после формирования региональных покровов, что можно

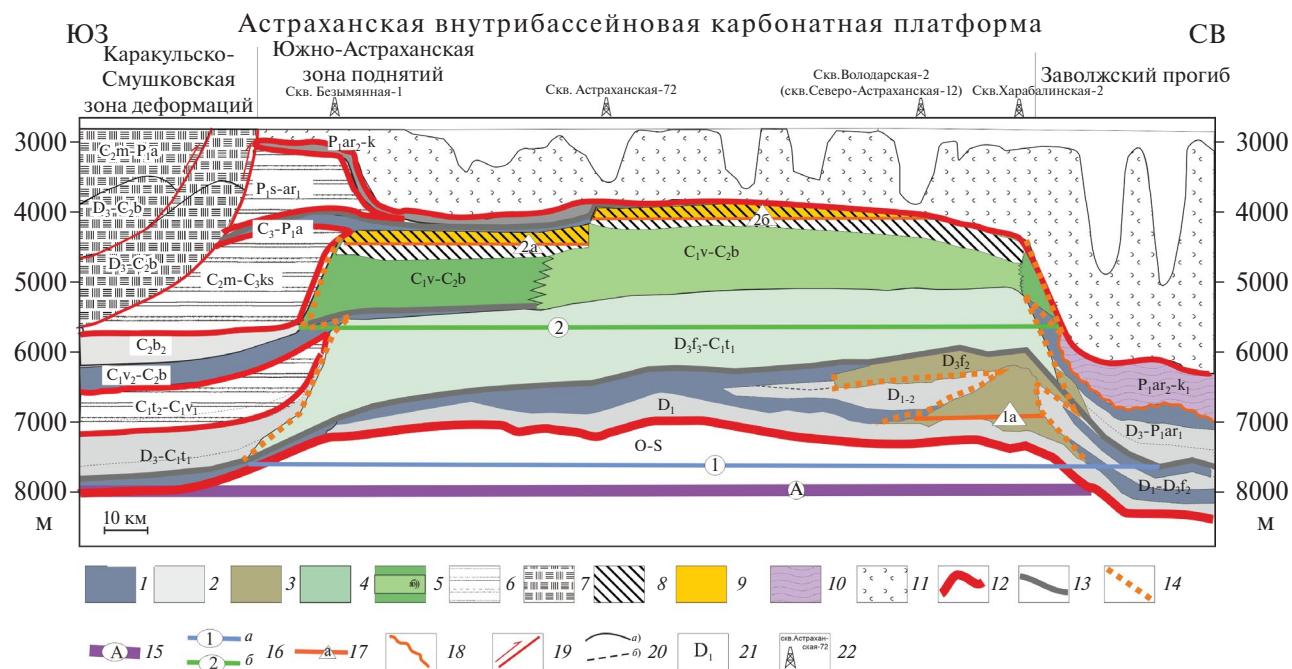


Рис. 8. Сеймостратиграфическая модель резервуаров Астраханской внутрибассейновой карбонатной платформы. Положение модельного профиля – см. на рис. 4.

- 1 – комплексы с повышенным содержанием органического вещества;
 2 – глубоководные отложения комплекса заполнения глубоководного бассейна (чередование маломощных карбонатно-терригенных и кремнисто-терригенных отложений конденсированных серий и мощных терригенных серий);
 3–5 – мелководные отложения карбонатных платформ: 3 – раннедевонско-среднефранский;
 4 – девонско-турнейский, 5 – визейско-башкирский: а – ундотемы, б – клинотемы;
 6 – мелководные терригенные и хемогенные отложения аккумулятивных склонов обрамления глубоководного раннедевонского-позднепермского бассейна;
 7 – деформированные отложения карбона-нижней перми (аллохтон Каракульско-Смушковской зоны);
 8 – дезинтегрированная поверхность карбонатной внутрибассейновой платформы визейско-башкирского возраста;
 9 – залежи углеводородов в дезинтегрированной карбонатной толще раннебашкирского возраста; 10 – толщи верхнеартинско-нижнекунгурского конуса выноса; 11 – пермская эвапоритовая формация; 12 – границы автоклавной системы; 13 – локальные и зональные покрывки;
 14 – границы литолого-фациальных зон и прогнозируемых поисковых объектов, связанных с морфо-структурными элементами в кровле визейско-нижнебашкирской карбонатной платформы и среднедевонского карбонатного массива;
 гидродинамические замки (15–17):
 15 – Астраханско-Джамбайской зоны нефтегазоаккумуляции,
 16 – генерационно-аккумуляционных мини-очагов: а – в нижне-среднедевонском нефтегазоносном комплексе, б – в визейско-нижнебашкирском нефтегазоносном комплексе Астраханской внутрибассейновой карбонатной платформы,
 17 – резервуаров: 1а – Тамбовско-Володарского; 2а – Западно-Астраханского; 2б – Северо-Астраханского;
 18 – эрозионная поверхность в подошве верхнеартинско-нижнекунгурской толщи конуса выноса; 19 – надвиги;
 20 – сеймостратиграфические границы: а – сеймокомплексов, б – внутри комплексов заполнения глубоководных топодепрессий; 21 – возраст сеймокомплексов;
 22 – скважины

рассматривать как благоприятный признак сохранности углеводородов на последующих этапах геологической истории вплоть до настоящего времени.

Кроме того, было детализировано строение визейско-нижнебашкирского нефтегазоносного комплекса девонско-раннепермской автоклавной УВС с установленной промышленной про-

дуктивностью и определить границы некоторых из приуроченных к нему ловушек (см. рис. 9, рис. 10).

Внутри него было выделено три сеймофациальные зоны: ундотема, клинотема и фондотема. В пределах наиболее хорошо изученных первых двух зон (ундотема и клинотема) удалось локализовать самостоятельные ловушки.

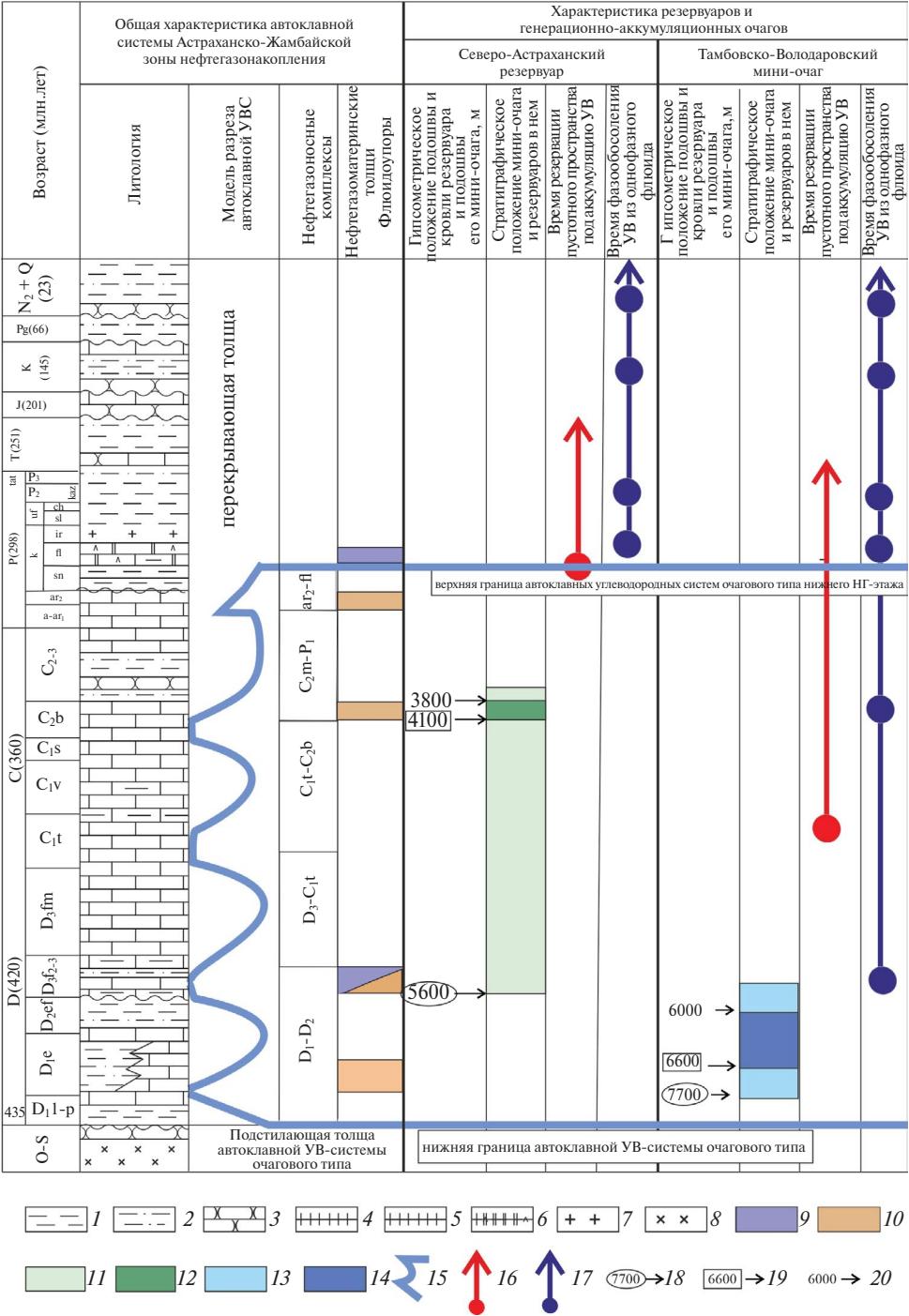


Рис. 9. Сводная таблица морфоструктурных и событийных характеристик автоклавной УВС Астраханско-Джамбайской зоны нефтегазоаккумуляции.

1–8 – литологический состав разреза: 1– аргиллит, 2 – алевролит, 3 – песчаник, 4 – известняк, 5 – доломит, 6 – глинистый известняк и ангидрит, 7 – соль, 8 – вулканогенно-терригенные породы нижнего палеозоя и консолидированной коры; 9 – региональные и локальные покровы, 10 – нефтегазоматеринские толщи, 11 – генерационно-аккумуляционные мини-очаги франско-башкирского комплекса; 12–13 – резервуары комплекса: 12 – франско-башкирского, 13 – ниже-среднедевонского; 14 – генерационно-аккумуляционные мини-очаги ниже-среднедевонского комплекса; 15 – граница автоклавной системы; 16 – время резервации пустотного пространства резервуара; 17 – время фазо-обособления свободных углеводородов из однофазного флюида и критические точки формирования месторождения; 18–20 – гипсометрические отметки гидродинамического замка: 18 – мини-очага, 19 – резервуара, 20 – кровля резервуара

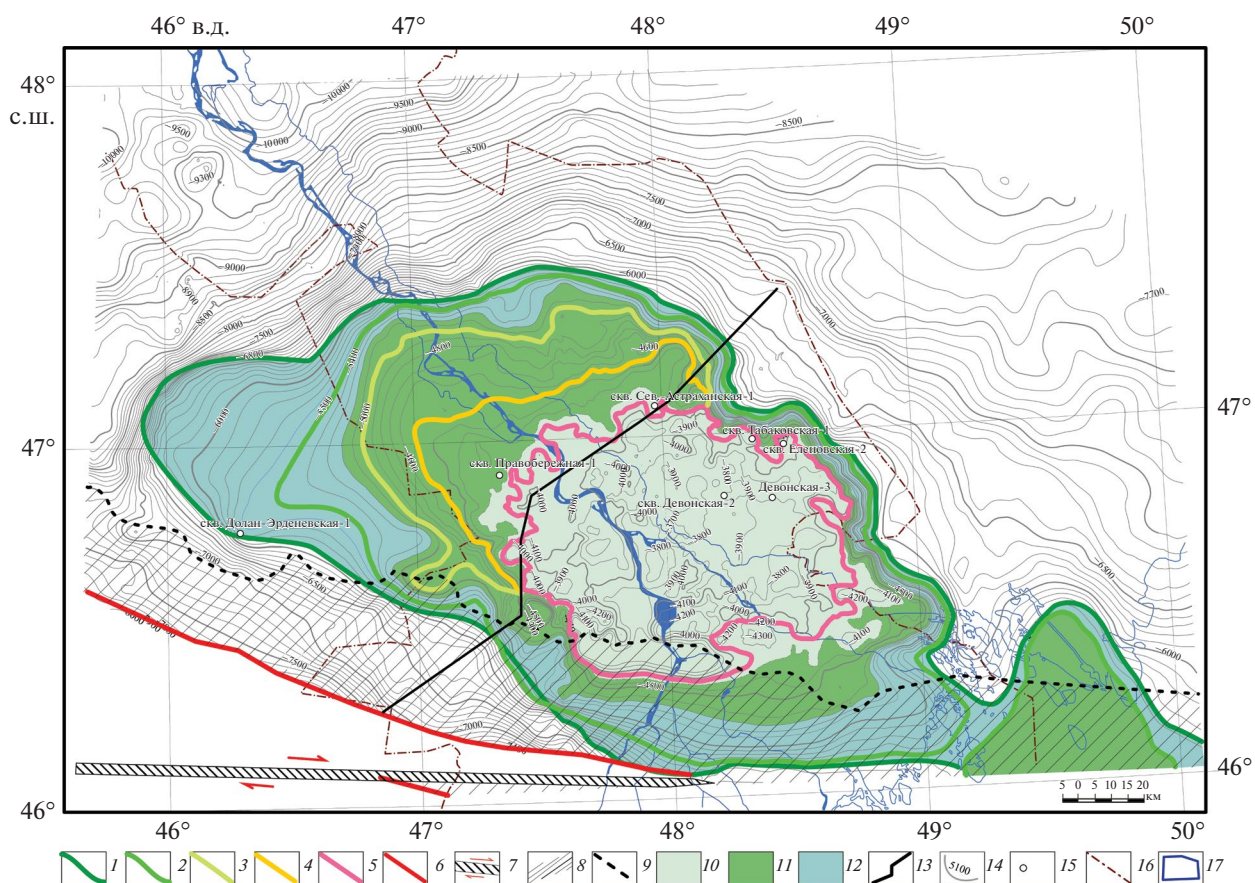


Рис. 10. Схема нефтегазолокализирующих объектов визейско–нижнебашкирского нефтегазоносного комплекса Астраханской девонско–раннебашкирской внутрибассейновой карбонатной платформы.

1 – внешний контур девонско–раннебашкирской внутрибассейновой карбонатной платформы; гидродинамические замки (2–5):

2 – визейско–нижнебашкирского нефтегазоносного комплекса,

3–4 – литологически экранированной ловушки клинотема: 3 – нижней, 4 – верхней,

5 – ловушки сводового типа (Северо–Астраханская), приуроченной к дезинтегрированной толще в кровле ундотемы визейско–раннебашкирской карбонатной платформы; 6 – граница края Карпинского; 7 – Южно–Эмбинский сдвиг; 8 – Каракульско–Смушковская зона; 9 – граница Каракульско–Смушковской зоны;

10–12 – литолого–фациальные зоны, связанные с морфоструктурными элементами визейско–раннебашкирской карбонатной платформы: 10 – ундотема; 11 – клинотема; 12 – фондотема; 13 – профили МОГТ (переобработанные); 14 – положение профиля, по которому построена модель визейско–башкирского НГК (см. рис. 8); 15 – изогипсы по ОГ P_2 (кровля карбонатов C_2b); 16 – сверхглубокие скважины;

17 – административные границы

В ундатеме, расположенной в кровельной дезинтегрированной части карбонатной толщи раннебашкирского возраста, сформирована ловушка пластово–сводового типа, содержащая гигантскую Северо–Астраханскую залежь. Части этой залежи на лицензионных участках различных недропользователей числятся как отдельные месторождения под названиями Еленовское, Астраханское, Иماشевское, Пойменное, Правобережное.

К западу и юго–западу от Северо–Астраханского месторождения, в пределах клинотема (в более погруженной части Астраханской внутрибассей-

новой карбонатной платформы), прогнозируются две литологически ограниченные ловушки – одна под сакмаро–ассельской, вторая – под московско–верхнекаменноугольной глинистыми покрывками.

Гидродинамическое экранирование (гидродинамический замок) погруженной ловушки происходит на отметке – 5500 м, более высокой – 4600 м (см. рис. 7, см. рис. 8).

Резервуарами в обеих ловушках служат карбонатные отложения внутрибассейновой платформы, которые в различные периоды геологической истории (средний и поздний карбон) находились

на дневной поверхности, где разрушались под воздействием гипергенеза. В зависимости от времени последующего погружения они перекрывались разновозрастными глинистыми толщами — локальными покрывками. По латерали выветрелые известняки сменяются плотными разностями с пористостью до 3% и отдельными линзами с пористостью 3%–5% [5].

Общая площадь двух прогнозируемых ловушек, связанных с клинотемой, составляет ~5000 км². К настоящему времени на территории верхней ловушки выявлены участки с установленной промышленной нефтегазоносностью.

Значимым результатом проведенных исследований является выделение перспективного на нефть и газ ниже-среднедевонского терригенно-карбонатного этажа. Он отделен от верхнедевонско-нижнепермского нефтегазоносного этажа доминантной глинистой покрывкой среднего франа и характеризуется аномально высоким пластовым давлением с коэффициентом 2.

Для более высоких горизонтов подсолевого палеозоя коэффициент аномальности пластовых давлений не превышает значений 1.5, для башкирской залежи газа 1.2–1.3. Важно, что из скважины Девонская-2- получен метановый бессернистый газ.

В нижнем-среднем девоне выявлены как структурные ловушки с терригенным разрезом (Еленовско-Шортамбайская), так и массивные (Тамбовский рифогенный массив). Эти ловушки обладают значительными начальными ресурсами, также в них ожидаются значительные запасы углеводородного сырья без существенных примесей сероводорода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных работ обоснованы начальные суммарные геологические ресурсы углеводородов, значительно превышающие более ранние оценки. Такой результат достигнут благодаря детализации геолого-геофизического строения разреза осадочного чехла района исследования и частичному учету автоклавной природы Астраханско-Джамбайской зоны нефтегазонакопления.

Полученные результаты оценки начальных суммарных геологических ресурсов углеводородов рассматриваются как нижний предел ресурсного потенциала Астраханского свода. С учетом прогноза развития в подсолевом комплексе Астраханского свода автоклавной УВС, принимается, что углеводородный потенциал подсолевого этажа Астраханского свода и его окрестностей существенно выше.

В частности, на основе прогноза фазового состояния углеводородов на различные этапы геологической истории показано, что сохранность углеводородов башкирской залежи обеспечивается наступлением фазового обособления углеводородов из однофазного флюида только после того, как система была перекрыта мощной соленосной толщей. Выполнение подобного анализа для других прогнозных объектов пока не представляется возможным из-за отсутствия необходимой достоверной информации.

Важно то, что все выделенные высокоперспективные объекты, которые могут аккумулировать крупные и гигантские скопления углеводородов, по пространственным масштабам намного превышают лицензионные участки. Однако при картировании гидродинамически ограниченных зон нефтегазонакопления и вложенных в них локальных нефтегазолокализирующих объектов требуется обобщение в масштабах всего структурного элемента и его окрестностей.

Поэтому для успешной реализации неразведанного углеводородного потенциала Астраханской зоны нефтегазонакопления необходимо спланировать и выполнить широкомасштабные региональные работы, полностью охватывающее большие территории Астраханского свода и освещающие строение основных потенциально перспективных объектов в нижних структурных этажах и бортовых частях свода.

На сегодня, когда почти вся территория Астраханского свода полностью лицензирована, выполнить такой мультиклиентский проект возможно только силами объединенного консорциума владельцев лицензий и государственных структур, которые должны профинансировать общую работу и являться коллективным пользователем полученных при этом результатов.

Реализация неразведанного углеводородного потенциала Астраханского свода должна стать значимым примером реальных коллективных усилий нефтяных компаний и государства при решении столь сложных и перспективных государственных геологических задач, какой является освоение углеводородных ресурсов глубокопогруженных продуктивных структур Прикаспийской нефтегазоносной провинции.

Вклад авторов. Разработка концепции нефтегазообразования и нефтегазонакопления в пределах глубокопогруженных углеводородных систем автоклавного типа, постановка цели и задач

исследования (Ю.А. Волож, Л.А. Абукова); обоснование научной и практической значимости детализации углеводородного потенциала глубокопогруженных отложений Прикаспийской нефтегазоносной провинции (В.В. Рыбальченко); геологическое обоснование формирования ресурсного потенциала Астраханского свода и его окрестностей (Ю.А. Волож, М.П. Антипов и И.А. Титаренко); моделирование геологических процессов формирования ресурсного углеводородного потенциала подсолевого этажа Астраханского свода (О.И. Меркулов, И.А. Титаренко); анализ практических результатов исследования (А.Ю. Комаров, Д.А. Соин).

Авторами рисунков в статье являются: рис. 1 (Ю.А. Волож, М.П. Антипов и И.С. Пати́на); рис. 2 (И.А. Титаренко, О.И. Меркулов, Ю.А. Волож, М.П. Антипов и И.С. Пати́на); рис. 3 (И.А. Титаренко, Ю.А. Волож, М.П. Антипов и И.С. Пати́на); рис. 4 (И.А. Титаренко, Ю.А. Волож, М.П. Антипов и И.С. Пати́на); рис. 5 (О.И. Меркулов и И.А. Титаренко); рис. 6 (И.А. Титаренко и О.И. Меркулов); рис. 7 (О.И. Меркулов, Л.А. Абукова, Ю.А. Волож и М.П. Антипов); рис. 8 (Ю.А. Волож, М.П. Антипов, Л.А. Абукова, И.А. Титаренко и О.И. Меркулов); рис. 9 (Ю.А. Волож, Л.А. Абукова, М.П. Антипов и И.С. Пати́на); рис. 10 (И.А. Титаренко, О.И. Меркулов, Ю.А. Волож, М.П. Антипов, И.С. Пати́на и Л.А. Абукова).

Благодарности. Авторы благодарят редакцию журнала «Геотектоника» в лице главного редактора акад. К.Е. Дегтярева и редактора М.Н. Шуплецову за подготовку и публикацию цикла статей, посвященных обоснованию геофлюидодинамической концепции поисков скоплений углеводородов на больших глубинах земной коры. Авторы признательны рецензенту проф. В.И. Попкову (КубГУ, г. Краснодар, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии.

Финансирование. Работы выполнены на счет средств государственного финансирования НИР ГИН РАН и ИПНГ РАН, а также в рамках выполнения НИР по договору с ПАО «Газпром».

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абукова Л.А. Геофлюидодинамика глубокопогруженных зон нефтегазоаккумуляции. — В сб.: *Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности*. — Под ред. А.Н. Дмитриевского — М.: ГЕОС, 2002. С. 78–85.
2. Абукова Л.А., Волож Ю.А., Дмитриевский А.Н., Антипов М.П. Геофлюидодинамическая концепция поисков скоплений углеводородов в земной коре // *Геотектоника*. 2019. № 3. С. 79–91.
3. Абукова Л.А., Волож Ю.А. Флюидодинамика глубокопогруженных зон нефтегазоаккумуляции осадочных бассейнов // *Геология и геофизика*. 2021. Т. 62. № 8. С. 1069–1080.
4. Антипов М.П., Варшавская И.Е., Волож Ю.А., Гарагаиш Ю.А. Патент RU 2 536 072 МПК G01V 9/00(2006.01) 2012 г. «Способ прогнозирования нефтегазовых месторождений». — Патентообладатель и обладатель — ГИН РАН. — М.: 2012.
5. Антипов М.П., Волож Ю.А., Чамов Н.П. Четырехмерные модели нефтегазоносных бассейнов. — В кн.: *Современные проблемы геологии*. — Под ред. Ю.О. Гаврилова, М.Д. Хурского — М.: Наука, 2004. С. 251–270 (Тр. ГИН РАН. Вып. 565).
6. Астраханский карбонатный массив: строение и нефтегазоносность. — Под ред. Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны — М.: Научный мир, 2008. 221 с.
7. Бродский А.Я., Воронин Н.И., Миталев И.А. Модель глубинного строения зоны сочленения кряжа Карпинского и Астраханского свода // *Отечественная геология*. 1994. № 4. С. 50–53.
8. Волож Ю.А., Абукова Л.А., Антипов М.П., Пати́на И.С., Гарагаиш И.А., Навроцкий О.К., Соин Д.А., Сулов А.А., Гумерова Р.Р. Углеводородные системы автоклавного типа Прикаспийской нефтегазоносной провинции (Россия): условия формирования на больших глубинах // *Геотектоника*. 2022. № 6. С. 59–77.
9. Волож Ю.А., Абукова Л.А., Орешкин И.В., Хафизов С.Ф., Антипов М.П. Возможные механизмы раннего нефтегазоаккумуляции в автоклавной углеводородной системе Прикаспийской нефтегазоносной провинции // *Нефтяное хозяйство*. 2023. № 5. С. 8–13.
10. Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф., Юров Ю.А. Строение Кряжа Карпинского // *Геотектоника*. 1999. № 1. С. 28–43.
11. Волож Ю.А., Быкадоров В.А., Антипов М.П., Быкадоров И.В., Парасына В.С., Постникова И.С., Сапожников Р.Б., Хераскова Т.Н. Нефтегазоперспективные объекты палеозойского подсолевого разреза Прикаспийской впадины // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2019. № 4. URL: http://www.ngtp.ru/rub/2019/39_2019.html; Doi: https://doi.org/10.17353/2070-5379/39_2019
12. Волож Ю.А., Быкадоров В.А., Антипов М.П. и др. О границах и районировании Прикаспийской нефтегазоносной провинции // *Георесурсы*. 2021. Т. 23. № 1. С. 60–69.
13. Волож Ю.А., Гогоненков Г.Н., Милетенко Н.В., Петров Е.И. Освоение ресурсов нефти из глубоких горизонтов традиционных регионов нефтедобычи // *Геология нефти и газа*. 2021. № 6. С. 7–21.
14. Исканиев К.О., Сынгаевский П.Е., Хафизов С.Ф. Нефть на больших глубинах: залежи оффшорных месторождений Мексиканского залива // *Вестн. нефтегазовой отрасли Казахстана*. 2021. № 1. С. 3–7.

15. Застрожнов А.С., Алексеев А.С., Зайцева Е.Л., Кононова Л.И., Гатовский Ю.А. Новые местные стратиграфические подразделения девона и карбона Астраханского свода (Юго-Запад Прикаспийской впадины) // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2019. Т.94. Вып.5–6. С. 3–20.
16. Конторович А.Э., Бурштейн Л.М., Лившиц В.Р., Рыжкова С.В. Главные направления развития нефтяного комплекса России в первой половине XXI века // Вестн. РАН. 2019. Т.89. № 11. С. 1095–1104.
17. Косенкова Н.Н., Сынгаевский П.Е., Хафизов С.Ф. Обзор современных представлений о процессах формирования залежей углеводородов на больших глубинах // Нефтяное хозяйство. 2022. № 6. С. 6–12.
18. Лопатин Н.В. Концепция нефтегазовых генерационно-аккумуляционных систем как интегрирующее начало в обосновании поисково-разведочных работ // Геоинформатика. 2006. № 3. С. 101–120.
19. Мастепанов А.М. Энергетический переход как новый вызов мировой нефтегазовой отрасли // Энергетическая политика. 2019. № 2. С. 62–69.
20. Меркулов О.И., Сизинцев В.В., Зинченко И.А. Перспективы наращивания сырьевой базы углеводородов Волго-Уральской, Прикаспийской и Северо-Кавказской нефтегазоносных провинций // Минеральные ресурсы России. 2020. № 2. С. 9–19.
21. Обрядчиков О.С. Особенности геологического строения, нефтегазоносность и перспективы поиска новых уникальных месторождений УВ в Прикаспийской впадине. — В сб.: *Нефтегазоносные бассейны Казахстана и перспективы их освоения*. — Под ред. Б.М. Куандыкова — Алматы: КОНГ, 2015. С. 292–298.
22. Оренбургский тектонический узел: геологическое строение и нефтегазоносность. — Под ред. Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны — М.: Научный мир, 2013. 261 с.
23. *Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция*. — Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа — М.: Научный мир, 2004. 516 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 543).
24. Постнова Е.В., Меркулов О.И. Состояние базы углеводородов юго-востока европейской части России и первоочередные направления геологоразведочных работ // Минеральные ресурсы России. Сер: Экономика и управление. 2017. № 5. С. 4–12.
25. Полякова И.Д., Борукаев Г.Ч. Геофизические и литолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности глубоководных и шельфовых бассейнов российской Восточной Арктики // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. Т.13. Doi: https://doi.org/10.17353/2070-5379/17_2018
26. Пыхалов В. В. Определение новых нефтегазоперспективных направлений на основе геологической модели Астраханского свода. — Автореф. дис. ... д.г.-м.н. — М.: ИПНГ РАН, 2015. 35 с.
27. Рабкин Ф.С., Абалгалиев М.Ж., Аксаева Ф.К. и др. О природе структурных инверсий полей пластовых давлений в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины // Изв. Ан КазССР. Сер. геол. 1990. № 1. С. 9–16.
28. Сегалович В.И., Волож Ю.А., Антипов М.П., Васильев О.А. Природа Северо-Каспийской гравитационной аномалии // Геотектоника. 2007. №3. С. 30–45.
29. Соборнов К.О. Перспективные направления поисков нефти и газа в России в контексте мировых трендов в геологоразведке // Нефтегазовая геология. Теория и практика. Т.11. № 1. Doi: https://doi.org/10.17353/2070-5379/4_2016
30. Соколов А.В. О первоочередных мерах повышения инвестиционной привлекательности нефтепоисковых работ в условиях энергоперехода // Георесурсы. 2021. Т.23. №3. С. 32–35. Doi: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.3.5>
31. Ступакова А.В., Суслова А.А., Сауткин Р.С., Большакова М.А., Санникова И.А., Агашева М.А., Катков Д.А., Пушкарева Д.А., Карпов Ю.А. Перспективы открытия новых месторождений в пределах арктического шельфа // Вести газовой науки. 2016. Т.28. № 4. С. 154–164.
32. Трофимук А.А. Проблемы развития газодобывающей промышленности СССР. — В кн.: *Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа*. — Под ред. В.С. Суркова, А.Э. Конторовича — Новосибирск: Наука, 1991. С. 6–14.
33. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Постникова И.С. Особенности строения и развития юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и Прикаспийской впадины в позднем докембрии—раннем палеозое // Геотектоника. 2020. № 5. С. 29–54. Doi: <https://doi.org/10.31857/S0016853X20050057>
34. Cao B., Bai G., Wang Y. More attention recommended for global deep reservoirs // Oil and Gas Journal (OGJ). 2013. Vol. 111. No. 9. P. 78–85.
35. Guo X., Hu D., Li Y., Duan J., Zhang X., Fan X., Duan H., Li W. Theoretical progress and key technologies of onshore ultra-deep oil/gas exploration // Engineering. 2019. No. 5. C. 458–470.
36. Hu W., Bao J., Hu B. Trend and progress in global oil and gas exploration // Petrol. Explor. Develop. 2013. Vol. 40. No. 4. P. 439–443.
37. Jiang X.W., Wang X.S., Wan L., and Ge S. An analytical study on stagnant points in nested flow systems in basins with depth-decaying hydraulic conductivity // Water Resources. 2011. No. 47. W01512. Doi: <https://doi.org/10.1029/2010WR00934P6>
38. Li W., Yu Z., Wang X., Yu Zh., Lu X., Feng Q. Formation mechanisms of deep and ultra-deep over pressure cap-rocks and their relationships with super-large gas fields in the petroliferous basins of China // Natur. Gas Industry. 2020. No. 7. P. 443–452.
39. Pang X.-Q., Jia C.-Z., Wang W.-Y. Petroleum geology features and research developments of hydrocarbon accumulation in deep petroliferous basins // Petrol. Sci. 2015. Vol. 12. P. 1–53. Doi: <https://doi.org/10.1007/s12182-015-0014-0>
40. Pang X., Jia C., Zhang K., Li M., Wang Y., Peng J., Li B., and Chen J. The dead line for oil and gas and implication for fossil resource prediction // Earth System Sci. Data. 2020. No. 12. P. 577–590. Doi: <https://doi.org/10.5194/essd-12-577-2020>

Geology and Hydrocarbon Potential of the Subsalt Deposits of the Astrakhan Arch in the Caspian Petroleum Province: Results of Comprehensive Study

Yu. A. Volozh^a, L. A. Abukova^{b, *}, M. P. Antipov^a, A. Yu. Komarov^c, O. I. Merkulov^d, I. S. Patina^a,
V. V. Rybalchenko^f, D. A. Soin^g, I. A. Titarenko^d

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia

^bOil and Gas Research Institute RAS (OGRI RAS), bld. 3, Gubkina str., 119333 Moscow, Russia

^cLLC "Gazprom-Dobycha-Astrakhan", bld. 30, Lenin str., 414000 Astrakhan, Astrakhan Region, Russia

^dPJSC "Nizhne-Volzhsky Research Institute of Geology and Geophysics", bld. 70, Moscovskaya str., 410012 Saratov, Russia

^fPJSC "Gazprom", bld. 2, Lakhtinsky prosp., m.o. Lakhta-Olgino, 197229 Saint Petersburg, Russia

^gPJSC "Gazprom VNIIGAZ", bld. 15, Proektiruemy pr. No. 5537, Settlement Razvilka, Lenin District, Moscow Region, 142717, Russia

*e-mail: abukova@ipng.ru

The article summarizes the results of the authors' work on the comprehensive substantiation of the geological, tectonic, and geofluid-dynamic conditions for generating and accumulation of hydrocarbons in the subsalt floor of the Astrakhan Arch inside the Caspian oil and gas Province.

We analyzed a significant amount of archival geological and geophysical data and materials such as (i) an array of regional seismic profiles; (ii) gravity and magnetic exploration data of different scales; (iii) results of deep drilling.

Specific seismic geological bodies that are capable of serving as oil and gas reservoirs have been identified. For the first time in creating the geological model of the Astrakhan Arch, its location within the autoclave hydrocarbon system of the subsalt floor of the Central subprovince of the Caspian oil and gas Province (within the Astrakhan-Jambay oil and gas accumulation zone) has been taken into account. This allowed the authors to substantiate the geofluid dynamic nature of the number of large non-structural-type oil and gas reservoirs boundaries. It is opening up new possibilities for predicting oil and gas fields, including those with low sulfur content. Several generation-accumulation mini-hotbeds have been identified on the Astrakhan Arch, and in three of them - reservoirs with increased probability of discovering oil and gas fields. The main result of the study is the refinement of the initial total geological resources of hydrocarbons of the Astrakhan Arch and adjacent areas.

Keywords: geology, tectonics, geofluidodynamic concept of hydrocarbon prospecting, Astrakhan arch, hydrocarbons, oil, gas, classical and autoclave hydrocarbon systems, non-structural traps

УДК 553.98

СТРОЕНИЕ СОЛЯНЫХ ДИАПИРОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАСЕЙНА И ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО ПРОГИБА ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2024 г. К. О. Соборнов^{1, 2, *}¹ООО «Северо-Уральская нефтегазовая компания»,

д. 14, ул. Оплеснина, 169313 Ухта, Республика Коми, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ),

д. 36, ш. Энтузиастов, 105118 Москва, Россия

*e-mail: Ksoborbov@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.05.2024 г.

После доработки 11.08.2024 г.

Принята в печать 11.09.2024 г.

Интерпретация региональных сейсмических профилей, характеризующих строение Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба до глубин 10–20 км, позволяет предполагать, что важную роль в строении этого региона играли соляные диапиры. Соляные диапиры имеют следующие признаки: (i) большая высота (до 5 км и более); (ii) сейсмическая прозрачность; (iii) наличие слоев роста на флангах предполагаемых соляных поднятий; (iv) существование систем радиальных разломов в перекрывающих отложениях; (v) изометричные формы поднятий; (vi) пониженные значения гравитационного поля. Соляные деформации объясняют происхождение широко распространенных кольцевых инверсионных структур в юрско-меловых отложениях. Такие кольцевые структуры возникали над долгоживущими соляными диапирами. Соли в них, вероятно, имеют раннепалеозойский возраст. Предполагается, что образование соляных толщ происходило на периферии Сибирской платформы. Западной границей зоны распространения соленосных отложений является зона Трансевразийского разлома, которая, вероятно, отделяла складчатые Уралы от Сибирской платформы и спаенных с ней тектонических блоков. Наличие соленосного палеозойского чехла на северо-востоке Западно-Сибирского бассейна и в Енисей-Хатангском прогибе способствовало формированию крупных залежей нефти и газа. Соляные криптодиапиры фокусировали миграцию углеводородов из глубокопогруженных, термически зрелых палеозойских отложений в юрско-меловой плитный чехол, что объясняет преобладание в этих районах залежей газа, а также — многопластовость месторождений.

Ключевые слова: Западно-Сибирский бассейн, Енисей-Хатангский прогиб, Трансевразийский разлом, соляные диапиры, кольцевые инверсионные структуры, нефтегазоносность, региональная сейсморазведка

DOI: 10.31857/S0016853X24050044, EDN: SPWYOP

ВВЕДЕНИЕ

Район исследования занимает северо-восточную часть Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангский прогиб (рис. 1).

Впервые соляной диапир в этом районе был обнаружен геологическим картированием в восточной части Енисей-Хатангского прогиба на п-ове Юрунг-Тумус в 1930 г. [22]. Вскоре в районе этого диапира было обнаружено нефтяное месторождение Нордвик. Это открытие стимулировало геологические исследования в Енисей-Хатангском прогибе.

В дальнейшем геологическим картированием было установлено наличие раннепалеозойских солей на северном обрамлении Енисей-Хатангского прогиба в горных районах п-ова Таймыр. Проведенные электроразведочные работы МТЗ показали, что соляные

структуры в этом районе не являются локальным явлением. Эти работы позволили выделить аномалии высокого сопротивления, свидетельствующие о существовании в складчатых районах п-ова Таймыр соляных диапиров [4]. На востоке Западно-Сибирского бассейна кембрийские соли были установлены бурением [21]. Эти соли принадлежат ареалу распространения раннекембрийских солей, покрывающих южную часть Сибирской платформы.

Приведенные данные о наличии палеозойских соленосных толщ в периферических частях Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба рассматривались как частные, экзотические явления, не имеющие существенного значения для глубинного строения этих прогибов. Во многом это было обусловлено тем обстоятельством, что основные запасы нефти и газа в их

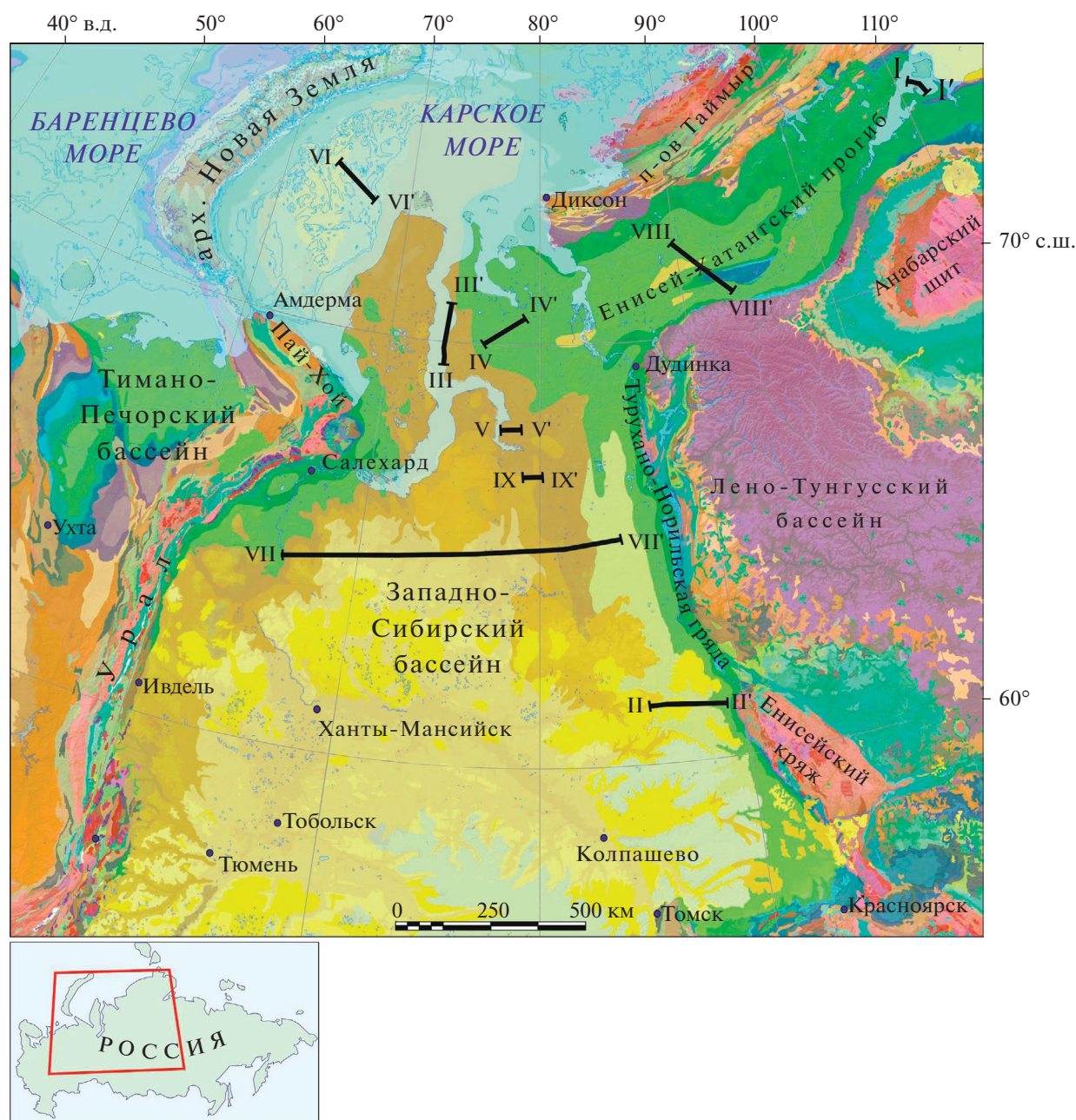


Рис. 1. Обзорная геологическая карта Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба (по данным [39], с изменениями и дополнениями).

Показано положение сейсмических разрезов I–I' – IX–IX'.

пределах сосредоточены в меловых и в меньшей степени – юрских отложениях [27, 29].

Именно эти отложения представляли основной поисковый интерес. Большинство нефтегазовых скважин было пробурено до глубин 2–3 км с целью их опоискования. Методы геофизических исследований, в первую очередь – сейсморазведки, были направлены на получение данных о строении перспективных интервалов в меловых и юр-

ских отложениях, залегающих главным образом на глубинах 2.0–4.0 км.

Глубокопогруженные доюрские осадочные толщи были изучены значительно меньше. Данные об их составе и строении фрагментарны. Это затрудняло интерпретацию глубинного строения Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба.

Существующие интерпретации опирались в основном на косвенные данные, а также общие

представления о геодинамике Северной Евразии [17, 29]. В региональных геологических интерпретациях диапиризм солей не рассматривался в качестве важного фактора структурного развития этих бассейнов.

За последние годы накопилось значительное количество сейсмических данных, характеризующих глубинное строение региона исследования [1, 5, 6, 10, 13, 28]. Интерпретация этих данных показывает, что соляные диапиры могут иметь значительное распространение в северо-восточной части Западно-Сибирского бассейна и в Енисей-Хатангском прогибе. На это указывают региональные сейсмические профили, позволяющие рассматривать строение доюрских отложений на глубинах до 10 км и более. Новое понимание строения северо-восточной части Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба позволяет предполагать, что соляные структуры оказали значительное влияние на их нефтегазоносность.

Целью настоящей статьи является анализ данных сейсморазведки, интерпретация которых свидетельствует о важной роли соляных криптодиапиров в строении региона исследования.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Западно-Сибирский бассейн и Енисей-Хатангский прогиб представляют собой внутриплитные осадочные бассейны, возникшие при растяжении и погружении коры суперконтинента Пангея. Этот суперконтинент возник в конце палеозоя, в его состав вошла большая часть континента Евразия [17, 29].

Начиная с юрского периода, Западно-Сибирский бассейн и Енисей-Хатангский прогиб представляют собой обширные зоны погружения, наложенные на гетерогенное основание, в состав которого входят периферические зоны Сибирской платформы, коллаж микроконтинентов, палеозойские складчатые пояса [18, 19, 20, 26, 29].

В строении палеозойских толщ, образующих эти структурные элементы широко распространены надвиговые и сдвиговые деформации. Их формирование было обусловлено многофазной палеозойской эволюцией Евразии, которая в основном определялась сближением и коллизией Восточно-Европейской и Сибирской континентальных плит [17, 26, 29, 38].

Сближение континентальных плит сопровождалось субдукцией океанической коры разделяющего их океанического пространства, аккрецией

островных дуг и микроконтинентов, расположенных между ними. В результате финальной коллизии в конце палеозоя возникла обширная складчатая область, которая в дальнейшем образовала гетерогенное основание Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба [17, 19, 29].

Западная часть Западно-Сибирского бассейна наложена на складчатое сооружение Урала, которое, полагаем, испытало постколлизийный коллапс в начале триаса. Свидетельством этого является протяженные триасовые прогибы, наложенные на палеозойское складчатое основание Западной Сибири [17, 19, 29, 39, 43]. Образование этих прогибов сопровождалось массовыми излияниями трапповых базальтов. Северная часть рассматриваемого района в значительной мере затронута поздне триасовой пай-хойской складчатостью [18, 26].

В юрское время произошла обширная трансгрессия, которая явилось началом формирования юрско-мелового эпиконтинентального осадочного чехла Западно-Сибирский бассейна и Енисей-Хатангского прогиба [19, 20, 36].

Юрско-меловые отложения представлены песчано-глинистыми отложениями, включающими угленосные толщи. Накопление этих отложений происходило как результат размыва прилегающих складчатых сооружений, обломочный материал которых переносился речными системами [20].

Монотонное погружение компенсированных эпиконтинентальных бассейнов было нарушено в конце юрского времени, когда произошло их резкое углубление, которое, вероятно, имело эвстатическую природу. В Западной Сибири это привело к формированию битуминозных сланцев баженовской свиты.

В неокомское время некомпенсированный осадочный бассейн был постепенно заполнен клиноформными толщами. Основным источником обломочного материала в неокоме являлась Сибирская платформа. Это обстоятельство согласуется с преимущественной проградацией клиноформных комплексов [11, 20, 32, 36, 43]:

- западной – в Западной Сибири и
- северной – в Енисей-Хатангском прогибе.

Оживлению эрозии и поступлению обломочного материала в неокоме способствовала складчатость в Верхоянском складчатом поясе [24, 26]. Эта складчатость провоцировала внутриплитные деформации, которые вызывали в рассматриваемых регионах реактивацию разломов палеозойского заложения [39].

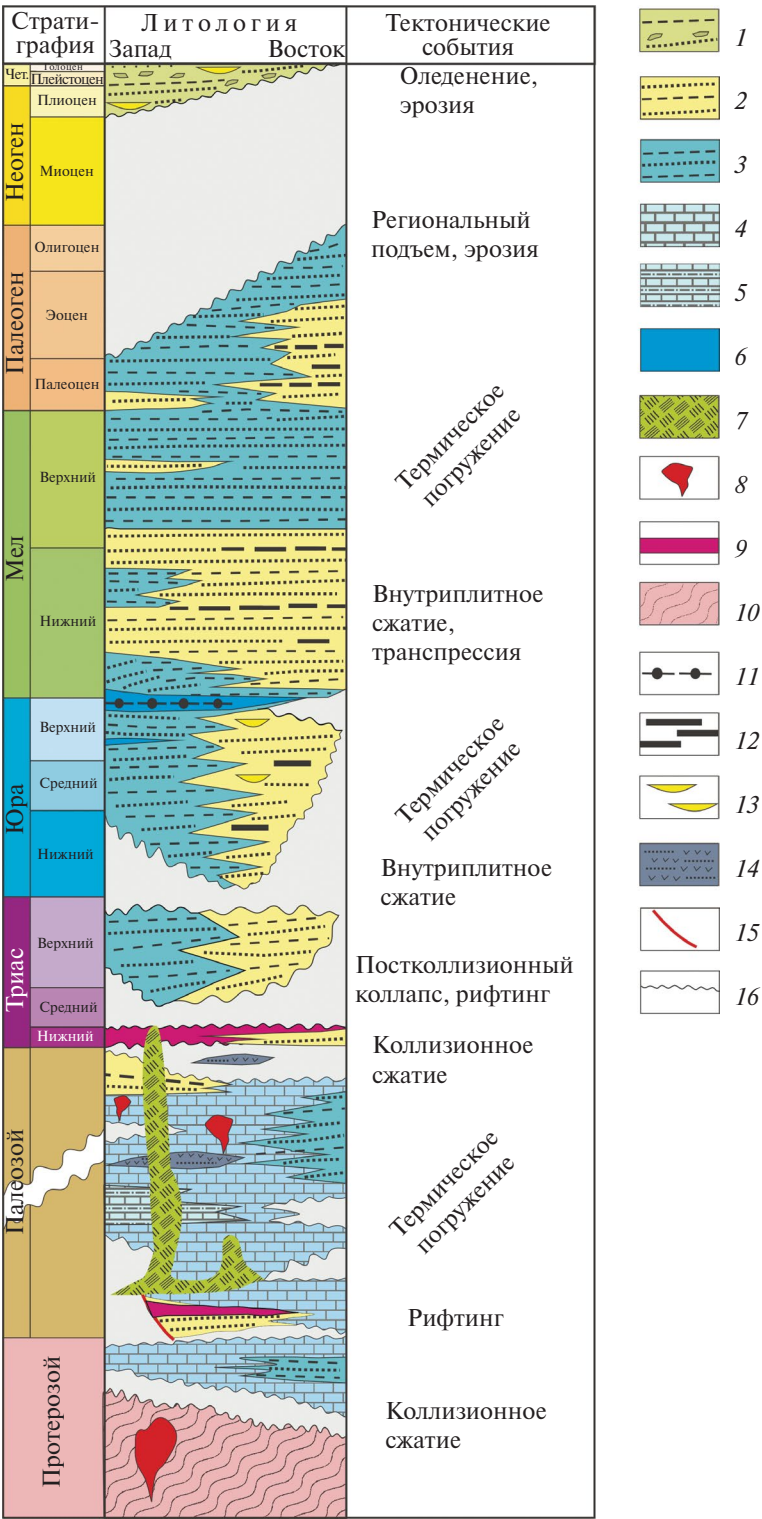


Рис. 2. Тектоностратиграфия осадочного чехла северной части Западно-Сибирского бассейна (по данным [11, 19, 20, 32], с изменениями и дополнениями).

1 – континентальные ледниковые, дельтовые и прибрежно-морские отложения;
2–5 – отложения: 2 – песчаные мелководные и аллювиальные, 3 – глинистые мелководного шельфа, 4 – морские карбонатные, 5 – сланцевые шельфовых впадин;
6 – переслаивание карбонатных и терригенных отложений; 7 – эвапориты; 8 – гранитные интрузии; 9 – трапповые базальты; 10 – метаморфизованные породы; 11 – битуминозные сланцы (бажениты); 12 – угли; 13–14 – отложения: 13 – русловые, 14 – вулканогенные; 15 – разлом; 16 – несогласие

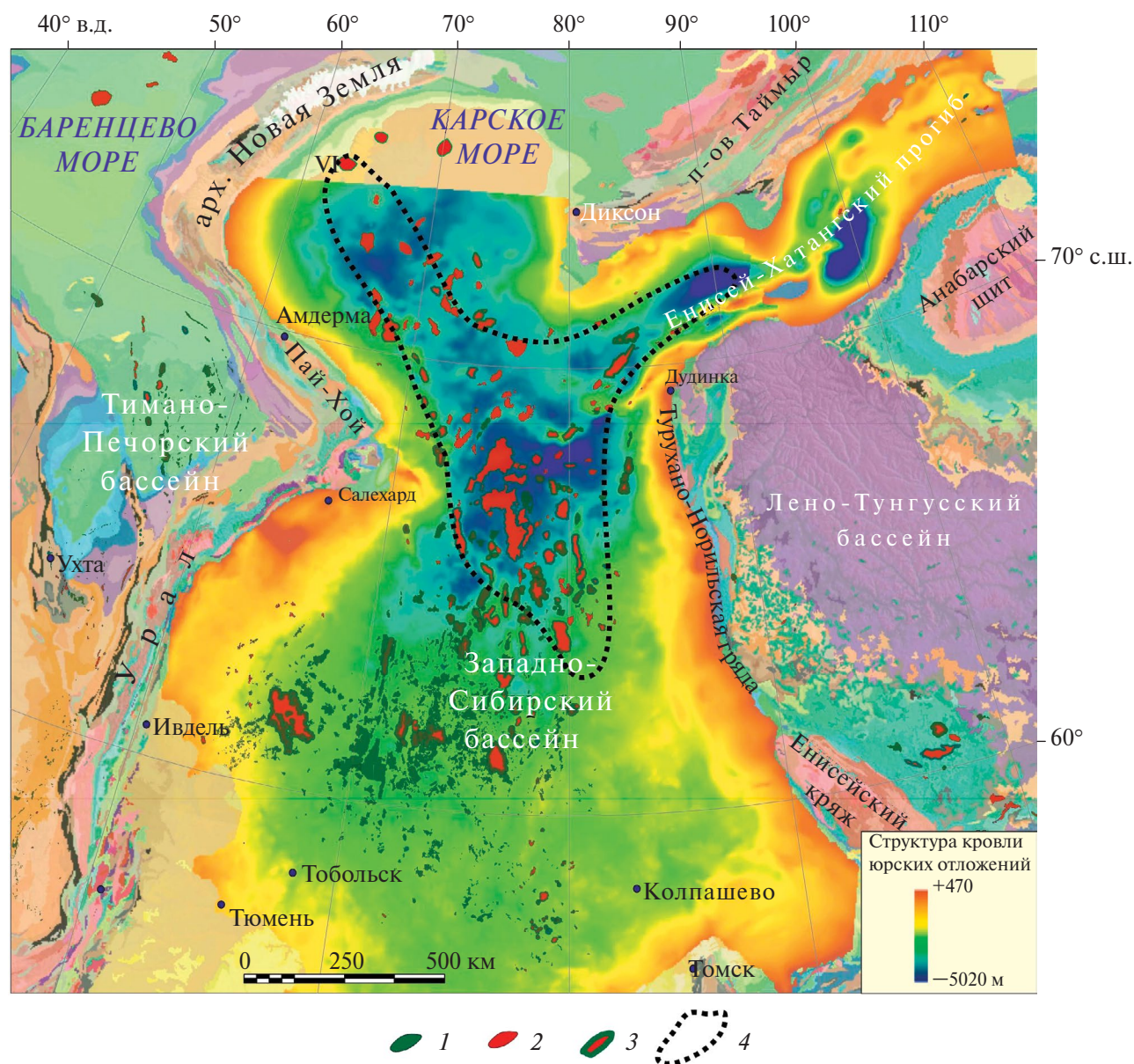


Рис. 3. Структурная карта кровли юрских отложений Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба на основе геологической карты (с использованием данных СНИИГИМС, СибНац, ВНИГНИ).

Показан (точечная линия черным) ареал развития кольцевых инверсионных соляных структур (по [15], с дополнениями).

1–3 – месторождения: 1 – нефти, 2 – газа, 3 – нефти и газа

В палеогене–неогене скорость погружения в Западной Сибири и Енисей-Хатангском прогибе резко снизилась. В это время Северная Евразия испытывала преимущественно восходящие движения, что, вероятно, обусловили [17, 29]:

- альпийская складчатость на юге;
- раскрытие Ледовитого океана на севере.

В конце кайнозоя похолодание климата привело к формированию ледниковых покровов и глубокому промерзанию верхней части осадочного чехла [2].

На севере региона исследования перемещение ледников привело к значительной эрозии осадочного чехла. Таяние ледникового покрова в новейшее время способствовало изостатическому подъему в рассматриваемых районах, реактивации разломов, формированию “газовых трубок” [2].

Тектоностратиграфия осадочного чехла северной части Западно-Сибирского бассейна представлена в схематическом виде (рис. 2).

Доюрские отложения вскрыты скважинами преимущественно в периферических частях Западно-Сибирского и Енисей-Хатангского бассейнов, где они залегают на доступных для бурения глубинах. Соответственно, представления о строении доюрского основания в осевых зонах Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба основаны на региональных моделях геодинамического развития и во многом условны [18, 29].

Структурный план Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба по поверхности юрских отложений приведен на рисунке 3, составленном на основе обобщения результатов исследований ряда ведущих исследовательских организаций (11, 13, 21, 25).

Западно-Сибирский бассейн достигает максимальных глубин погружения по юрской поверхности в северной части. Размещение месторождений нефти и газа в Западно-Сибирского бассейна показывает преимущественную газоносность его северных и северо-восточных районов. В южной части бассейна преобладают нефтяные месторождения.

Структурный план Енисей-Хатангского прогиба характеризуется более высокой структурной дифференцированностью, чем в Западной Сибири. Такая дифференцированность обусловлена развитием крупных зон продольных сдвиговых деформаций [13, 25, 41]. Особенностью строения Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба является широкое распространение своеобразных кольцевых инверсионных структур [1, 5, 6, 10, 12, 15]. В верхней части разреза им соответствуют антиклинальные структуры, которые подстилаются синклиналями. Показан ареал распространения этих структур в регионе исследования (см. рис.3).

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В основу исследований положены данные сейсмических и комплексных региональных геолого-геофизических работ в пределах Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба, проведенных ведущими исследовательскими организациями, к их числу относятся:

- производственные организации (АО «Росгеология» (г. Москва, Россия), АО «Башнефтегеофизика» (г. Уфа, Республика Башкортостан, Россия), АО «Геотек» (г. Москва, Россия));

- научно-исследовательские институты (АО «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (АО

«СНИИГИМС», г. Новосибирск, Россия), ФГУП Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГГ СО РАН, г.Новосибирск, Россия), ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ, г. Москва, Россия), НАО «Сибирский научно-аналитический центр (СИБНАЦ, г. Тюмень, Россия));

Основную ценность представляют данные, полученные в результате региональных сейсмических исследований, характеризующих строение рассматриваемого региона в интервале глубин 5–20 км.

Данные, представляющие интерес для изучения глубинного строения, были систематизированы и сведены в базу данных, в которую включены 50 тыс. км региональных сейсмических профилей 2D, данные интерпретации материалов глубокого бурения, электроразведки, потенциальных геофизических полей, геологические карты и материалы дистанционного зондирования.

В нашем исследовании широко были использованы данные, характеризующие различные особенности строения и развития рассматриваемого региона, а также освещающие региональную геодинамическую обстановку [3, 9, 11, 16, 17, 19, 25, 27–29, 32, 36, 43].

СОЛЯНЫЕ ДИАПИРЫ

Наиболее известный соляной диапир Енисей-Хатангского прогиба находится на п-ове Юрунг-Тумус в районе Хатангского залива. Поверхностные выходы нефти в районе этого диапира были обнаружены в 1933 г. [22]. Бурение, начатое в 1934 г., привело к открытию нефтяного месторождения Нордвик. Нефтепроявления различной интенсивности были установлены как на дневной поверхности, так и в скважинах в интервале от меловых до верхнедевонских отложений. Изученный диапир представляет собой высокорельефное поднятие, в своде которого обнажаются экструдированные соли и обломки разновозрастных вмещающих отложений.

Поле выходов дислоцированных палеозойских пород, включающих соли, в обнаженной части диапира составляет примерно 1×2.5 км.

Точные данные о возрасте солей этого диапира в настоящее время отсутствуют. Глубокие скважины, которые могли определить возраст соляных толщ в нормальном стратиграфическом залегании на основании возраста перекрывающих отложений, в данном районе также отсутствуют.

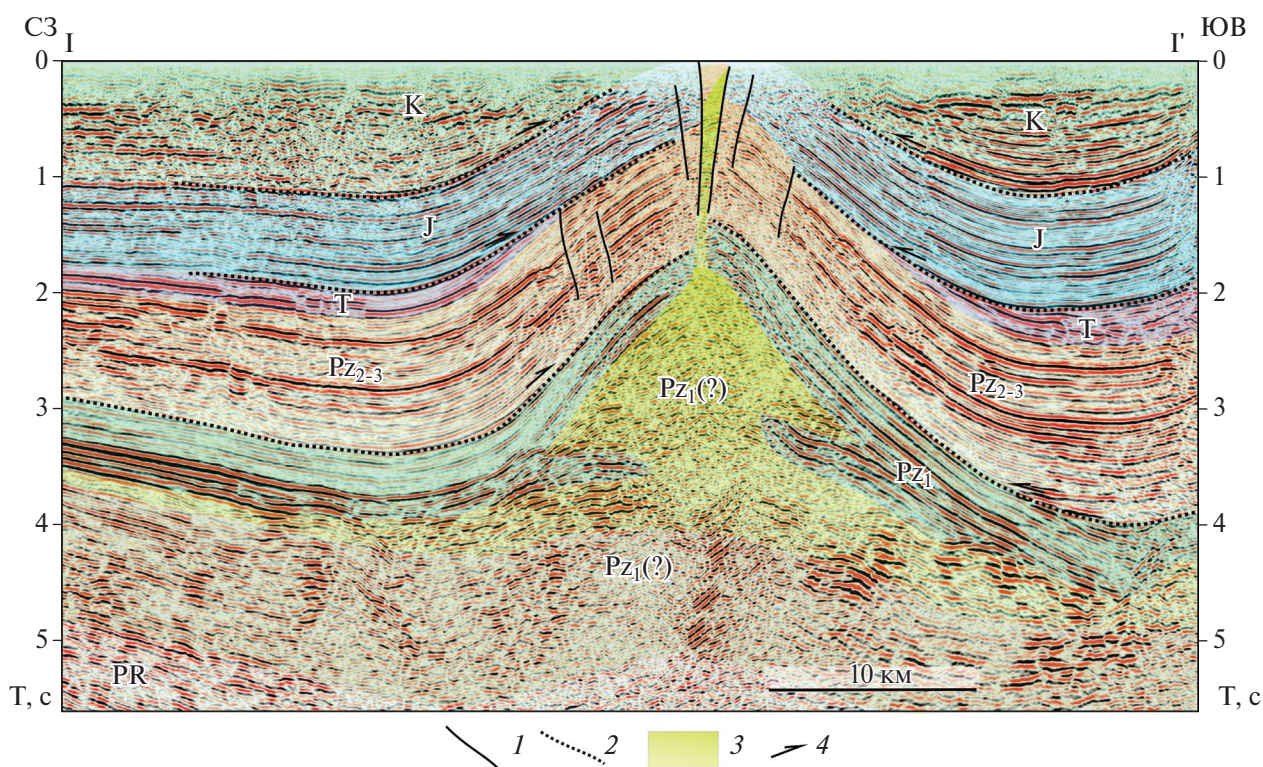


Рис. 4. Интерпретированный временной сейсмический разрез I–I' Хатангского залива вблизи п-ова Юрунг-Тумус (показано морское продолжение соляного диапира, с которым связано нефтяное месторождение Нордвик).

Положение разреза I–I' – см. рис. 1.

1 – разлом; 2 – несогласие; 3 – соли; 4 – сейсмическое налегание

В размытом своде диапировой структуры выявлены включения отложений, содержащих среднедевонскую фауну [22]. Учитывая способность соляных диапиров захватывать в процессе своего развития фрагменты разновозрастных вмещающих пород, прямое определение возраста соли на основе датировки аллохтонных включений не представляется возможным. Исходя из среднедевонского возраста отложений, выявленных в обломках пород в составе диапира, рядом исследователей предполагалось, что соль имеет девонский древний возраст.

Новые сейсмические данные позволяют более уверенно интерпретировать строение этого диапира. Представление о строении соляного диапира дает сейсмический разрез, проходящий в непосредственной близости от него в прилегающих водах Хатангского залива (рис. 4).

Диапир представляет собой крупное конусообразное поднятие, над которым выделяется узкий соляной шток, по которому соль была экструдирована на поверхность. Столбообразная форма штока, пронизывающего мезозойские отложения подтверждается данными бурения на Нордвикском месторождении [22]. Корреляция сейсмических го-

ризонтов свидетельствует в пользу более древнего – раннепалеозойского – возраста соли этого диапира, чем это предполагалось ранее. Последовательное утонение облекающих палеозойско–юрских отложений над соляным поднятием подтверждает его длительный рост, который начался в среднем палеозое.

Исходя из того, что соли прорывают юрские и меловые отложения, можно заключить, что экстразия соли из этого диапира на поверхность произошла в конце мела и/или в кайнозое.

В Западно-Сибирском бассейне соли достоверно установлены на территории западной части Красноярского края и прилегающих районов Томской области к западу от Енисейского кряжа. Здесь выявлено наличие зоны распространения солей нижнекембрийского возраста. Эти соли вскрыты скважинами 1-Лемок и 150-Аверинская [21]. Приведено сейсмическое выражение этих структур (рис. 5).

В этом районе выделяется соляные структуры, прорывающие палеозойские отложения и перекрывающиеся несогласно залегающим юрско–меловым чехлом.

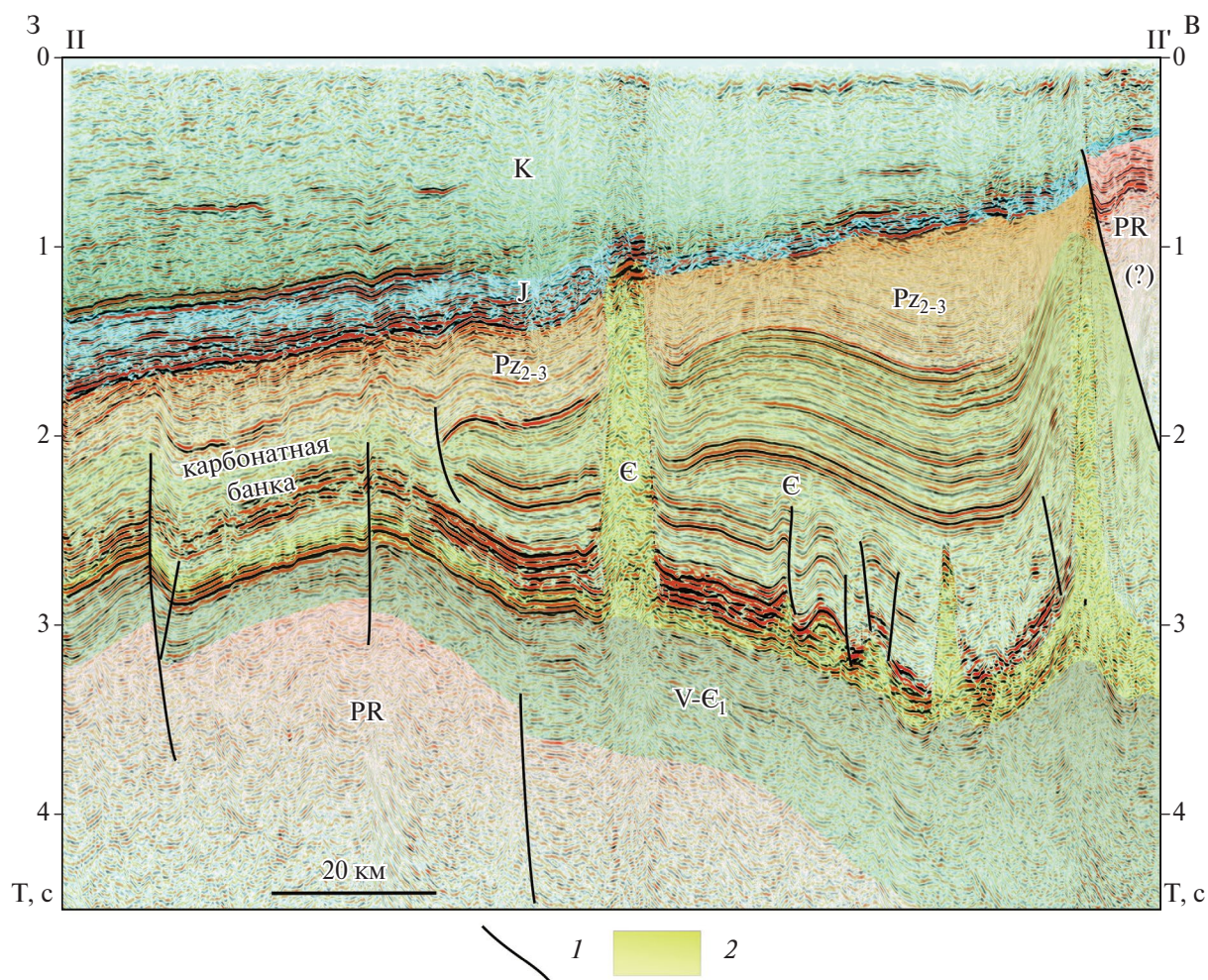


Рис. 5. Интерпретированный временной сейсмический разрез II–II' с выделением соляных диапиров, сложенного нижнекембрийскими солями в восточной части Западно-Сибирского бассейна.

Положение разреза II–II' – см. рис. 1.

1 – разлом; 2 – соли

Наиболее убедительной представляется крупная столбообразная диапировая структура в центральной части профиля. Эта структура находится в интервале 1–3 сек, ее высота составляет ~5.5 км (рис. 6).

Региональная сейсмическая интерпретация позволяет предполагать, что соли в этом районе приурочены к раннепалеозойской впадине, которая погружалась к востоку (в современных координатах). На западе эта соленосная впадина граничит с зоной палеошельфа, где эвапоритовые отложения либо отсутствуют или имеют небольшую толщину.

Вероятно, что кембрийские соленосные толщи в этом районе накапливались в обширном эпиконтинентальном бассейне, который охватывал значительную часть Сибирской платфор-

мы. Формирование Енисейского кряжа привело к тектоническому обособлению основной части платформы от ее погруженной западносибирской части.

СЕЙСМИЧЕСКОЕ ВЫРАЖЕНИЕ ГЛУБИННЫХ КРИПТОДИАПИРОВ

Интерпретация сейсмических данных, характеризующих строение разреза Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба, дает основание предполагать, что зоны соляных дислокаций в их пределах имеют широкое распространение. Сложность выявления диапиров была обусловлена тем, что в пределах этих районов развит мощный мезозойский чехол. Локально его толщина достигает 10–12 км.

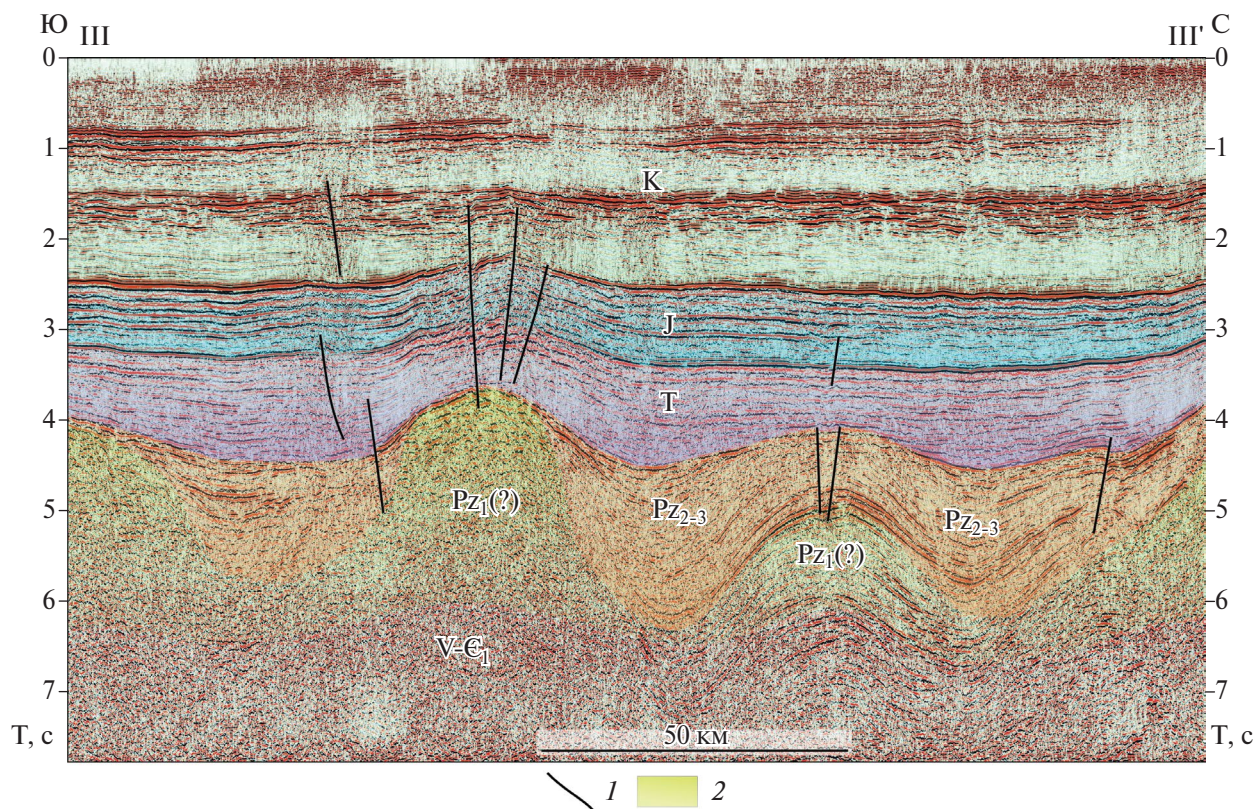


Рис. 6. Интерпретированный временной сейсмический разрез III–III' с выделением предполагаемых соляных диапиров, сложенного нижнепалеозойскими солями.

Положение разреза III–III' – см. рис. 1.

1 – разлом; 2 – соли

Соответственно, выявление соляных крипто-диапиров в нижележащих палеозойских слоях, стало возможным только при накоплении значительного количества региональных сейсмических данных, полученных с помощью мощных источников возбуждения сейсмических волн, широким выносом приемных линий и длиной записи не менее 6–10 сек. Эти данные позволяют получать геологически значимую информацию о строении нижних горизонтов осадочного чехла на глубинах до 20 км.

Особенно важными для изучения глубинного строения являются региональные разрезы, которые расположены в акваториальном продолжении Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба, а также заливах и в крупных реках. Это связано с более высокой информативностью данных, полученных в акваториях, по сравнению с данными, полученными на суше, что обусловлено преимуществами технологии морской сейсморазведки.

Признаки наличия криптодиапиров можно видеть на сейсмическом разрезе, пересекающем

Обскую губу (см. рис.6). На этом разрезе под мощным слабодислоцированным мезозойским чехлом отчетливо выделяются крупные изометричные складки, лишенных определенной вергентности, характерной для зон коллизионной складчатости (рис.7).

Эти складки расположены в интервале 4–7сек, что соответствует глубинам ~10–15 км. Наиболее контрастная антиклинальная структура (купол А) затрагивает не только доюрские отложения, но и деформирует перекрывающий юрско–меловой чехол. Вверх по разрезу выраженность антиклинальной структуры уменьшается.

Наиболее значимыми аргументами в пользу того, что поднятия в нижней части разреза образованы солями являются следующие.

- Выделяемые поднятия имеют большую амплитуду – до 5 км и более.
- Тело поднятий является сейсмически полупрозрачным, отражения прерывисты и хаотически ориентированы, что типично для соляных поднятий, лишенных протяженной внутренней слоистости.

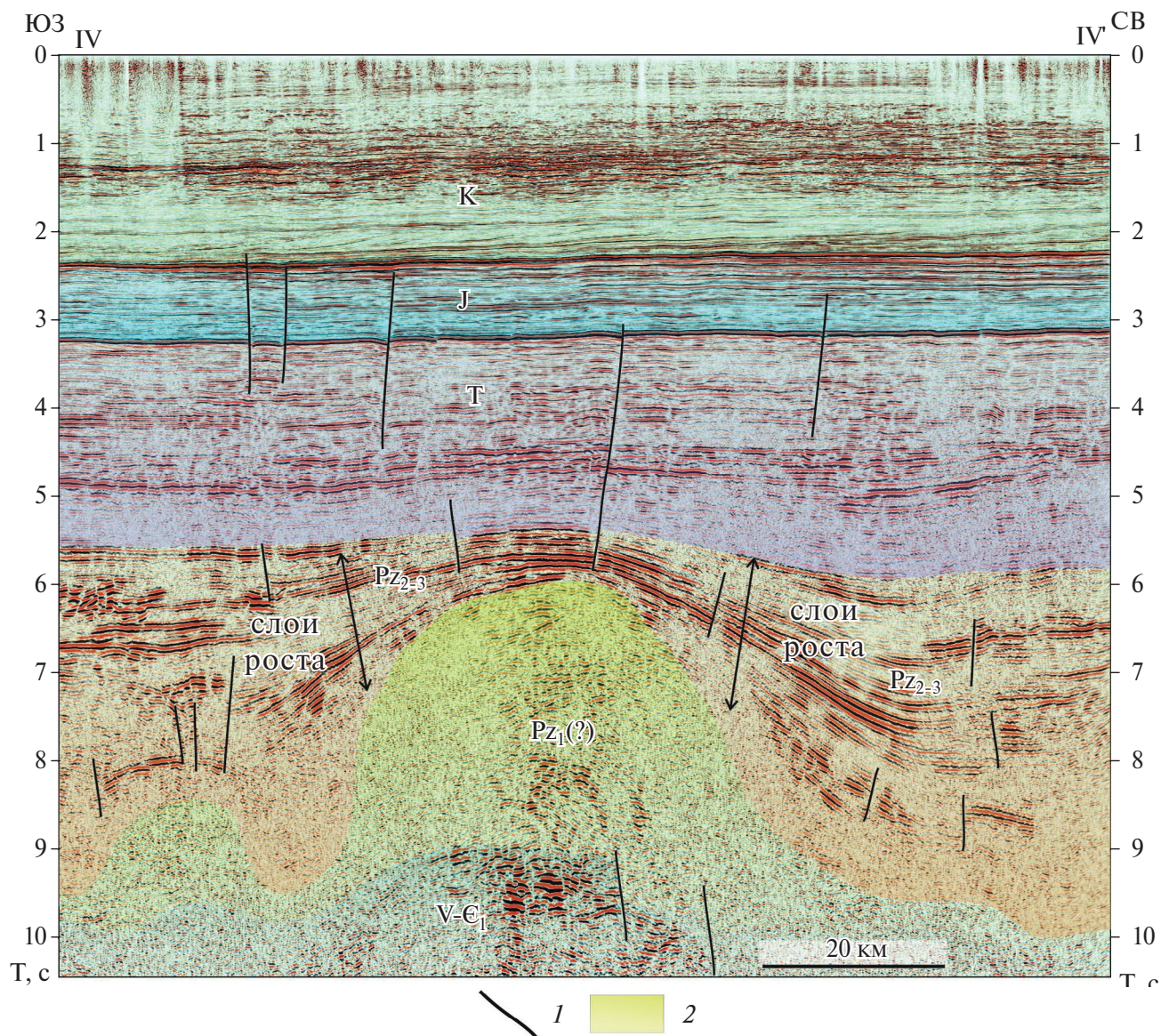


Рис. 7. Интерпретированный временной сейсмический разрез IV–IV' с выделением предполагаемого соляного диапира, сложенного нижнепалеозойскими солями.

Положение разреза IV–IV' – см. рис. 1.

1 – разлом; 2 – соли

- На крыльях этих структур отмечается сокращение толщины и выклинивания прилегающих отложений. Вариации толщин межселевых отложений представляют собой слои роста или галокинетические последовательности, которые фиксируют геохронологическую динамику роста соляных диапиров.

- Над наиболее контрастными соляными поднятиями выделяются системы радиальных разломов, которые затрагивают юрско–меловые отложения. Их существование свидетельствует о росте структур в мезозойское время.

- Данный район характеризуется умеренно отрицательными значениями гравитационного поля. Это свидетельствует о том, что наблюдаемые высококорельефные поднятия не являются горстами фундамента или поднятиями магматической природы.

Отмеченные черты строения соляных криптодиапиров отчетливо выражены на сейсмическом разрезе, пересекающем Гыданский полуостров (см. рис. 7).

Слои роста на флангах рассматриваемого соляного диапира расположены в интервале 6–8 сек, что соответствует глубинам ~12–17 км.

Наличие слоев роста или галокинетических последовательностей, а также разломов в юрско-меловых отложениях отличает соляные структуры от горстовых поднятий или внедрений магматических тел. Образование последних, как правило, связано с дискретными фазами тектонической активности. Для них не характерны наблюдаемые син-кинематические слои роста в широком стратиграфическом диапазоне и разломы в более молодых слоях.

При соляных деформациях, инверсия плотности соли по сравнению с перекрывающими отложениями, приводит к продолжительному росту диапиров. Подвижность соляных структур зависит от внешних геодинамических условий. Фазы ускоренного роста зачастую связаны с этапами растяжения и сжатия осадочного чехла, которые приводят к образованию разломов и активизации диапиризма [35].

Морфологически сходную с соляными диапирами складчатость могут создавать глиняные диапиры [35]. Однако глиняный диапиризм распространен, преимущественно, в зонах лавинного накопления высоко-обводненных глинистых осадков. Быстрое погружение осадков таких впадин затрудняет отток флюидов, что приводит к образованию зон аномальных пластовых давлений и формированию глиняных диапиров.

Такие структуры широко распространены во впадинах подобных Южно-Каспийскому осадочному бассейну. Осадконакопление в этом бассейне происходило в условиях стремительного погружения за счет массового поступления тонко-обломочного материала сносимого палео-Волгой и другими реками.

Подобные геологические условия не свойственны раннепалеозойским шельфовым бассейнам периферии Сибирской платформы. В палеозое эти районы находились в низких широтах, где происходило накопление, преимущественно, карбонатно-эвапоритовых осадков в обстановке мелководного теплого моря [23]. Следовательно, образование рассматриваемых глубинных поднятий за счет глиняного диапиризма крайне маловероятно.

КОЛЬЦЕВЫЕ ИНВЕРСИОННЫЕ СТРУКТУРЫ

Дополнительным своеобразным аргументом в пользу наличия соляных диапиров в палеозойских отложениях Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба является широкое распространение в их пределах субвертикальных

кольцевых инверсионных структур. Эти структуры в Западной Сибири впервые были установлены по данным сейсморазведки в 1980-х гг. [12]. В настоящее время выявлено около 60-ти таких структур [6]. Многие из них разбурены и содержат месторождения нефти и газа. Диаметр подобных структур достигает 10 км и более. Характерное сейсмическое выражение кольцевой инверсионной структуры этого типа можно видеть на примере Находкинского месторождения (рис. 8).

Кольцевые инверсионные структуры в верхней части меловых отложений представляют собой изометричные антиклинальные складки. Ниже в юрско-нижнеэокомских толщах им отвечают прогибы, нарушенные системами разломов. На сейсмических разрезах рельефность прогибов в нижних горизонтах мезозойских отложений увеличивается с глубиной. С наибольшей полнотой описание этих структур приведено в работах специалистов ОАО «Башнефтегеофизика» [1, 5, 6].

В некоторых изученных кольцевых структурах отмечается значительная изменчивость интервальных сейсмических скоростей, что в ряде случаев создает различия в морфологии этих структур во временной и глубинных областях [6]. Это влияет на морфологию этих образований, но, в большинстве случаев не изменяет их инверсионную структуру [5, 6]. В настоящее время не имеется общепринятого объяснения причин, порождающих формирование инверсионных кольцевых структур. По существующим представлениям формирование кольцевых структур связано с различными явлениями. К их числу относятся флюидалные потоки из глубинных слоев земной коры и мантии, дифференциальное уплотнение литологически разнородных отложений, комбинации разломных деформаций [5, 8, 10, 12, 15].

Рассматривая образование кольцевых инверсионных структур, отметим их определенную общность с субвертикальными зонами дезинтеграции слоистых толщ, перекрывающих карбонатно-эвапоритовые комплексы. Такие зоны известны в Волго-Уральском бассейне, Западно-Канадском бассейне, в бассейне Персидского залива, в некоторых бассейнах Китая и других районах мира [30, 33, 42, 44]. Имеющиеся данные показывают, что эти зоны есть в Западной Сибири [28].

Как правило, возникновение таких зон связано с карстованием глубокозалегающих карбонатных и эвапоритовых отложений под воздействием циркуляции агрессивных пластовых вод. При этом происходит сокращение объема породы за счет ее

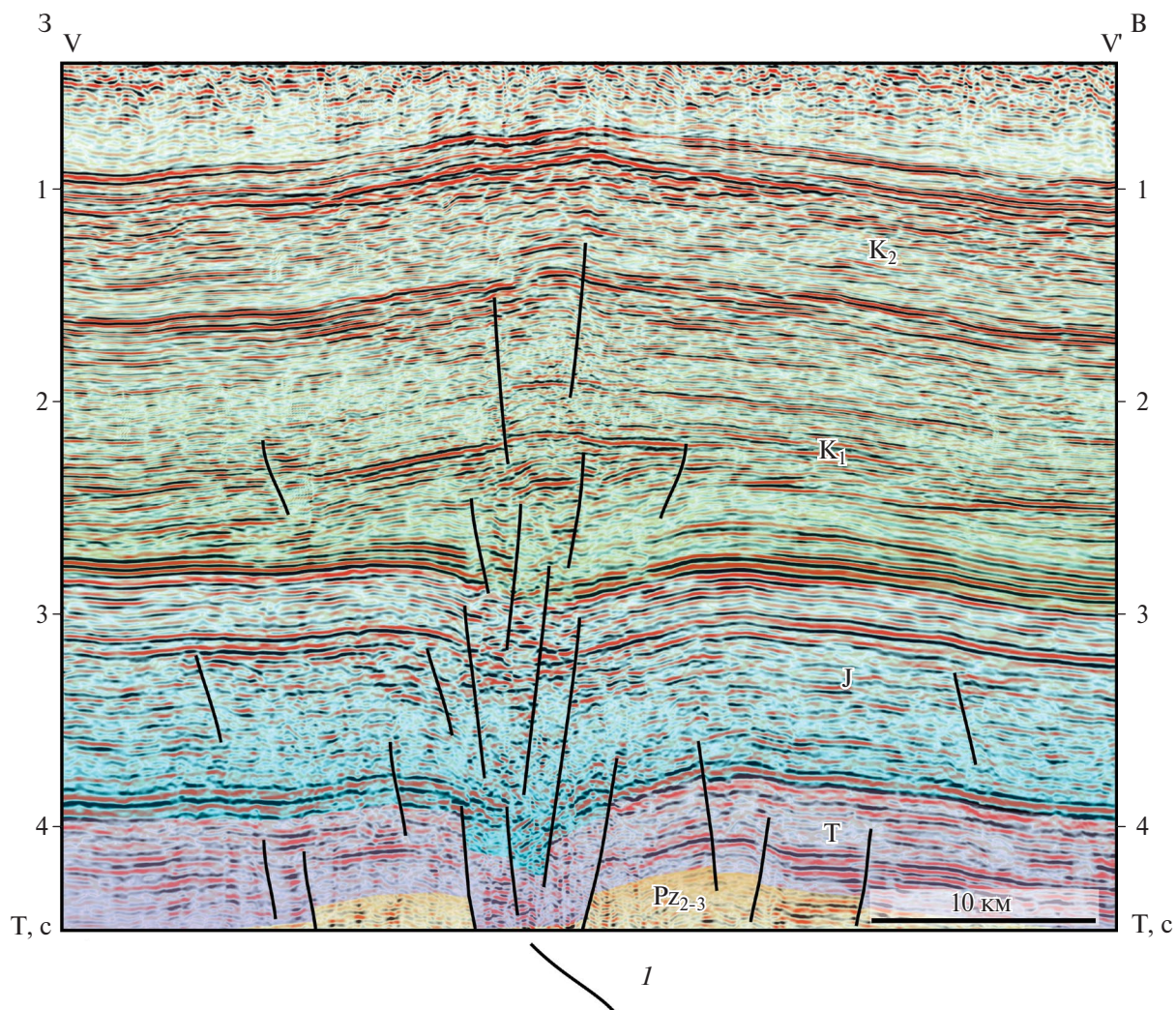


Рис. 8. Интерпретированный временной сейсмический разрез V–V' кольцевой инверсионной структуры Находкинского месторождения.

Положение разреза V–V' – см. рис. 1.

I – разлом

частичного растворения, а также доломитизации известняков. Представление о строении таких образований в Тимано-Печорском бассейне дают данные интерпретации сейсморазведки 3D (рис. 9).

Этот пример показывает существование зоны карстования визейско–нижнепермских отложений, перекрытых пермскими терригенными отложениями, в пределах гряды Чернышева Тимано-Печорского бассейна. Здесь карстованию в наибольшей степени подвержены карбонатно-ангидритовые отложения серпуховского яруса. На горизонтальном срезе сейсмического куба амплитуд в глубинной области зоне карстования отвечают кольцевые структуры, которые представляют собой карстовые воронки, диаметр наиболее крупных воронок достигает 2 км (см. рис. 9, а).

На разрезе показано сейсмическое выражение закарстованного интервала (см. рис. 9, б). В этом интервале резко изменяются толщины отложений серпуховского яруса, выделяются многочисленные внутриформационные разломы небольшой амплитуды.

Образцы керна из этих отложений содержат крупные каверновые пустоты, связанные с выщелачиванием. Над зоной карстования в перекрывающих отложениях существует прогиб (карстовая воронка), глубина которого составляет ~200 м. Выраженность этого прогиба сокращается вверх по разрезу. Это отражает постепенное затухание процесса карстования и проседания отложений над закарстованным интервалом разреза. Слои подстилающие интервал карстования залегают полого. Это

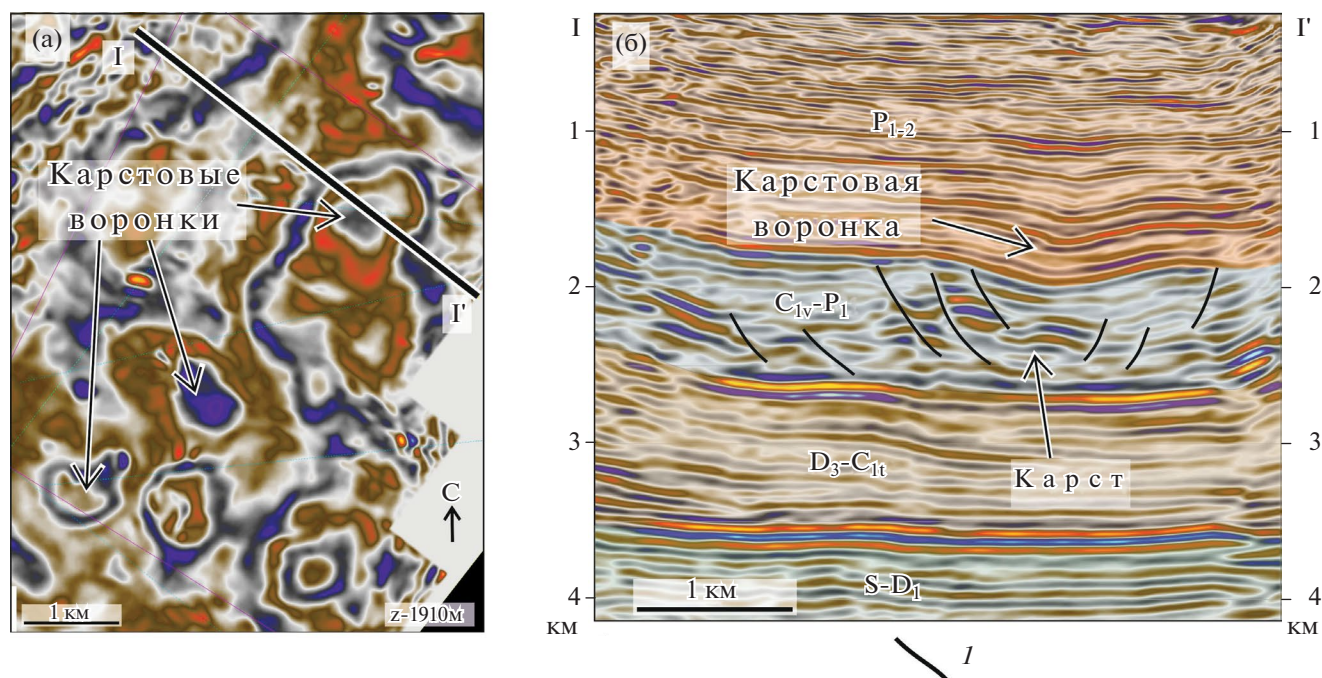


Рис. 9. Сейсмическое выражение зон карстования в визейско–нижнепермских отложениях Поварницкого поднятия Тимано-Печорского бассейна.

(а) – горизонтальный срез сейсмического куба амплитуд в глубинной области, демонстрирующий кольцевые карстовые воронки;

(б) – интерпретированный сейсмический разрез по линии I–I' через зону карстования. Данные 3D в глубинной области.

На (а) показано положение разреза I–I'.

I – разлом

свидетельствует о внутриформационном карстовом происхождении прогиба в пермских отложениях.

Карстование создает зоны обрушения в перекрывающих осадочных толщах. Это явление может объяснить происхождение зон погружения в нижней части мезозойского плитного чехла Западной Сибири. Однако оно не объясняет природу последующих инверсионных движений, которые приводят к образованию антиклиналей в меловых слоях. Кроме этого, зоны карстования карбонатов и эвапоритов создают многочисленные, но небольшие прогибы. Их размеры в поперечнике, как правило, не превышают 1–2 км. Однако инверсионные кольцевые структуры в рассматриваемом регионе на порядок крупнее – до 10 км в диаметре и более. Седоательно, образование карста может быть только частью более крупного и продолжительного процесса образования инверсионных кольцевых структур.

Интерпретация региональных сейсмических профилей с большой глубиной записи позволяет связывать кольцевые инверсионные структуры с палеозойскими криптодиапирами. На фрагменте

сейсмического регионального разреза, пересекающего северное продолжение Западно-Сибирского бассейна в Южно-Карской впадине, интерпретируется инверсионная кольцевая аномалия, которая подстилается крупным, предположительно, диапировым поднятием (рис. 10).

В обоснование диапировой природы поднятия в основании кольцевой инверсионной структуры заложены основные диагностические признаки этих структур:

- большая амплитуда поднятия;
- сейсмическая прозрачность тела диапира;
- слои роста на ее флангах;
- система радиальных разломов в перекрывающих отложениях;
- изометричная форма поднятий в плане;
- пониженные значения гравитационного поля.

Наличие инверсионной антиклинали в верхней части разреза объясняется развитием соляного диапира с переменной скоростью, что характерно для структур этого типа [35].

По-видимому, формирование инверсионной антиклинали обусловлено возобновившимися восхо-

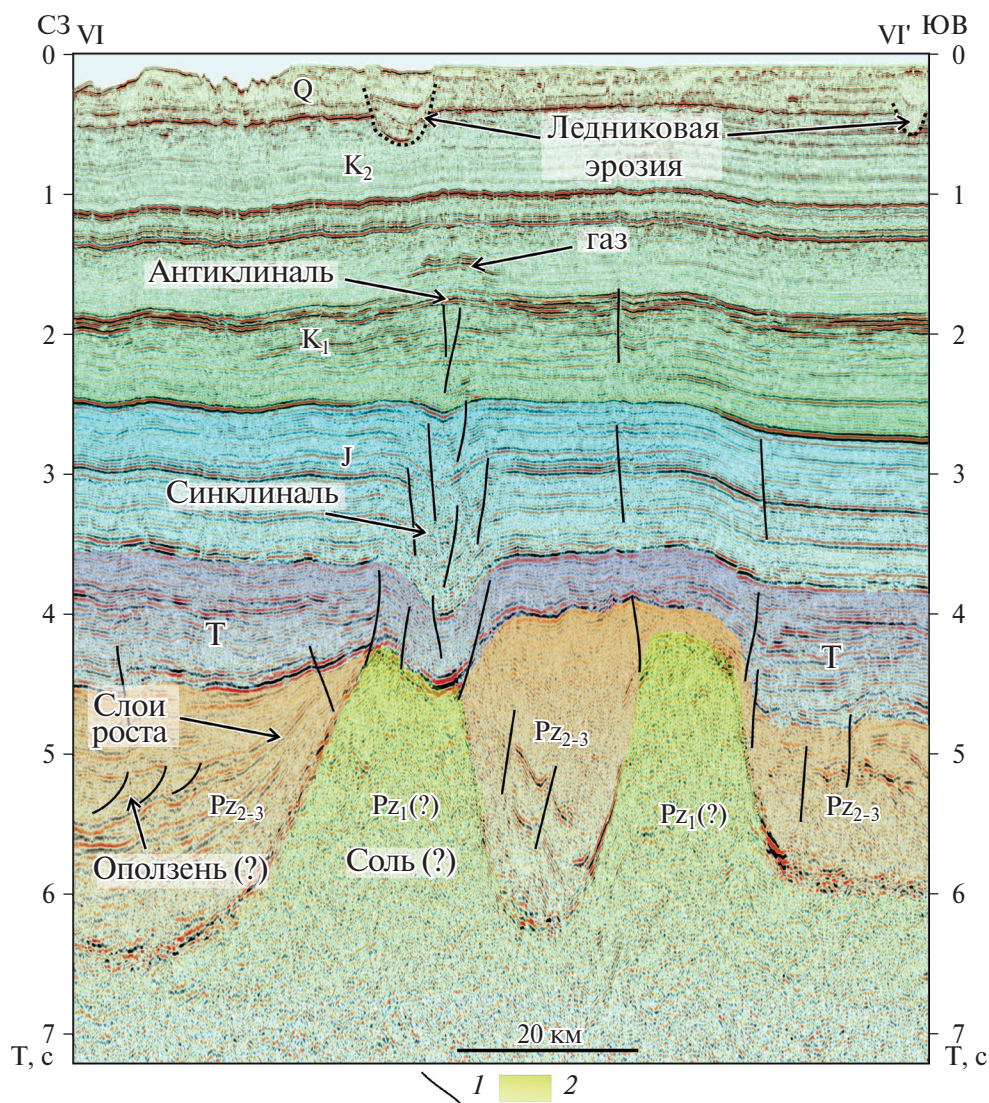


Рис. 10. Интерпретированный временной сейсмический разрез VI–VI', пересекающий кольцевую инверсионную структуру в акватории Карского моря, акваториальное продолжение Западно-Сибирского бассейна.

Положение разреза VI–VI' – см. рис. 1.

1 – разлом; 2 – соль

дьящими подвижками масс соли в мелу–кайнозой. Это произошло после образования синклинали в юрско–неокомском интервале плитного чехла.

Примером реактивации соляного диапира древнего заложения является диапир месторождения Нордвик (см. рис. 5). Вероятно, что рост диапиров, обеспечивавших их инверсионное развитие был усилен внутриплитными деформациями раннего мела и кайнозоя. Вызванный этими деформациями рост соляных диапиров привел к поднятию перекрывающих толщ.

Реконструкция формирования инверсионной кольцевой структуры предполагает продолжительное стадийное развитие (рис.11).

Предполагается, что после накопления палеозойских отложений, содержащих соленосную толщу (стадия А), бассейн осадконакопления подвергся растяжению в триасе (стадия Б) (см. рис. 11).

В пользу существования в триасе условий растяжения свидетельствует рифтогенез, происходивший в это время [19, 26]. Растяжение способствовало росту диапиров за счет перетока пластичных солей в зоны минимальных давлений, приуроченных к разломам сбросового типа – такой процесс формирования диапиров в зонах растяжения широко распространен во многих регионах мира [35].

Формирование диапиров в условиях рифтогенеза является аналогом рифтового процесса,

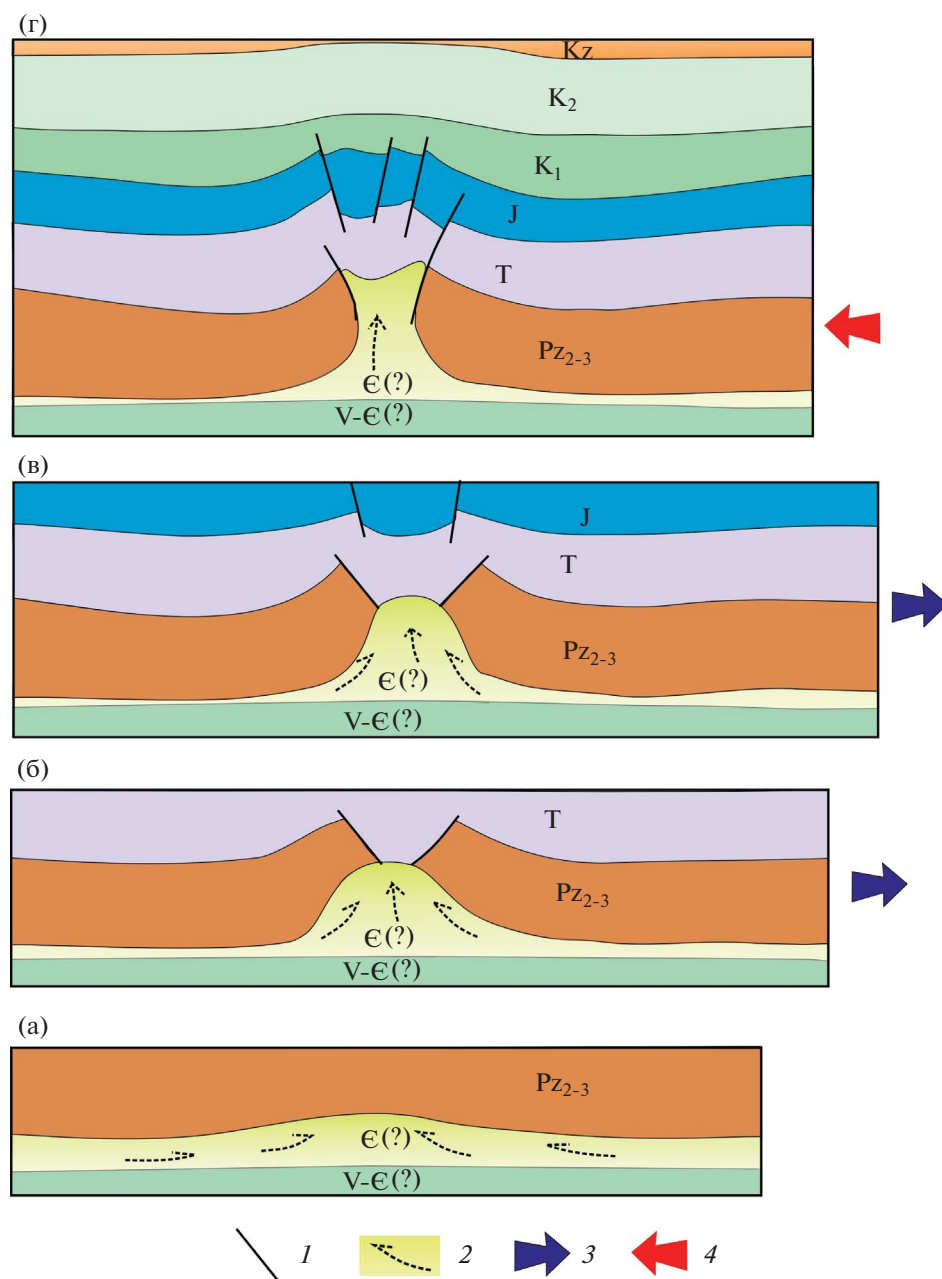


Рис. 11. Схема стадийности формирования инверсионной кольцевой структуры над соляным диапиром.

(а) — накопление солей;

(б) — рост соляного диапира и образования сводового грабена в условиях растяжения;

(в) — новая фаза роста диапира, продолжение развития сводового грабена;

(г) — структурная инверсия, формирование антиклинальной структуры над реактивированным диапиром в условиях сжатия.

1 — разлом; 2 — направления перемещения мобильных солей; 3 — растяжение;

4 — сжатие

вызванного подъемом магмы, в миниатюрном масштабе. Структурное отличие состоит в том, что соляные диапиры имеют преимущественно изометричные формы. В подобных условиях над соляным диапиром образуется прогиб, разбитый

радиальной системой разломов. Пример сейсмического выражения подобной структуры можно видеть на сейсмическом разрезе, расположенном в северо-восточной части Северо-Карского осадочного бассейна [14, 24] (рис.12).

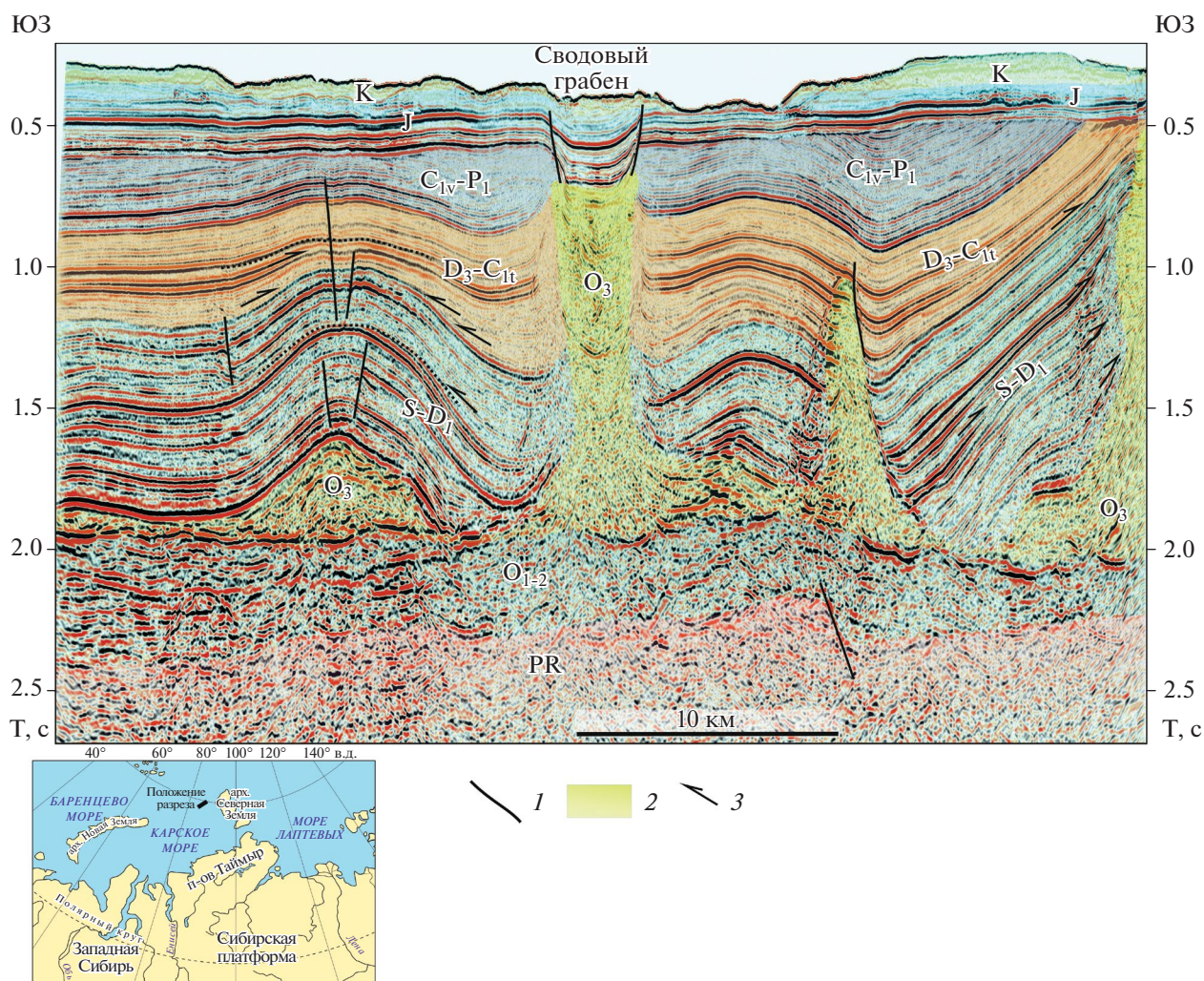


Рис. 12. Интерпретированный временной сейсмический разрез Северо-Карского бассейна с выделением соляных диапиров.

На врезке: показано положение разреза.

1 – разлом; 2 – соль; 3 – сейсмическое налегание

Структура растяжения (сводовый грабен) выделяется над крупным соляным диапиром в центральной части разреза. Возможно, что погружение сводового грабена могло быть дополнительно усилено растворением эвапоритов в приповерхностных условиях.

Последующий рост диапира в юрское время способствовал расширению сводового грабена над ним (см. рис. 11, стадия (в)).

В результате формировалась синклиналь, выраженная в юрских отложениях. Структурная инверсия, синхронная с верхоянской складчатостью в раннем мелу, вызвала внутриплитные деформации сжатия.

Это реактивировало рост диапира, способствовало экструзии соли и вызвало общий подъем

надсолевых отложений. Судя по строению известных инверсионных кольцевых структур, величина этого подъема не превышала глубину погружения на предыдущем этапе в триасе и юре. В результате влияния этих процессов в нижних горизонтах мезозойских отложений сохранилась остаточная синклинальная структура, в то время как над ней была сформирована куполообразная антиклиналь. Это определило наблюдаемое инверсионное строение кольцевой структуры (см. рис. 11, стадия (г)).

Некоторое дальнейшее усложнение структурного плана инверсионных структур могло быть связано с новейшим временем, когда произошло удаление ледниковой нагрузки. На сейсмическом разрезе Северо-Карского бассейна наблюдаются

крупные эрозионные врезы, вероятно, связанные с ледниковой эрозией (см. рис. 11).

Это способствовало образованию разломов и газовых трубок. Рост соляных структур в условиях удаления ледниковой нагрузки установлен в ряде районов мира [37].

Локализация кольцевых инверсионных структур над соляными диапирами могла быть дополнительно стимулирована повышенным тепловым потоком над ними, что обусловлено высокой теплопроводностью солей, что способствовало локальному росту давления и подвижности флюидов [35]. Интерпретация высокоинформативных сейсмических данных дает основание полагать, что в кольцевых инверсионных зонах присутствуют комплексы песчаных даек (песчаных инжективов) [39]. Активное перемещение флюидов вело к созданию зон аномально высоких пластовых давлений, что способствует образованию разломов и газовых трубок.

Таким образом, формирование кольцевых инверсионных структур получает приемлемое объяснение в рамках концепции, предполагающей существование в палеозойском разрезе северо-востока Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба соляных криптодиапиров. Основным условием формирования этих структур является многофазный рост соляных диапиров, отражающих изменение геодинамических условий развития исследуемого района. Принимая это объяснение, можно предположить, что область распространения этих структур указывает на ареал существования соляных диапиров в регионе исследования (см. рис.3).

ПОЛОЖЕНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ СОЛЯНЫХ ТОЛЩ В РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЕ

Интерпретация региональных сейсмических разрезов Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба показывает, что зоны распространения соляных криптодиапиров, вероятно, охватывают значительные площади (см. рис. 3).

К ним относятся северо-восточная часть Западно-Сибирского бассейна и осевая зона Енисей-Хатангского прогиба. В этих районах по сейсмическим данным выделяются высокоамплитудные изометричные и линейные поднятия, затрагивающие широкий стратиграфический диапазон палеозойско-мезозойских отложений. Пример таких структур показан на региональном разрезе Западно-Сибирского бассейна (рис. 13).

Зона предполагаемых соляных деформаций выделяется в центральной части разреза, соответствующей приосевой зоне Западно-Сибирского бассейна. В ее пределах отмечается повышенная структурная дифференциация осадочного чехла. Здесь распространены крупноамплитудные изометричные поднятия, выраженные как в доюрских, так и юрско-меловых отложениях. Они залегают в интервале глубин от 12 до 5 км. Эти структуры интерпретируются как возможные соляные криптодиапиры длительного развития (см. рис.13).

К востоку и западу от полосы развития соляных диапиров стиль деформаций осадочного чехла существенно меняется. Восточнее в направлении складчатого обрамления Сибирской платформы происходит пологое воздымание осадочного чехла. Здесь не выделяются крупноамплитудные складчатые структуры, подобные тем, которые выделяются в центральной части бассейна.

Предполагается, что глубинное строение этой части бассейна может определяться складчато-надвиговыми деформациями, затрагивающими протерозойско-палеозойские породы. Их структурным аналогом может служить Енисейский кряж. Вышележащие юрско-меловые отложения затронуты крутопадающими разломами, которые могли принадлежать к новой генерации деформаций, а также возникать за счет транспрессионной реактивации нарушений в подстилающих отложениях.

Западная часть регионального разреза соответствует области, в пределах которой юрско-меловой чехол перекрывает палеозойское складчатое основание. Оно является элементом океанического сектора Уральского складчатого пояса, который испытал глубокую эрозию и последующее погружение. Плитный юрско-меловой чехол в этой части бассейна лишен крупных складчатых деформаций. Здесь выделяются преимущественно субвертикальные разрывы небольшой амплитуды, вызванные внутриплитными деформациями (см. рис.13).

В Енисей-Хатангском прогибе наличие соляных деформаций достоверно установлено на полуострове Нордвик (см. рис. 4).

Интерпретация региональных сейсмических данных, характеризующих строение этого прогиба, показывает, что основным фактором формирования современного структурного плана осадочного чехла явилась комбинация транспрессионных и инверсионных движений. Эти движения сформировали систему валообразных поднятий, протягивающихся вдоль приосевой части прогиба (рис.14).

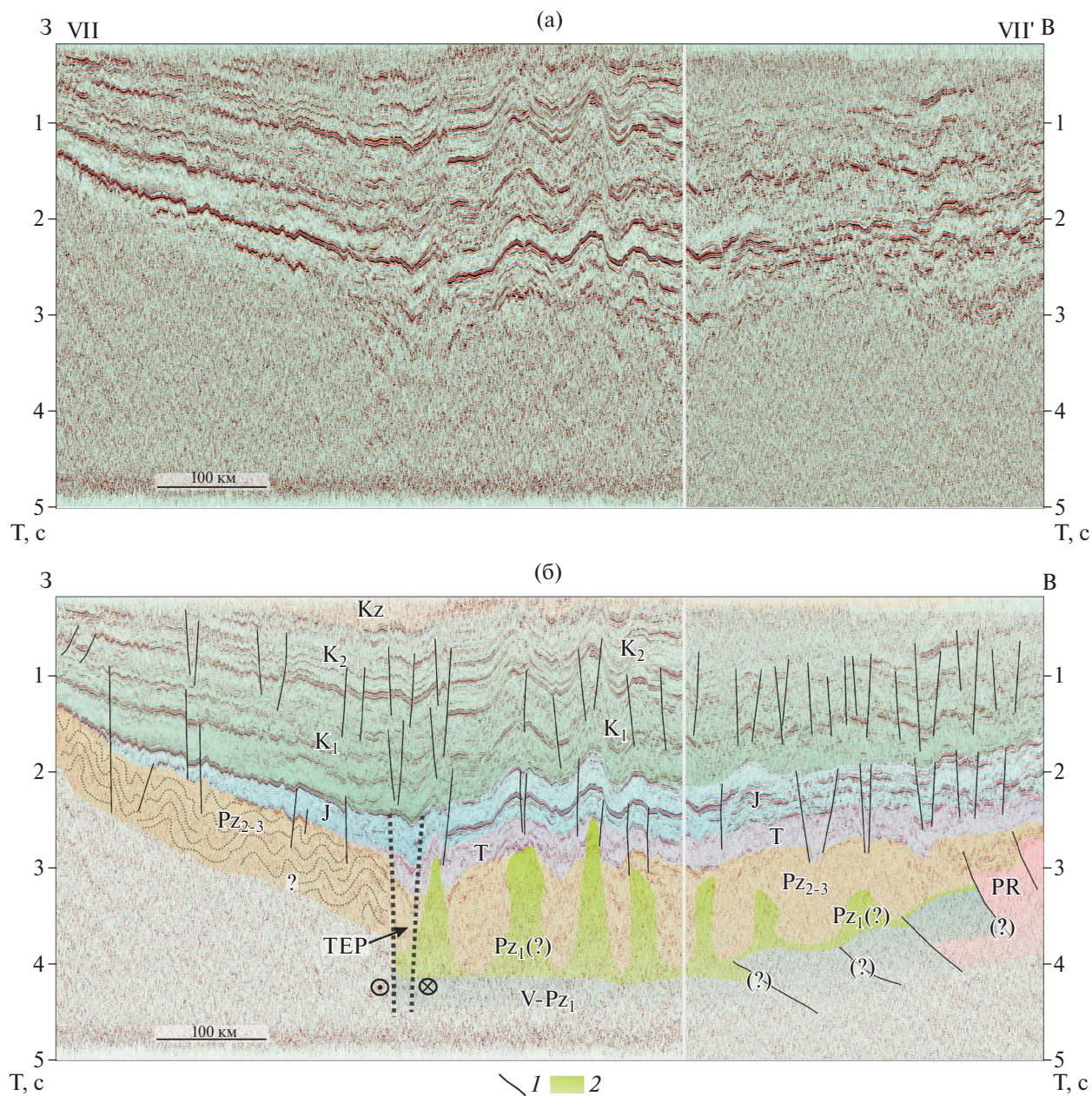


Рис. 13. Временной сейсмический разрез VII–VII' Западно-Сибирского бассейна (региональный профиль 22) (а); разрез VII–VII' с геологической интерпретацией (б).

На (б): показана (желтым) зона развития предполагаемых соляных структур в палеозойских отложениях.

Обозначено: ТЕР – Трансевразийский левосторонний разлом.

Положение разреза VII–VII' – см. рис. 1.

1 – разлом; 2 – соль

Основным механизмом складчатости здесь являлась транспрессионная инверсия листрических сбросов, которая происходила в несколько этапов [26, 40]. Последовательность этих этапов фиксируются угловыми несогласиями в разрезе мезозойских и подошве кайнозойских отложений. Структурная инверсия в условиях сжатия началась позднем

триасе и продолжилась в раннем мелу и кайнозое. По-видимому, соляные деформации в Енисей-Хатангском прогибе имеют второстепенное значение, осложняя строение инверсионных валов. К ним приурочены локальные высокорельефные складки и зоны сосредоточения разрывных деформаций в мезозойской части осадочного чехла.

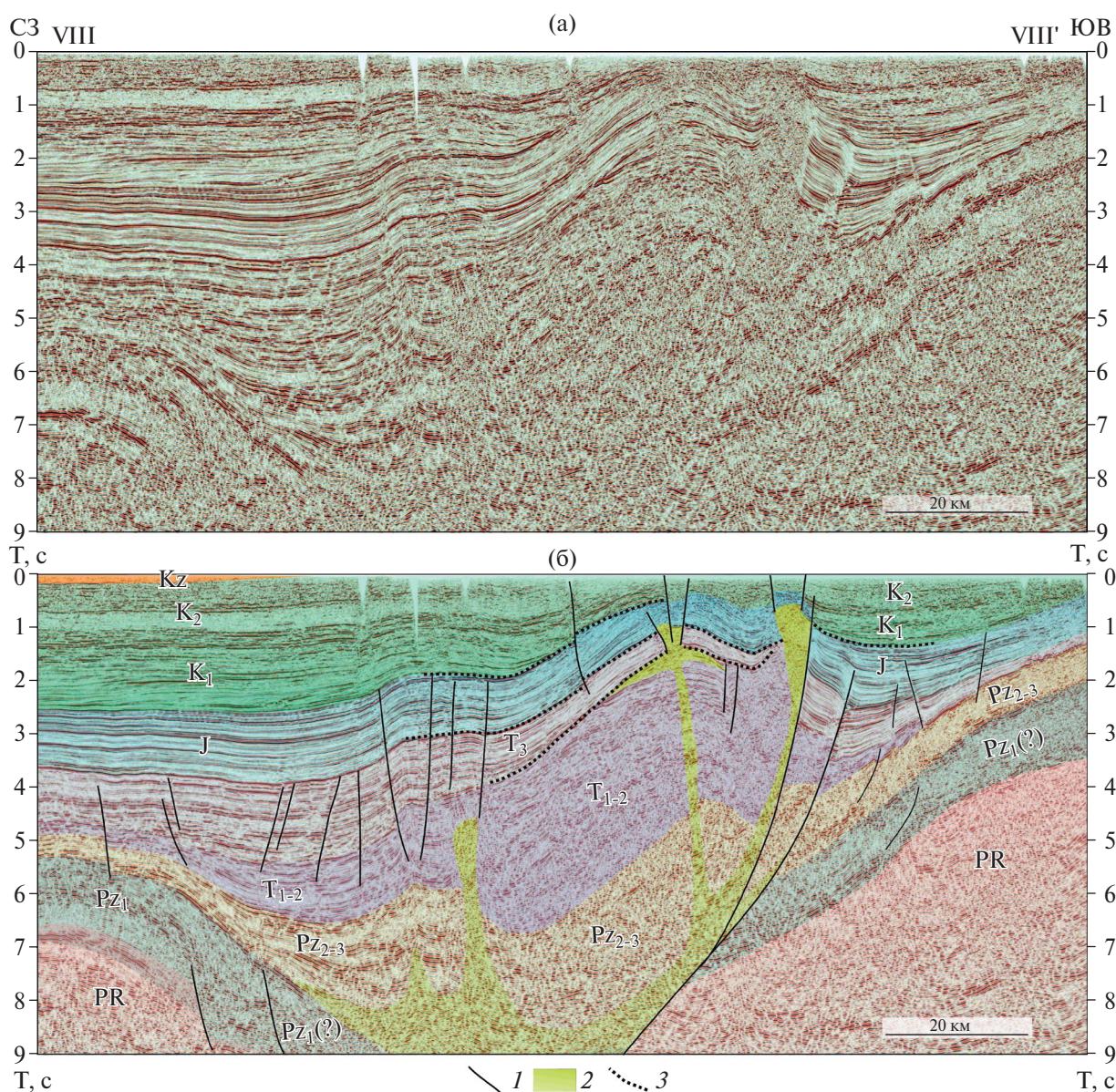


Рис. 14. Временной сейсмический разрез VIII–VIII' Енисей-Хатангского прогиба в зоне Рассохинского вала (а); разрез VIII–VIII' с геологической интерпретацией (б).

Положение разреза VIII–VIII' – см. рис. 1.

1 – разлом; 2 – соли; 3 – несогласие

Как показывает строение соляного диапира на полуострове Нордвик, соляные диапиры могли формироваться уже в середине палеозоя (см. рис. 3).

На это указывает появление слоев роста на крыльях соляного поднятия. В условиях сжатия и структурной инверсии соляные структуры были трансформированы узкие диапиры переменной высоты. Деформации в зонах инверсированных разломов показывают, что разломы могли служить путями перемещения солей. По некоторым из них происходила экструзия соли на поверхность (см. рис. 4).

Вероятным структурным аналогом Енисей-Хатангского прогиба является Днепровско-Донецкая впадина, в пределах которой соль играет сходную структурную роль [7].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интерпретация современных геолого-геофизических данных предполагает, что соляные деформации являются важным элементом строения и развития северо-востока Западно-Сибирского

бассейна и Енисей-Хатангского прогиба. Проведенная нами новая интерпретация глубинного строения рассматриваемого региона позволяет детализировать представления о региональном строении и нефтегазоносности этих регионов.

Региональная структура

Рассматривая распространение зон вероятных соляных деформаций в региональном структурном контексте, можно предположить, что образующие их соли накапливались на западной и северной окраинах Сибирской платформы (в современных координатах). Широкое распространение кембрийских солей в ее пределах дает основание считать, что этот же возраст могут иметь выделяемые западносибирские соли.

Это предположение согласуется с данными сейсмической интерпретации, но, принимая во внимание низкую изученность региона, оно не является однозначным. Не исключена вероятность того, что в различных районах окраины Сибирской платформы могли существовать ареалы развития солей разных возрастов.

Принимая во внимание наличие солей верхнеордовикского возраста в северо-восточной части Тимано-Печорского бассейна и Карском море, можно принять альтернативную точку зрения, согласно которой соли рассматриваемого региона тоже имеют верхнеордовикский возраст (см. рис. 12). При этом они могли образовывать единый рифтовый соляной бассейн, который разделен за счет последующего раскрытия Уральского океана.

В пределах Западно-Сибирского бассейна внешняя граница зоны распространения соленосных деформаций, вероятно, ограничивается Трансевразийским разломом. Этот разлом возник в позднем палеозое в ходе формирования суперконтинента Пангея [17, 26]. Эта разломная зона выражена в потенциальных геофизических полях. Она выделялась разными исследователями на основе анализа структурного развития региона [25, 26, 34]. Новые сейсмические данные дают основание полагать, что частью этой зоны является Байдарацкий разлом, в зоне которого предполагаются соляные деформации (Верхнереченский вал).

Причиной образования Трансевразийского разлома являлось взаимное косоориентированное перемещение сближающихся Восточно-Европейской и Сибирской континентальных плит в позднем палеозое (рис.15).

Наиболее выразительным проявлением деформаций вдоль этой разломной системы является коленообразный излом структурного тренда Урала—Новая Земля в районе Пай-Хоя [26, 31]. Вдоль этого разлома структуры, связанные с Сибирской платформой на востоке, граничат с коллажем дислоцированных островных дуг и микроконтинентов аккретированных к Восточно-Европейской платформе в ходе развития уральского складчатого пояса.

Деформации в зоне Трансевразийского разлома продолжали влиять на структурно-седиментационное развитие Западно-Сибирского бассейна в мезозое. Это, в частности, проявилось в фациальной зональности юрско—меловых отложений. В качестве примера приведена схематическая карта седиментационных обстановок волжского века (рис.16).

В это время в Западно-Сибирском бассейне накапливались битуминозные осадки баженовской свиты, представляющие собой основную нефтегазоматеринскую породу. Зоне Трансевразийского разлома отвечает отчетливая граница в размещении фациальных зон осадков этого стратиграфического интервала.

Данные сейсмических исследований показывают, что зона Трансевразийского разлома испытывала структурную реактивацию в меловое и кайнозойское время. На это указывает широкое распространение сдвиговых деформаций. Они выражены по данным сейсморазведки 3D в виде характерных зон развития эшелонированных кулисообразных нарушений преимущественно северо-западного простирания [13, 25, 39].

Судя по фазовому составу месторождений, Трансевразийский разлом разделяет Западно-Сибирский бассейн на преимущественную газоносную область в его северо-восточной части, и нефтеносную область — в юго-западной части бассейна (см. рис. 3).

Влияние соляных структур на нефтегазоносность

Наличие мощных палеозойских осадочных толщ на обширных площадях Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба позволяет присоединиться к мнению исследователей, которые считают, что эти отложения могли вносить значительный вклад в нефтегазообразование в их пределах [16, 27]. Морфология и геодинамика диапиризма могла влиять на пути

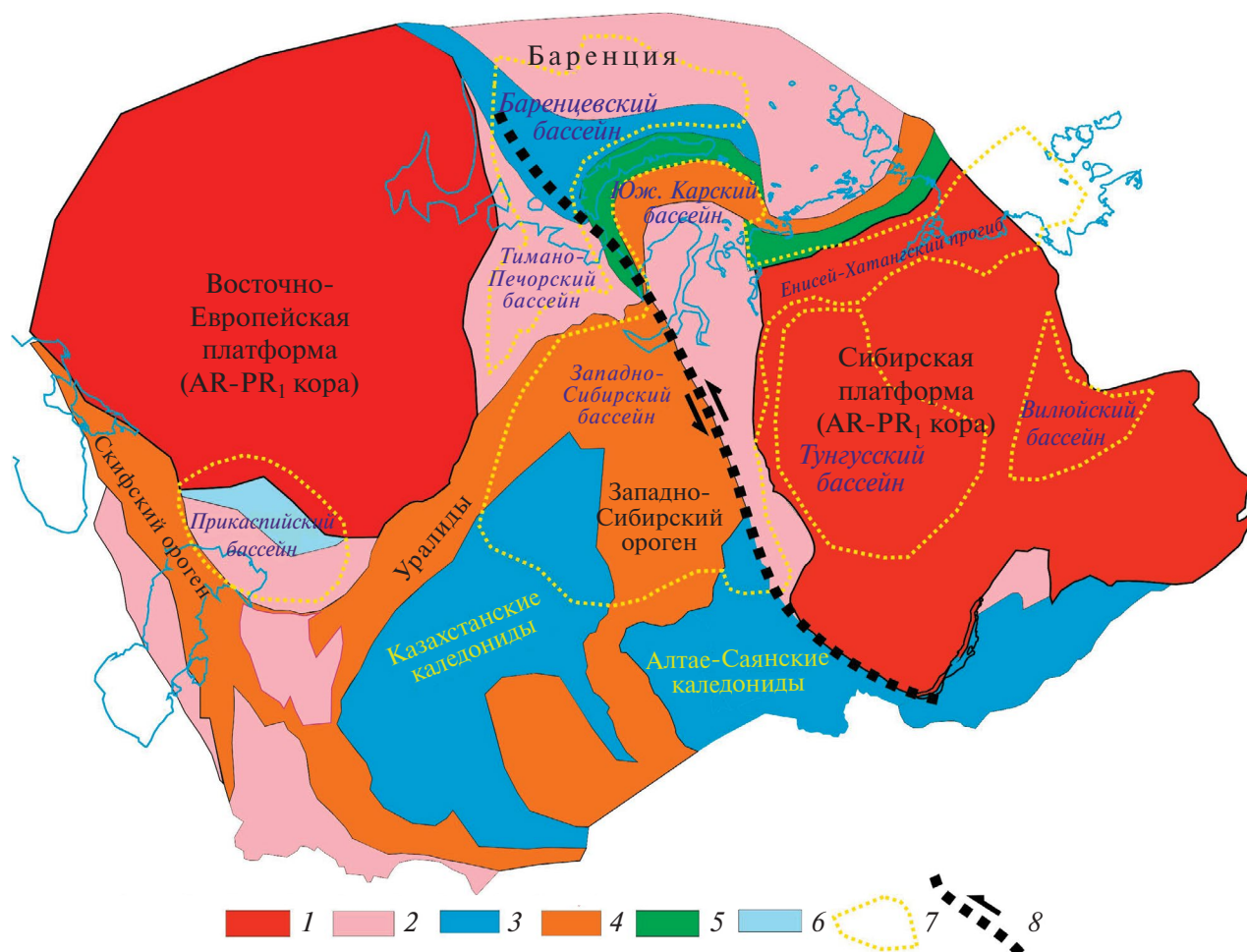


Рис. 15. Структурная схема центральной Евразии для конца пермского периода (по данным [41], с дополнениями).

1–5 – кора: 1 – протерозойская, 2 – неопротерозойская, 3 – кембрийско–среднедевонская, 4 – позднепалеозойская, 5 – девонская океаническая Прикаспийского бассейна; 6 – раннепалеозойские складчатые пояса; 7 – границы осадочных бассейнов; 8 – Трансевразийский разлом

миграции нефти и газа, фокусируя их потоки в зонах соляных поднятий.

Областям предполагаемого развития соляных диапиров Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба отвечают зоны преимущественной газоносности. Это вполне согласуется с тем, что палеозойские отложения соленосных впадин в этих районах достигли высокой степени термического преобразования, что привело к преимущественному газообразованию.

На вероятную связь глубинных криптодиапиров и нефтегазовых месторождений рассматриваемого района указывает высокая продуктивность кольцевых инверсионных структур. Интерпретированный сейсмический разрез уникального Заполярного газового месторождения показывает предполагаемый глубинный криптодиапир, над

которым в сеноманских отложениях находится крупная залежь газа (см. рис. 17). С залежью газа связана сейсмическая амплитудная аномалия (амплитуда 1.1–1.2 сек).

Особенностью зон распространения вероятных соляных структур является продуктивность в широком стратиграфическом диапазоне и многозалежность месторождений. Например, на Мессояхском месторождении установлена продуктивность 29 интервалов в юрско–меловом разрезе [28]. Это контрастирует с основными нефтегазоносными районами Центрального Приобья Западной Сибири, где нефтеносность приурочена к сравнительно узкому стратиграфическому интервалу неокома. Многопластовость месторождений, вероятно, отражает большой объем поступления нефти и газа из погруженных палеозойских толщ.

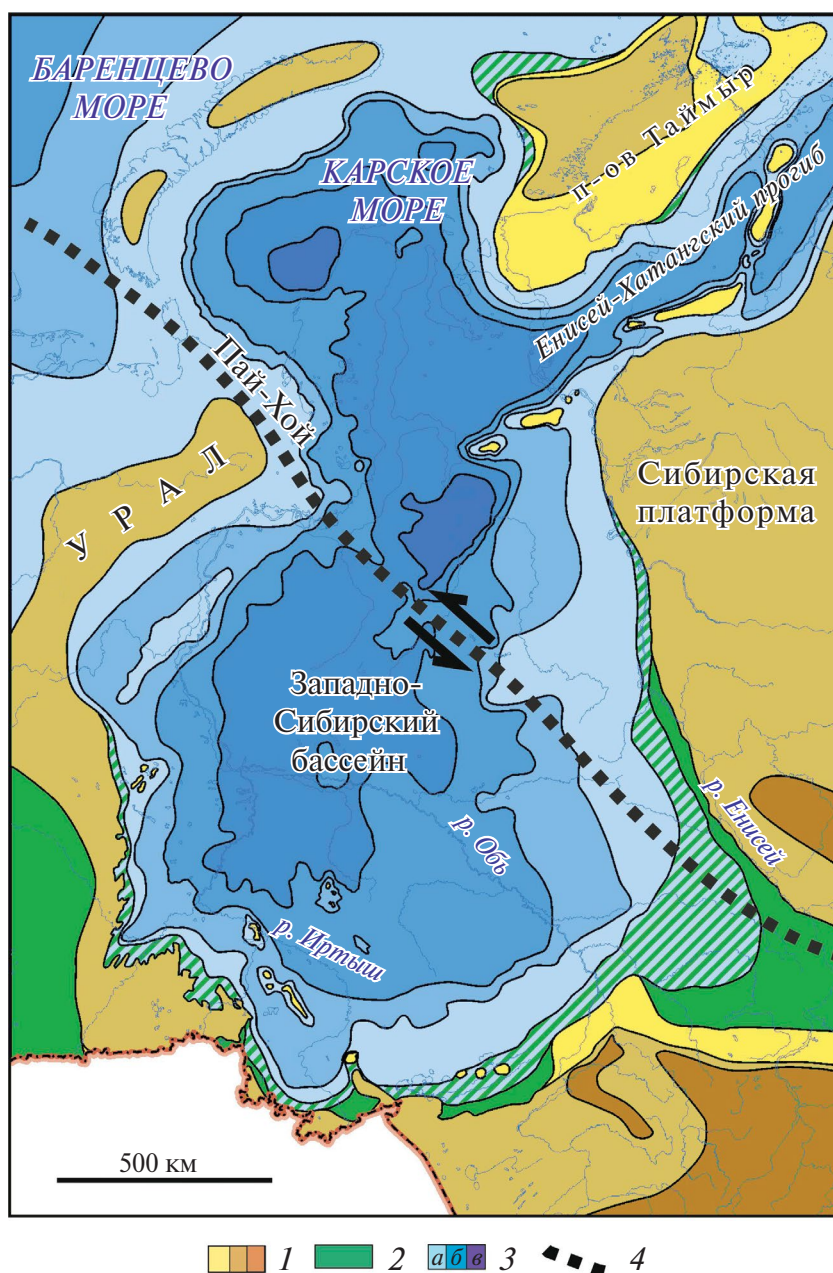


Рис. 16. Схематическая карта седиментационных обстановок волжского века (по данным [20] с дополнениями). 1 — суша (предгорья, горные сооружения); 2 — низменности; 3 — море: а — литораль, б — мелководье, в — глубоководный бассейн >400 м; 4 — Трансевразийский разлом

Сравнение структурных стилей деформаций Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба показывает, что Енисей-Хатангский прогиб был подвержен значительно более сильному воздействию компрессионной (транспрессионной) реактивации в позднем триасе и раннем мелу (см. рис. 14, см. рис. 15).

Это обстоятельство привело к формированию значительно более контрастного структурного рельефа (см. рис. 3). Вероятно, по этой причине

роль соляных деформаций в Енисей-Хатангском прогибе менее заметна.

В осевых зонах крупных антиклинальных структур зон транспрессионной реактивации Енисей-Хатангский прогиб происходила потеря целостности покровов, что вело к разрушению скоплений нефти и газа, — примером этого может служить месторождение Нордвик, в пределах которого сжатие привело выжиманию солей на дневную поверхность, по оперяющим разломам

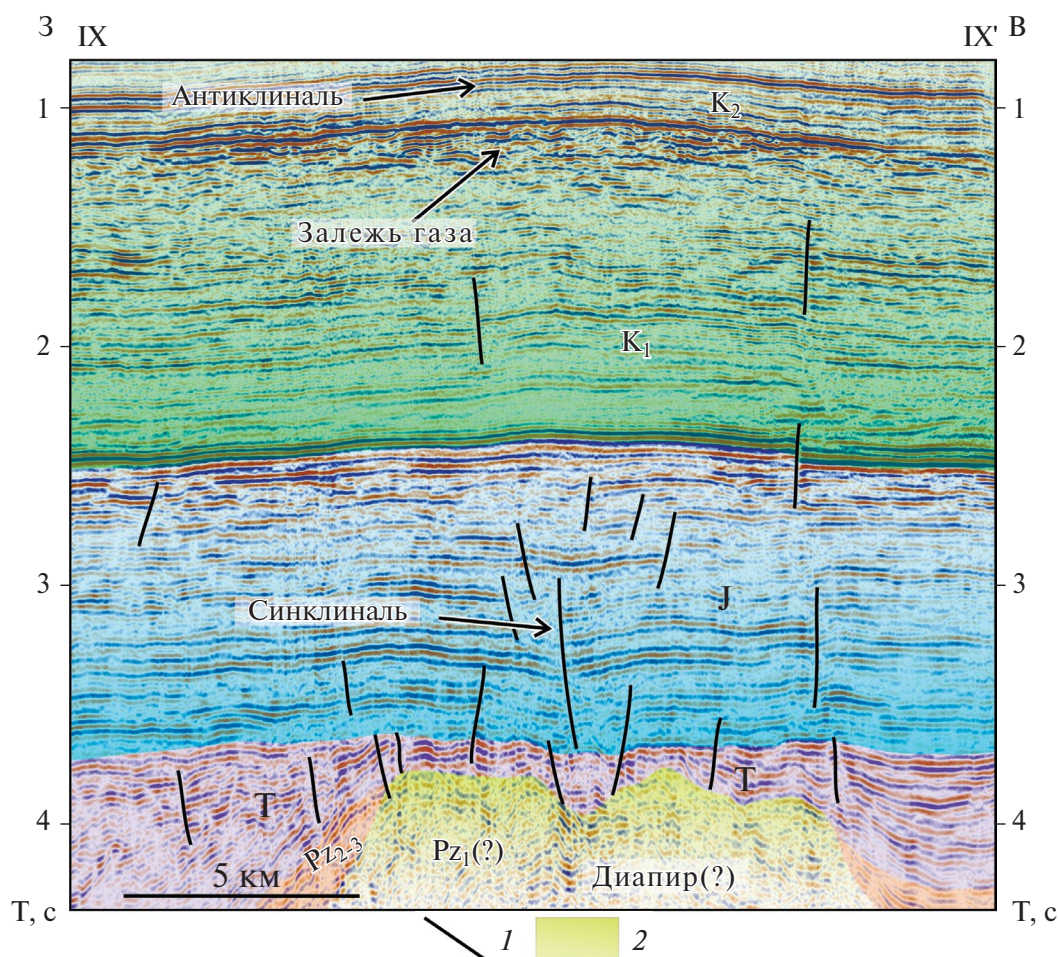


Рис. 17. Интерпретированный временной сейсмический разрез IX–IX' Заполярного газового месторождения.

Положение разреза IX–IX' – см. рис. 1.

1 – разлом; 2 – соль

нефть мигрировала в верхние горизонты осадочного чехла, где была окислена, в результате здесь существуют небольшие скопления тяжелой нефти.

ВЫВОДЫ

1. Проведенная интерпретация региональных сейсмических профилей, характеризующих строение Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба до глубин 10–20 км, в совокупности с дополнительной геологической информацией свидетельствует о том, что важную роль в строении этого региона играли соляные криптодиапиры.

Их распространение предполагается на северо-востоке Западной Сибири и Енисей-Хатангском прогибе. Признаками соляных диапиров являются: большая высота (до 5 км и более), сейсмическая прозрачность, наличие слоев роста на крыльях

криптодиапиров, существование систем радиальных разломов в перекрывающих отложениях, изометричные формы поднятий, пониженные значения гравитационного поля.

2. Соляной диапиризм в погруженных районах северо-восточной части Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба объясняет существование кольцевых инверсионных структур в надсоляном осадочном чехле. Их формирование получает логичное истолкование в рамках концепции, предполагающей, что они являются результатом стадийного развития соляных диапиров, испытавших изменения геодинамического режима растяжения на сжатие.

3. Предполагаемый ареал распространения соляных деформаций дает основание считать, что соли накапливались на западной и северной окраинах Сибирской платформы (в современных координатах). Они, вероятно, принадлежали обширной

области соленакопления, которая включала также южную часть Сибирской платформы.

Западной границей зоны распространения этих солёных отложений могла являться зона Трансевразийского разлома, которая отделяет складчатые Уралы от Сибирской платформы и спаянных с ней тектонических блоков. Зона Трансевразийского разлома возникла в конце палеозоя как левосторонний сдвиг, в неокме и кайнозое она испытала реактивацию под воздействием внутриплитных деформаций синхронных с Верхоянской складчатостью.

4. Наличие солёного палеозойского чехла в северо-восточной части Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангском прогибе повлияло на нефтегазоносность этих районов. Миграция значительных объемов газа из погруженных палеозойских отложений в юрско-меловой плитный чехол объясняет преимущественное распространение в этих районах залежей газа, а также многозалежность многих месторождений.

Приведенная гипотеза о наличии соляных криптодиapiров в северо-восточной части Западно-Сибирского бассейна и Енисей-Хатангского прогиба основана, главным образом, на результатах интерпретации сейсмических данных, а также ограниченного объема материалов электроразведки и потенциальных полей. Она, безусловно, нуждается в проверке бурением, а также привлечения дополнительных методов исследования. Это позволит получить намного более определенное понимание глубинного строения этих бассейнов. Прогнозируемое наличие соляных диapiров не исключает существования и иных механизмов деформаций в доюрских отложениях района исследования.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность А.П. Афанасенкову (АО «Росгеология», г. Москва, Россия), В.А. Балдину (АО «Башнефтегеофизика», г. Уфа, Россия), Г.Н. Гогоненкову (ФГБУ ВНИГНИ, г. Москва, Россия), И.П. Короткову (ООО «Геофизические Системы Данных», г. Москва, Россия), А.М. Никишину (МГУ, г. Москва, Россия) за плодотворные дискуссии, касающиеся различных аспектов сейсмической интерпретации и геологии Западной Сибири и Енисей-Хатангского прогиба. Автор благодарит ООО «Северо-Уральская нефтегазовая компания» за техническую поддержку при выполнении исследования. Автор благодарен рецензенту Г.А. Беленицкой (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия)

и рецензенту А.М. Никишину (МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, г. Москва, Россия) за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Исследования проведены без привлечения финансирования.

Конфликт интересов. Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Адиев Я.Р., Гатауллин Р.М.* Кольцевые структуры — «газовые трубы» севера Западной Сибири // *Геофизика*. 2003. Спец. выпуск к 70-летию «Башнефтегеофизики». С. 23–33.
2. *Астахов В.И.* Четвертичная гляциотектоника Урало-Сибирского севера // *Геология и геофизика*. 2019. Т. 60. № 12. С. 1692–1708.
3. *Афанасенков А. П., Никишин А. М., Унгер А. В., Бордюнов С. И., Луговая О. В., Чикишев А. А., Яковичина Е. В.* Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского оротона // *Геотектоника*. 2016. №2. С. 23–42.
4. *Афанасенков А.П., Яковлев Д.В.* Применение электроразведки при изучении нефтегазоносности Северного обрамления Сибирской платформы // *Геология и геофизика*. 2018. Т. 59. № 7. С. 1032–1052.
5. *Балдин В.А., Мунасыпов Н.З., Писецкий В.Б.* История изучения инверсионных кольцевых структур в Западной Сибири // *Геофизика*. 2023, Т. 3. С. 13–20. Doi: 10.34926/geo.2023.59.93.002
6. *Балдин В.А., Мунасыпов Н.З., Писецкий В.Б.* Особенности строения и перспективы нефтегазоносности инверсионных кольцевых структур мезозоя на севере Западной Сибири // *Геофизика*. 2023. №. 3. С. 21–29. Doi: 10.34926/geo.2023.61.96.003
7. *Барташук А.В.* Коллизионные деформации Днепровско-Донецкой впадины. — Ч. 1. — Тектоника Западно-Донецкого грабена // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2020а. Т.15. №3. Doi: http://www.ngtr.ru/rub/2020/28_2020.html
8. *Бембель Р. М., Мегеря В. М., Бембель М. Р.* Геосоли-тонная модель формирования залежей углеводородов на севере Западной Сибири // *Геофизика*. 2010. № 6. С. 9–17.
9. *Бородкин В.Н., Смирнов О.А., Лукашов А.В., Плавник А.Г., Тепляков А.А.* Седиментологическая модель меловых отложений полуострова Ямал на базе комплекса геолого-геофизических исследований // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2022. Т.17. № 1. Doi: http://www.ngtr.ru/rub/2022/6_2022.html
10. *Бородкин В.Н., Кислухин В.И., Нестеров И.И. (мл.), Федоров Ю.Н.* Инверсионные кольцевые структуры как один из критериев прогноза // *Горные ведомости*. 2006. № 10. С. 24–39.

11. Брехунцов А.М., Монастырев Б.В., Нестеров И.И. Скоробогатов В.А. Нефтегазовая геология Западно-Сибирской Арктики. — Тюмень: Геодата, 2020, 464 с.
12. Гиришгорн Л.Ш. Дисгармоничные поднятия в осадочном чехле севера Западно-Сибирской плиты // Советская геология. 1987. № 4. С. 63–71.
13. Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. №3. С.3–11.
14. Долгунов К.А., Мартиросян В.Н., Васильева Е.А., Сапожников Б.Г. Структурно-тектонические особенности строения и перспективы нефтегазоносности северной части Баренцево-Карского региона // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 70–83.
15. Загоровский Ю.А. Роль флюидодинамических процессов в образовании и размещении залежей углеводородов на севере Западной Сибири. — Дис. ... к.г.-м.н. — Тюмень, ТИУ, 2017. 201 с.
16. Запывалов Н.П. Нефтегазовый потенциал палеозойского фундамента Западной Сибири (прогнозы и реальность) // Нефтяное хозяйство. 2004. № 7. С. 76–80.
17. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
18. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. К истории развития надвиговых структур Пай-Хоя и Полярного Урала: палеомагнитные данные по раннепермским и раннетриасовым отложениям // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010. Т.5. №2. Doi: http://www.ngtp.ru/rub/4/21_2010.pdf
19. Конторович А.Э., Сурков В.С. Западная Сибирь. — В кн.: Геология и полезные ископаемые России. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.
20. Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н., Конторович В.А., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Попова Н.И., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 745–776.
21. Конторович В.А., Филипов Ю.Ф. Анализ геолого-геофизических данных с целью уточнения геологического строения, оценки перспектив нефтегазоносности и выработки рекомендаций по лицензированию недр домезозойских комплексов в Предьенисейской зоне Западно-Сибирской равнины. — Новосибирск: ИГНГ, 2004. 289 с.
22. Корнилюк Ю.И., Кочетков Т.П., Емельянец Т.М. Нордвик-Хатангский нефтеносный район (краткий очерк геологии и нефтеносности). — В кн.: Недра Арктики. — Под ред. В.А. Обручева — Л.: Главсевморпуть. 1946. С. 15–73.
23. Никишин А.М., Соборнов К.О., Прокопьев А.В., Фролов С.В. Тектоническая история Сибирской платформы в венде—фанерозое // Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология. 2010. № 1. С. 3–16.
24. Никишин В.А. Эвапоритовые отложения и соляные диапиры прогиба Урванцева на севере Карского моря // Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология. 2012. № 4. 54–57.
25. Смирнов О.А., Бородин В.Н. Оценка перспектив нефтегазоносности апт—альб—сеноманского комплекса полуострова Ямал севера Западной Сибири на базе сейсморазведки 2D // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2022. Т.17. №4. Doi: http://www.ngtp.ru/rub/2022/47_2022.html
26. Соборнов К.О., Якубчук А.С. Плитотектоническое развитие и формирование бассейнов Северной Евразии // Геология нефти и газа. 2006. № 2. С. С. 7–14.
27. Ступакова А.В., Соколов А.В., Соболева Е.В., Кирихина Т.А., Курасов И.А., Бордюг Е.В. Геологическое изучение и нефтегазоносность палеозойских отложений Западной Сибири // Георесурсы. 2015. Т.61. № 2. С. 63–76.
28. Харахинов В.В., Кулишкин Н.М., Шленкин С.И. Мессояхский порог — уникальный нефтегеологический объект на севере Сибири // Геология нефти и газа. 2013. Т. 5. С. 34–48.
29. Шеин В.С. Геология и нефтегазоносность России. — М.: ВНИГНИ, 2012. 848 с.
30. Broughton P.L. Breccia pipe and sinkhole linked fluidized beds and debris flows in the Athabasca Oil Sands: dynamics of evaporite karst collapse-induced fault block collisions // Can. Petrol. Geol. Bull. 2017. Vol. 65. No. 1. P. 200–234.
31. Curtis M.L., Lopez-Mir B., Scott R.A., Howard J.P. Early Mesozoic sinistral transpression along the Pail-Khoi—Novaya Zemlya fold—thrust belt, Russia. — In: *Circum-Arctic Lithosphere Evolution*. — Ed.by V. Pease, B. Coakley, (Geol. Soc., London. Spec. Publ. 2017. Vol. 460), P. 355–370), Doi:10.1144/SP460.2
32. Deev E.V., Shemin G.G., Vernikovskiy V.A., Drachev S. S., Matushkin N. Yu., Glazyrin P.A. Northern West Siberian—South Kara Composite Tectono-Sedimentary Element, Siberian Arctic. — In: *Sedimentary Successions of the Arctic Region and Their Hydrocarbon Prospectivity*. — Ed.by S.S. Drachev, H. Brekke, E. Henriksen, T. Moore, (Geol. Soc. London. 2022. Mem. No.57), Doi: <https://doi.org/10.1144/M57-2021-38>
33. Hendry J., Burgess P., Hunt D., Janson X., Zampetti V. Seismic characterization of carbonate platforms and reservoirs: an introduction and review. — In: *Seismic Characterization of Carbonate Platforms and Reservoirs*. — Ed.by J. Hendry, P. Burgess, D. Hunt, X. Janson, V. Zampetti, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2021), 509p. Doi: <https://doi.org/10.1144/SP509-2021-51>
34. Herrington R.J., Puchkov V.N., Yakubchuk A.S. A reassessment of the tectonic zonation of the Uralides: implications for metallogeny. — In: *Mineral Deposits and Earth Evolution*. — Ed.by I. McDonald, A.J. Boyce, I.B. Butler, R.J. Herrington, D.A. Polya D.A, (Geol. Soc. London. 2005. Vol. 248), 280 p.
35. Jackson M.P.A., Hudec M.R. Salt tectonics: principles and practice. — Cambridge Univ. Press. 2017, 498 p.
36. Khafizov S., Syngaevsky P., Dolson J.C. The West Siberian Super Basin: The largest and most prolific hydrocarbon basin in the world // AAPG Bull. 2022. Vol. 106. No. 3. P. 517–572.

37. Lang J., Hampel A., Deformation of salt structures by icesheet loading: insights into the controlling parameters from numerical modeling // *Int. J. Earth Sci.* 2023. Vol. 112. P. 1133–1155.
38. Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altiid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. Vol. 364, P. 299–307.
39. Sobornov K., Afanesenkov A., Gogonenkov G. Strike-slip faulting in the northern part of the West Siberian Basin and Enisey-Khatanga Trough: Structural expression, development and implication for petroleum exploration // *AAPG Bull.* 2015. Art. 10784. Doi: https://www.searchanddiscovery.com/pdfz/documents/2015/10784sobornov/ndx_sobornov.pdf.html
40. Sobornov K., Nikishin A. Phanerozoic East Europe–Siberia interaction and petroleum habitat of Northern Eurasia, (Proc. AAPG Europe. Region Ann. Conf. Paris–Malmaison, France. 2009), P.133–134. https://www.searchanddiscovery.com/abstracts/pdf/2009/europe/abstracts/ndx_sobornov.pdf
41. Sobornov K., Yakubchuk A. Phanerozoic East Europe–Siberia interaction and petroleum habitat of Northern Eurasia, (Proc. AAPG/GSA Europe. Region Conf., Prague. 2004), CD-ROM.
42. Sun Q., Cartwright J., Wu S., Chen D. 3D seismic interpretation of dissolution pipes in the South China Sea: Genesis by subsurface, fluid induced collapse // *Marin. Geol.* 2013. Vol. 337. P. 171–181.
43. Vyssotski A. V., Vyssotski V.N., Nezhdanov A.A. Evolution of the West Siberian Basin // *Marin. Petrol. Geol.* 2006. Vol. 23. No. 1. P. 93–126. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2005.03.002
44. Xue Y., Luan X., Raveendrasinghe T. D., Wei X., Jin L., Yin J., Qiao J. Implications of salt tectonics on hydrocarbon ascent in the Eastern Persian Gulf: Insights into the formation mechanism of salt diapirs, gas chimneys, and their sedimentary Interactions // *J. Ocean Univ. China (Oceanic and Coastal Sea Res.)*. 2024. Vol.23. P. 1–19. Doi: <https://doi.org/10.1007/s11802-024-5821-8>

Structure of Salt Diapirs in the Western Siberian Basin and Yenisei–Khatanga Trough Based on Seismic Data

K. O. Sobornov^{a, b, *}

^aLLC “Northern-Urals Oil-and-Gas Company”, bld. 14, Oplesnina str., 169313 Ukhta, Komi Republic, Russia

^bAll-Russia Research Geological Petroleum Institute (FSUE “VNIGNI”), bld. 36, sh. Entuziastov, 105118 Moscow, Russia

*e-mail: Ksoborbov@yandex.ru

Interpretation of regional seismic profiles characterizing the structure of the West Siberian basin and the Yenisei-Khatanga Trough to depths of 10–20 km suggests that salt diapirs played an important role in the structure of this region. Salt diapirs have the following features: (i) large height (up to 5 km or more); (ii) seismic transparency; (iii) presence of growth layers on the flanks of inferred salt rises; (iv) existence of radial fault systems in overlying sediments; (v) isometric shapes of uplifts; (vi) reduced values of the gravity field. Salt deformation explains the origin of widespread ring inversion structures in Jurassic-Cretaceous sediments. Such ring structures probably originated above long-lived salt diapirs. The salts in them are presumably of Early Paleozoic age. The formation of salt strata took place in a large area of salt accumulation at the periphery of the Siberian Platform. The western boundary of the zone of evaporitic sediments distribution is the Trans-Eurasian fault zone, which separated the folded Uralides from the Siberian Platform and tectonic blocks amalgamated with it. The presence of the evaporitic Paleozoic deposits in the northeast of the West Siberian Basin and the Yenisei-Khatanga Trough facilitated the development of large oil and gas pools. Salt cryptodiapirs focused the migration of hydrocarbons from deeply buried, thermally mature Paleozoic sediments into the Jurassic-Cretaceous section, which explains the predominance of gas deposits in these areas, as well as the multilayer nature of the fields.

Keywords: West Siberian basin, Yenisei-Khatanga trough, Trans-Eurasian fault, salt diapirs, ring inversion structures, oil and gas potential, regional seismic exploration

ПРАВИЛА ПРЕДСТАВЛЕНИЯ СТАТЕЙ В ЖУРНАЛ “ГЕОТЕКТОНИКА”

Выполнение авторами статьи изложенных ниже требований к рукописи обязательно. Рукопись, не соответствующую этим требованиям, редакция журнала вынуждена возвращать авторам.

1. Общие требования

1.1. Статья должна быть представлена на русском языке. Журнал публикует также статьи, полученные на английском языке.

1.2. Рукопись статьи должна быть представлена в электронном виде в Word файле, который содержит текст, список литературы, таблицы (если имеются), подписи к рисункам и пронумерованные рисунки JPEG. Необходимо сформировать дополнительную папку с рисунками в JPEG файлах (1 рисунок = 1 JPEG файл); рисунок, состоящий из фрагментов (а), (б) и т.д., следует разместить в одном JPEG файле и архивировать в ZIP, также необходимо сформировать дополнительную папку с таблицами в Word файлах (1 таблица = 1 Word файл) и архивировать в ZIP. Сформированный Word файл рукописи и дополнительные папки с рисунками и таблицами, архивированные в ZIP, автор-корреспондент направляет в редакцию.

1.3. Титульная страница статьи должна содержать элементы в следующей последовательности в Word файле: название статьи, инициалы и фамилии авторов, affiliation авторов, адрес электронной почты автора-корреспондента. Статья должна содержать рубрики в следующей последовательности:

- * Аннотация (не менее 150 и не более 300 слов).
- * Ключевые слова: 8–12 слов и/или словосочетаний.
- * Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Во Введении уместны исторические сведения. В завершении рубрики необходимо привести описание цели статьи.
- * Геологический очерк с описанием региона исследования.
- * Методы и материалы — эта рубрика содержит описание метода исследования, если он нестандартен, и фактического материала.
- * Основная часть статьи, в которой необходимо разбить описание на подробные рубрики и снабдить их подзаголовками.

- * Результаты исследования.
- * Обсуждение результатов.
- * Заключение, или пронумерованные Выводы.
- * Благодарности.
- * Финансирование.
- * Список литературы.
- * Авторский перевод титула статьи, который включает название статьи, имена авторов, affiliation авторов, аннотацию, ключевые слова.
- * Таблицы.
- * Подписи к рисункам, составленные от общего названия рисунка и далее — описания фрагментов рисунка, например, (а), (б), к обозначениям в виде сокращений и аббревиатур, раскрытие условных обозначений к рисунку завершает подпись.

- * Пронумерованные рисунки.

1.4. В статье должны быть мелкомасштабная географическая карта с обозначенными объектами (например,

Каспийское море, п-ов Камчатка, и т.п.), на которой показано положение района исследований, и обзорная карта района исследований, на которой показаны исследуемые геологические объекты, структуры. На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб (масштабную линейку поставить под рисунком) и ориентировка; на картах обязательно указать градусную сетку, широту и долготу. Знаки условных обозначений взять в прямоугольники, цифры обозначений (курсивом) поставить за прямоугольниками — прямоугольники разместить под рисунком в линию, если знаков более 10-ти, то разместить в две линии.

1.5. На картах и рисунках необходимо обозначить упоминаемые в тексте географические и геологические объекты, тектонические структуры, зоны, пункты. Не следует перегружать рисунки ненужными названиями.

1.6. При использовании стратиграфических подразделений, которые не находятся в международной стратиграфической шкале (свит, серий, горизонтов и др.), необходимо указывать их возраст (абсолютный или относительно подразделений международной шкалы) при первом упоминании в тексте или таблице, стратиграфической колонке.

2. Требования к рукописи

2.1. Размер представляемой статьи не должен превышать 36 страниц, которые включают текст, список литературы, подписи к рисункам.

2.2. Текст рукописи должен быть отпечатан через 2 интервала шрифтом Times New Roman размером 12 pt; форматирование по левому полю. Список литературы и подписи к рисункам печатать через 2 интервала с новой страницы. Авторский перевод титула статьи разместить после списка литературы, затем разместить таблицы. Все страницы должны быть пронумерованы.

2.3. Первая (титульная) страница статьи должна быть оформлена по следующему образцу: индекс статьи по системе Универсальной десятичной классификации (УДК); название статьи; инициалы и фамилии авторов статьи; полное название учреждений, в которых проводилось исследование, их почтовый адрес с индексом; электронный адрес автора-корреспондента. Фамилии иностранных авторов даются в авторском написании на латинице, affiliation иностранных авторов дается на латинице.

2.4. Названия зарубежных географических пунктов в тексте приводятся в русской транскрипции.

2.5. Все аббревиатуры и сокращения (за исключением общеупотребительных) должны быть раскрыты при первом их упоминании.

2.6. В статье должны использоваться физические единицы и обозначения, принятые в Международной системе единиц СИ.

2.7. Библиографические ссылки размещаются в тексте в формальном порядке следующим образом: в квадратных скобках указывается номер, который этот литературный источник имеет в алфавитном списке литературы, помещаемом после текста.

2.8. Размер иллюстраций в записи должен быть не менее 9 × 7 см и не более 18 × 24 см.

2.9. Рисунки предоставляются в файлах в формате JPEG с разрешением не менее 300 точек на дюйм, каждый рисунок — в отдельном файле.

2.10. Фотографии предоставляются также в файлах в формате JPEG.

2.11. Место размещения иллюстраций и таблиц указывается в тексте в круглых скобках: первое упоминание рисунка (рис. 1), таблицы (табл. 1), все последующие упоминания — (см. рис. 1) и (см. табл. 1). Первое упоминание рисунка, таблицы автор выделяет зеленым цветом. Статья может сопровождаться дополнительными материалами в Приложении к статье, в котором авторы могут разместить таблицы, карты, разрезы, 3D анимацию. Приложение упоминается в статье в круглых скобках.

2.12. Требование к оформлению списка литературы.

* Литература, на которую имеются ссылки в тексте, таблицах, рисунках, приводится в конце статьи в рубрике СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

* Список литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому. Ссылки нумеруются сплошной нумерацией. Количество ссылок в статье должно быть не более 100. Под одним номером размещается ссылка на одну работу.

* Все ссылки даются на языке оригинала. Названия на японском, китайском и других иностранных языках, использующих нелатинский шрифт, пишутся в латинской транслитерации.

* Ссылки на статьи в журналах должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы всех авторов (курсивом), Название статьи, Название журнала, год, том, номер журнала, страницы, *примеры*:

Белов Б.Б. Тектоника Кавказа // Геотектоника. 2001. № 2. С. 17–31.

или

Smith S.S. Tectonics of Japan // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. No.2. P. 139–161.

* Ссылки на статьи в сборниках (статей, докладов, тезисов и др.) должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы авторов (курсивом), Название работы, Название сборника, Инициалы и фамилии редакторов, Издательство, год, том, номера страниц, *примеры*:

Белов Б.Б. Вулканизм Южного Урала — В сб.: *Вулканизм Урала*. — И.И. Иванов (ред.) — М.: Наука, 2002. С. 73–85.

или

Smith S.S. Ophiolites of Asia, In: *Ophiolites*, Ed. by A.A. Brown, (Cambridge, Cambr. Press, UK, 2005), P. 599–614.

* Ссылка на сборник целиком начинается с его названия, затем указываются ответственный редактор сборника и выходные данные, *пример*:

Вулканизм Урала. — Под ред. И.И. Иванова — СПб.: Наука, 2005. 711 с.

* Ссылки на книги должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы авторов (курсивом), Название книги, Город, Издательство, год, том, количество страниц, *пример*:

Жеваго В.С. Геотермия и термальные воды Казахстана. — М.: Наука, 1972. 253 с.

2.13. К рукописи необходимо приложить файл Word, который должен содержать:

* Расшифровку аббревиатур, как русских, так и иноязычных.

* В латинской транскрипции: фамилии всех авторов статьи, адреса всех иностранных авторов, названия ино-

странных геологических объектов (разломов, террейнов, массивов и т.п.), малоизвестные иностранные географические названия.

* Желательный автору статьи перевод терминов на английский язык.

* На русском языке, в именительном падеже: географические названия, по которым названы местные стратиграфические объекты (*например*:

Тундровка — тундровская свита, Иваново — Ивановский разлом).

* Сведения об авторе-корреспонденте статьи, с которым редакция будет поддерживать связь: фамилию, имя и отчество, почтовый адрес с индексом, номера телефонов и электронный адрес (e.mail).

3. Требования к форматированию файлов статьи

3.1. Файлы должны быть протестированы автором на отсутствие вирусов.

3.2. В состав электронной версии статьи должны входить:

3.2.1. Файл в формате программы Microsoft Word, сформированный в соответствии с п. 1.2.

3.2.2. Файлы таблиц в формате программы Microsoft Word (1 таблица = 1 файл) в ZIP-archive.

3.2.3. Файлы иллюстраций (1 рисунок = 1 файл) в ZIP-archive:

* векторные рисунки должны быть в программах Corel Draw, Adobe Illustrator или в формате JPEG;

* для растровых рисунков использовать формат JPEG или TIF с разрешением 300 dpi, 256 оттенков серого цвета;

3.2.4. Файл в формате Word, который создан из всех файлов, перечисленных в пунктах 1.2,

3.2.1., 3.2.2. и 3.2.3., и содержит: текст статьи, список литературы, авторский перевод на английский язык титула статьи, таблицы, подписи к рисункам, все иллюстрации, автор-корреспондент направляет в редакцию.

3.2.5. Файл “Readme” в формате программы Microsoft Word, содержащий:

а) название журнала, фамилии и инициалы авторов, название статьи,

б) опись всех файлов с их расширениями указанием версий использованных программ (*например*, A. Illustrator CS3).

4. Прохождение рукописи статьи в редакции журнала

Поступившая в редакцию статья проверяется на соответствие изложенным выше требованиям к рукописи и направляется на рецензии. После рецензирования редакция направляет автору-корреспонденту редакционный Word файл статьи для внесения исправлений в соответствии с комментариями рецензентов. Исправленная авторами статья повторно рецензируется и, затем, обсуждается Редакцией журнала, которая принимает статью к печати или отклоняет ее. Рукописи отклоненных статей редакция не возвращает. Принятые к публикации статьи проходят редактирование. Редакция высылает автору-корреспонденту отредактированный редакционный авторский оригинал статьи в Word файле на согласование. Дальнейшее воспроизведение редакционного авторского оригинала статьи контролируется редакцией. Файл PDF опубликованной статьи направляется на указанную в п.2.4 электронную почту автора-корреспондента.