

НЕОТЕКТОНИКА РАЙОНА ВПАДИНЫ ДЕРЮГИНА (ОХОТСКОЕ МОРЕ)

В.П. Семакин, А.В. Кочергин

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, ул. Науки 1б, г. Южно-Сахалинск, 693022,
e-mail: kochav@imgg.ru*

Поступила в редакцию 22 октября 2007 г.

На основании анализа “вершинной” поверхности морского дна составлена структурно-неотектоническая схема и схема основных неотектонических структурных элементов, при сопоставлении которых с палеогеографическими схемами литофизических комплексов четырех временных интервалов (K_2 - P_{1-2} , P_3 - N_1^1 , N_1^{1-2} и N_1^3 - N_2) установлено, что на большей части рассматриваемой территории с конца позднего мела и до позднего плиоцена существовали либо континентальные условия, либо условия относительно неглубокого моря и лишь в западной части района в это время формировался относительно глубоководный прогиб, осевая линия которого располагалась существенно западнее неотектонической впадины Дерюгина и Старицкого прогиба. В позднем плиоцене на территории глубоководного палеопрогиба (P_3 - N_2^2) и впадины Дерюгина при продолжающемся осадконакоплении существовали, видимо, шельфовые глубины. Палеогеография района с конца плиоцена и до позднерисского (газовского) оледенения (Q_2^6 ; 6 ИКС – изотопно-кислородная стадия) не выяснена. Наиболее полный разрез четвертичных отложений вскрывается колонкой LV 28-34-2, где выделено шесть горизонтов, из которых 1, 3 и 5 соответствуют теплым временным интервалам (ИКС), а горизонты 2, 4 и 6 – холодным. Глубины моря в периоды холодных ИКС были меньше, чем в теплые ИКС, что связывается на основании изучения донных фораминифер, соответственно, с поднятиями и погружениями морского дна, а также частично объясняется эвстатическими колебаниями уровня моря. В позднем плейстоцене–голоцене (~17 тыс. лет) впадина Дерюгина погружалась со средней скоростью 8 см/год, а присводовая часть поднятия Института океанологии – 3 см/год.

Ключевые слова: вершинная поверхность, неотектоника, новейшая структурная форма, флексура, тектонический уступ, поднятие, прогиб, впадина Дерюгина, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемая впадина находится в Охотском море к северо-востоку от о-ва Сахалин (рис. 1А). Район впадины Дерюгина является одним из интересных в Охотском море, поскольку характеризуется рядом отличительных признаков, таких как пониженная мощность земной коры, повышенный тепловой поток [19], внутрикоровые внедрения магматогенных диапиров [9, 13], аномальные концентрации метана в придонной воде, а на некоторых участках и в донных осадках [5, 12], интенсивная барит-карбонатная минерализация [3, 5, 12], наличие ряда рудных элементов в голоценовых и позднеледниковых отложениях [2], пространственное несовпадение структурных элементов осадочного чехла с новейшими структурными формами, отраженными в современном рельефе дна Охотского моря. Все это вызывает необходи-

мость продолжения изучения тектоники и неотектоники района.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СХЕМ

При анализе новейшей структуры территории обычно используются схемы и карты неотектоники. При составлении количественных (синтетических) неотектонических карт и схем в пределах суши в качестве исходных данных обычно принимается рельеф донеотектонического этапа, выраженный чаще всего в виде денудационных или полигенетических поверхностей выравнивания (ПВ), которые служат в качестве своеобразных “структурных” поверхностей. Ю.С. Немцев с соавторами [15] при построении карты амплитуд новейших движений дна дальневосточных морей в качестве основы приняли гипсометрическое положение подошвы плиоцен-четвертичных

осадков. Г.Ф. Уфимцев считает, что... “модели вершинной поверхности являются основным исходным материалом для построения неотектонических карт и схем различных масштабов” [23, стр.37].

Вершинная поверхность является одним из основных свойств современного рельефа земной поверхности (включающей поверхность суши и дна акваторий) и представляет собой идеальную поверхность, проложенную через максимальные высоты современного рельефа различных геоморфологических уровней. Повсеместное развитие вершинной поверхности позволяет использовать ее при выявлении и изучении новейших структурных форм как на суше, так и в пределах акваторий [20–22].

Составление карт вершинной поверхности производится путем схематизации (генерализации) топографических и батиметрических карт с целью устранения второстепенных деталей картографического изображения путем воображаемого “засыпания” форм рельефа суши и морского дна, возникших в результате экзогенных процессов независимо от времени начала последних. Топография вершинной поверхности изображается изолиниями, которые отражают крупные черты рельефа суши и акваторий. Построенные таким способом карты вершинной поверхности представляют, по существу, карты “первичного тектонического рельефа” или “идеального тектонического рельефа”. При этом считается, что морфология новейших структурных форм не является чисто тектонической, поскольку в ней так или иначе отражаются результаты экзогенных процессов.

Нами при построении структурно-неотектонической схемы района впадины Дерюгина (рис. 1) в качестве исходной (“структурной”) поверхности принята полигенетическая, полихронная “вершинная» поверхность морского дна, отраженная на карте в виде изолиний глубин относительно современного уровня моря. Схема составлена на основании преимущественно батиметрических данных и в основе своей представляет статическую модель неотектоники. При построении схемы использована батиметрическая карта впадины Дерюгина, составленная А.С. Сваричевским [28]. На структурно-неотектонической схеме района впадины Дерюгина (рис. 1) зоны больших градиентов изолиний вершинной поверхности интерпретируются в совокупности как тектонические уступы или крутые флексуры (рис. 2), поскольку разделить их на основании использованных материалов в настоящее время не представляется возможным. Подобная методика составления неотектонических карт использована нами ранее при построении морфотектонической карты южной части Японского моря [27], а также

карты неотектоники Охотского моря [19]. На основании структурно-неотектонической схемы составлена схема основных неотектонических структурных элементов (рис. 3).

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Впадина Дерюгина (1 на рис. 1, 2, 3), характеризующаяся наибольшими глубинами морского дна в районе, находится в пределах крупного Центрально-Охотского прогиба, который ориентирован в северо-западном направлении и оконтуривается изобатой примерно 1000 м [19]. В северо-западном направлении она переходит в относительно узкий Старицкий прогиб (2), а в южном – сменяется Южно-Дерюгинской зоной поднятий и прогибов (9) (рис. 1, 3).

От Северного Сахалина к востоку и северу находится Присахалинский шельф (4), ограниченный с востока и северо-востока изобатой 200 м. В восточном и северо-восточном направлениях он переходит в Присахалинскую флексуру (5), подножье которой является западным ограничением впадины Дерюгина (1) и Старицкого прогиба (2). Присахалинская флексура в пределах рассматриваемого района имеет различные углы наклона и осложняется малоамплитудными нормальными и листрическими сбросами (рис. 1, 2, 3).

В северной части рассматриваемого района находится Кашеваровское поднятие (6), которое на юго-западе и юге граничит, соответственно, со Старицким прогибом (2) и впадиной Дерюгина (1), а на востоке – с Центрально-Охотской флексурой (7). Кашеваровское поднятие осложнено отчетливо выраженными тектоническими уступами (рис. 1).

Северо-восточная часть Центрально-Охотской флексуры (7) имеет относительно пологий склон (рис. 1, рис. 2 – ПР I-I), в отличие от ее юго-западной части, характеризующейся значительной раздробленностью и дифференцированностью. Здесь наблюдается ряд горстовых поднятий субширотного и юго-западного простираний, ограниченных тектоническими уступами и узкими грабеноподобными прогибами (рис. 1, рис. 2 – ПР IV-IV).

В юго-восточном направлении впадина Дерюгина (1) сменяется относительно пологим северо-западным крылом поднятия Института океанологии (8), которое осложняется малоамплитудными относительными прогибами и поднятиями, а на отдельных участках – тектоническими уступами, ориентированными на северо-восток и северо-запад. Между Центрально-Охотской флексурой (7) и поднятием Института океанологии (8) выделяется Кашеваровский прогиб (3) (рис. 1, 2, 3).

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШИХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

С целью изучения истории формирования новейших структурных форм проведено сопоставление современного пространственного их положения относительно палеогеографических схем литофизических комплексов (ЛК), объединенных в четыре региональных сейсмостратиграфических комплекса (РССК), соответствующих временным интервалам РССК I ($K_2-P_{1,2}$), РССК II ($P_3-N_1^1$), РССК III (N_1^{1-2}) и РССК IV ($N_1^3-N_2$) [19] (рис. 4). Поскольку при неотектонических реконструкциях морских акваторий необходимо выявлять глубины дна в тот или иной отрезок геологического времени, то, видимо, следует отметить, при каких палеогеографических условиях, в общих чертах, происходило осадконакопление различных литофизических комплексов.

Алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углями ЛК обычно формировался в континентальных, а также прибрежно-морских и мелководно-морских условиях. Песчано-алеврито-глинистый терригенный ЛК накапливался в морских условиях при значительной вариации глубины и рельефа бассейна, определивших сложные фациальные переходы как по площади, так и по разрезу. Алеврито-глинисто-кремнистый ЛК формировался также в морских условиях при широком спектре фациальных обстановок, определивших мозаичную внутреннюю структуру комплекса (морские плато, абиссальные равнины, узкие прогибы и трюги) [19].

В доолигоценовое время ($K_2-P_{1,2}$) (рис. 4А) большая часть рассматриваемой территории, где отсутствуют отложения этого возраста, представляла собой область сноса, которая пространственно занимала ныне существующие Центрально-Охотскую флексуру (7), поднятие Института океанологии (8), Кашеваровский прогиб (3), восточные части Кашеваровского поднятия (6) и Южно-Дерюгинской зоны (9), большую часть впадины Дерюгина, значительные части Присахалинской флексуры (5) и Присахалинского шельфа (4). Лишь в северо-западной, западной и юго-западной частях территории, где в это время формировался алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углями ЛК, существовали континентальные, прибрежно-морские и мелководные морские условия, которые западнее сменялись условиями относительно глубоководного прогиба, в котором накапливались отложения алеврито-глинисто-кремнистого ЛК [19].

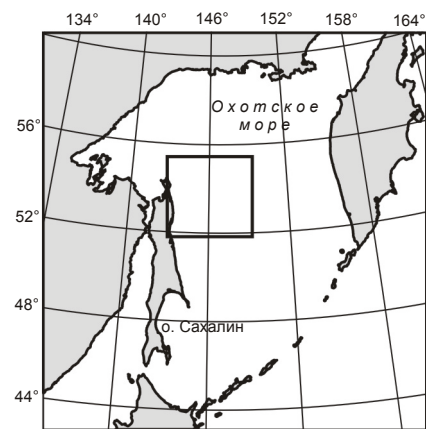
В олигоцен-раннемиоценовое время (рис. 4Б) область сноса значительно сократилась в результате морской трансгрессии, при этом в центральной части территории в прибрежно-морских и, вероятно, мел-

ководно-морских условиях накапливались отложения песчано-алеврито-глинистого терригенного ЛК, которые в западном направлении сменялись более глубоководными отложениями алеврито-глинисто-кремнистого ЛК. Восточная граница моря проходила в то время по юго-западным и западным окраинам Кашеваровского поднятия (6), Центрально-Охотской флексуры (7) и поднятия Института океанологии (8). Море занимало почти весь Старицкий прогиб (2), восточные части впадины Дерюгина (1) и Южно-Дерюгинской зоны (9), а также районы западной и юго-восточной частей Кашеваровского прогиба (3). В западной части территории, охватывающей Присахалинский шельф (4), Присахалинскую флексуру (5), западные участки впадины Дерюгина (1) и Южно-Дерюгинской зоны (9), в рассматриваемый период существовало более глубокое море, где накапливались отложения алеврито-глинисто-кремнистого ЛК.

В раннем-среднем миоцене (рис. 4В) береговая линия моря, по сравнению с предыдущим временем (рис. 4Б), продвинулась в северном, восточном и юго-восточном направлениях, все более захватывая территорию современных Кашеваровского поднятия (6), Центрально-Охотской флексуры (7) и особенно района поднятия Института океанологии (8). В этот период времени значительная часть территории была занята относительно неглубоким морем, где накапливались отложения песчано-алеврито-глинистого терригенного ЛК. Отложения алеврито-глинисто-кремнистого ЛК формировались на двух участках более глубокого моря, один из которых занимал восточную часть Присахалинского шельфа (4), Присахалинскую флексуру (5) и юго-западную часть впадины Дерюгина (1), а другой, меньший по размерам, располагался восточнее первого, отделяясь от него менее глубоким морем. В юго-западной прибрежной части рассматриваемой территории выделяется узкий меридиональный участок, где формировалась нижняя угленосная часть дагинской свиты (нижний-средний миоцен), которая включается в алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углями ЛК [19].

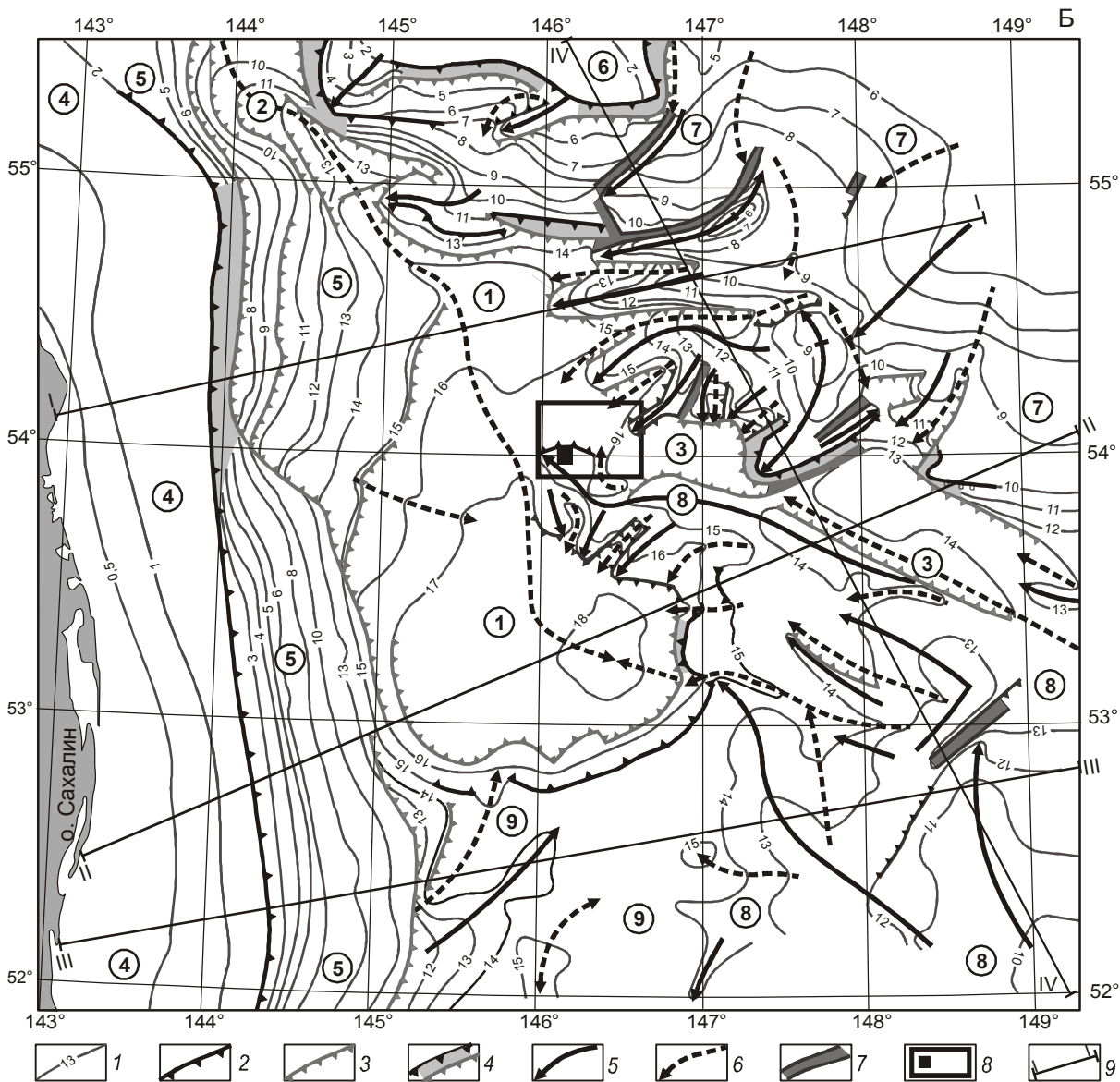
В позднем-миоцен-плиоценовое время (рис. 4Г) море заняло подавляющую часть рассматриваемой территории. Небольшие участки суши сохранились лишь в пределах северной части Кашеваровского поднятия (6), а также на локальных участках Центрально-Охотской флексуры (7) и поднятия Института океанологии (8). Относительно глубоководный прогиб, где формировался алеврито-глинисто-кремнистый ЛК, простирался в северо-западном направлении в виде сравнительно узкой полосы, занимая преимущественно северную и восточную части Присахалинского шельфа (4), часть Присахалинской флек-

Рис. 1. А – обзорная карта района исследований; квадрат на карте – район исследований. Б – структурно-неотектоническая схема района впадины Дерюгина (Охотское море).



А

1 – изолинии “вершинной” поверхности (цифры – глубины в сотнях метров от уровня моря), 2 – бровки флексур и тектонических уступов, 3 – подножья флексур и тектонических уступов, 4 – высокоградиентные зоны флексур и тектонических уступов, 5 – оси относительных неотектонических поднятий, 6 – оси относительных неотектонических прогибов, 7 – днища узких грабеноподобных прогибов, 8 – контур участка с активным проявлением баритовой минерализации и эманациями метана (чёрный квадрат – место скопления барит-карбонатных минеральных ассоциаций, по [12]), 9 – линии профилей и их номера. Цифры в кружках – номера неотектонических структурных элементов: 1 – впадина Дерюгина; прогибы: 2 – Старицкий, 3 – Кашеваровский; 4 – Присахалинский шельф; 5 – Присахалинская флексура; 6 – Кашеваровское поднятие; 7 – Центрально-Охотская флексура; 8 – поднятие Института океанологии (северо-западная часть); 9 – Южно-Дерюгинская зона поднятий и прогибов.



Б

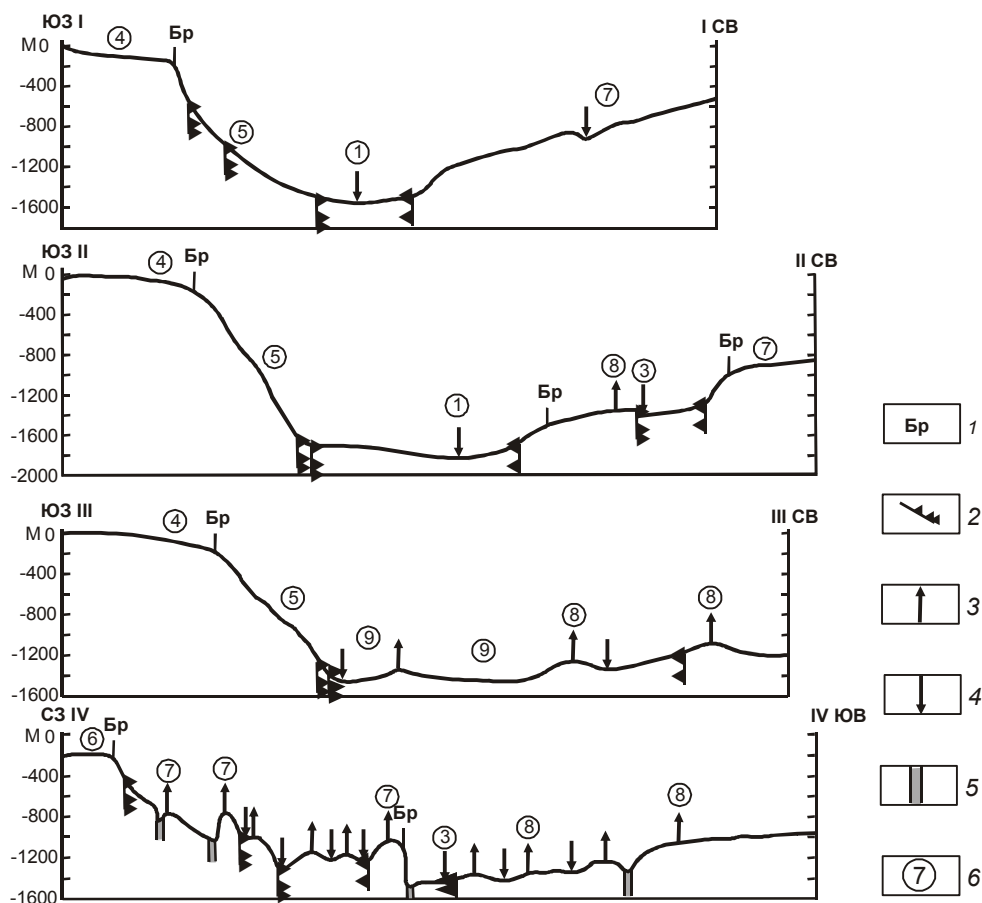


Рис. 2. Неотектонические профили к рис. 1.

1 – бровки флексур и тектонических уступов, 2 – подножья флексур и тектонических уступов, 3 – оси относительных неотектонических поднятий, 4 – оси относительных неотектонических прогибов, 5 – узкие грабеноподобные прогибы, 6 – номера структурных элементов (соответствуют номерам на рис. 1 и 3).

суры (5) и крайнюю юго-западную часть впадины Дерюгина (1), заходя узким языком на территорию Южно-Дерюгинской зоны (9). Остальная часть рассматриваемой территории была занята морем, видимо, с меньшими глубинами, где накапливались отложения песчано-алеврито-глинистого терригенного ЛК. По данным Л.С. Жидковой с соавторами [7], в среднем-верхнем плиоцене (средне-верхненутовское время) в восточной прибрежной части Северного Сахалина отлагались морские мелководные осадки. В районе Северного Сахалина максимум среднеплиоценовой трансгрессии захватил только самые восточные его участки, после чего началась общая регрессия. Последний плиоценовый бассейн Северного Сахалина был арктическо-бореального типа, подобный современному Охотскому морю со всеми его специфическими особенностями [7].

Таким образом, на большей части рассматриваемой территории с конца позднего мела и, видимо,

до позднего плиоцена существовали либо континентальные условия, либо условия относительно неглубокого моря, в котором формировались отложения песчано-алеврито-глинистого терригенного ЛК, и лишь в западной части территории в это время отлагались осадки алеврито-глинисто-кремнистого ЛК в относительно глубоководном прогибе. В период с олигоцена и по средний миоцен включительно осевая линия этого прогиба проходила в пределах Присахалинской неотектонической флексуры (рис. 4Б и В), а в период позднего миоцена–плиоцена северо-западная ее часть находилась и на Присахалинском шельфе (рис. 4Г), располагаясь в общем намного западнее осевой линии неотектонической впадины Дерюгина (1) и Старицкого прогиба (2) (рис. 4Б, В, Г).

В конце плиоцена, видимо, вся западная (Присахалинская) часть Охотского моря характеризовалась небольшими (шельфовыми) глубинами, где осадконакопление продолжалось в условиях холод-

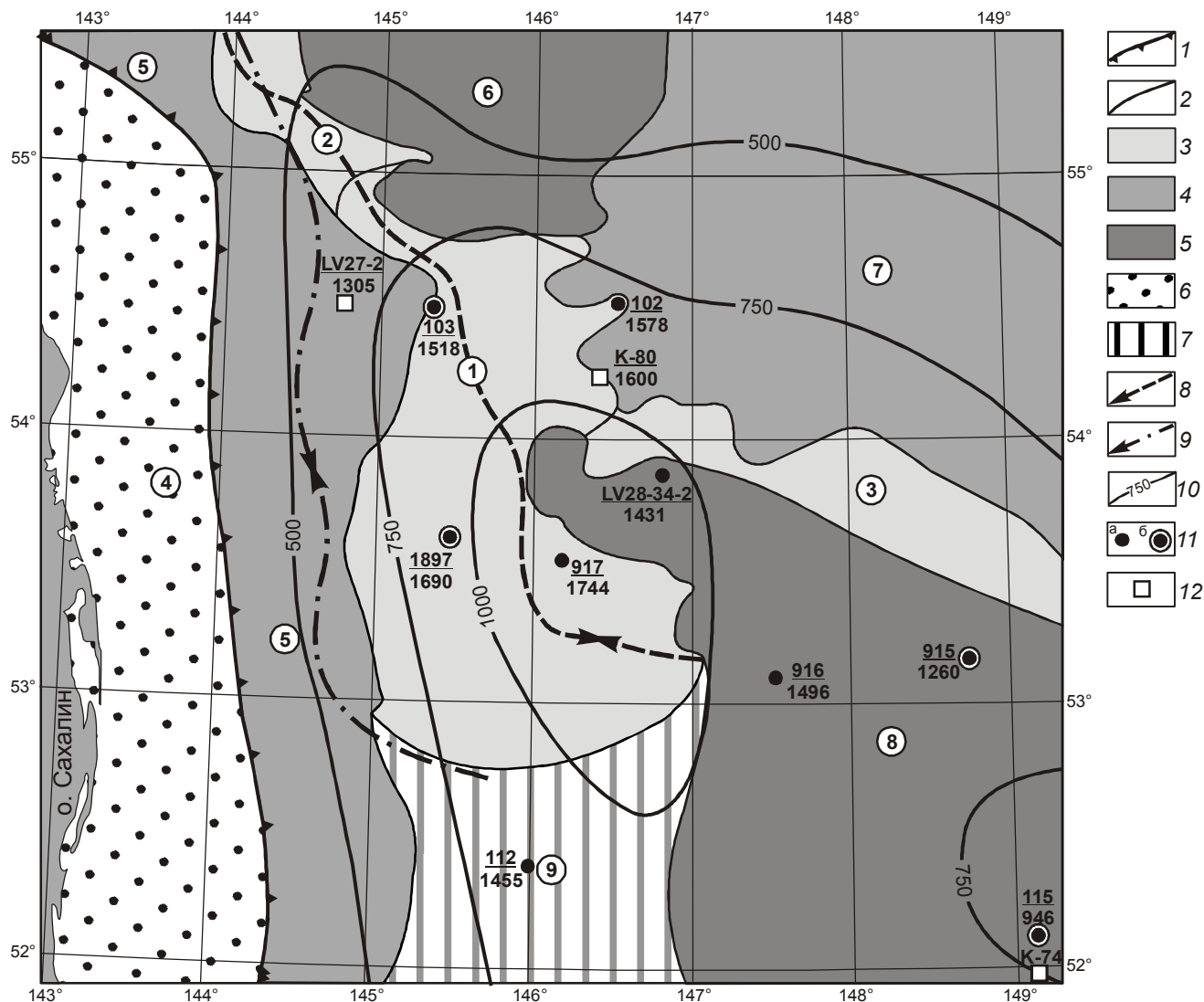


Рис. 3. Схема основных неотектонических структурных элементов района впадины Дерюгина (Охотское море).

1 – бровка Присахалинского шельфа; 2 – границы основных неотектонических структурных элементов (условные границы второго типа [10]); 3 – впадина Дерюгина и прогибы; 4 – флексуры; 5 – поднятия; 6 – Присахалинский шельф; 7 – Южно-Дерюгинская зона поднятий и прогибов; 8 – осевая линия неотектонического Старицкого прогиба и впадины Дерюгина; 9 – осевая линия Дерюгинского тектонического прогиба (линия максимальной мощности всего осадочного чехла); 10 – возможные минимальные глубины (в метрах) Охотского моря во время отложения горизонта 2 (Q_3^4) [17]; 11–12 – станции отбора колонок (в числителе – номера станций, в знаменателе – глубина моря на станциях): 11а – станции отбора колонок, в осадках которых проведено изучение диатомовых водорослей [8]; 11б – колонки, в осадках которых проведено изучение диатомовых водорослей [8] и донных фораминифер [18]; 12 – станции отбора колонок К-80, К-74 [6], LV 27-2 [2]. Цифры в кружках – номера неотектонических структурных элементов (см. рис. 1).

ного климата в пределах неритовой зоны с соответствующим комплексом диатомовой флоры [8, 24]. В настоящее время осевая линия тектонического Дерюгинского прогиба (линия максимальной мощности всего осадочного чехла), проходя в большей своей части в пределах новейшей Присахалинской флексуры (5), в основном также находится западнее осевой линии неотектонической впадины Дерюгина (1) и юго-восточной половины Старицкого прогиба (2)

(рис. 3), что объясняется миграцией прогиба в новейшее время в восточном направлении. Ввиду отсутствия данных, палеогеография района впадины Дерюгина с конца плиоцена и до позднерисского (тазовского) оледенения (Q_2^6 ; 6 ИКС) не выяснена.

В рассматриваемом районе наиболее полный разрез четвертичных отложений вскрыт колонкой LV28-34-2 длиной 969 см при глубине дна 1431 м [14] (рис. 3), где выделено шесть горизонтов, из ко-

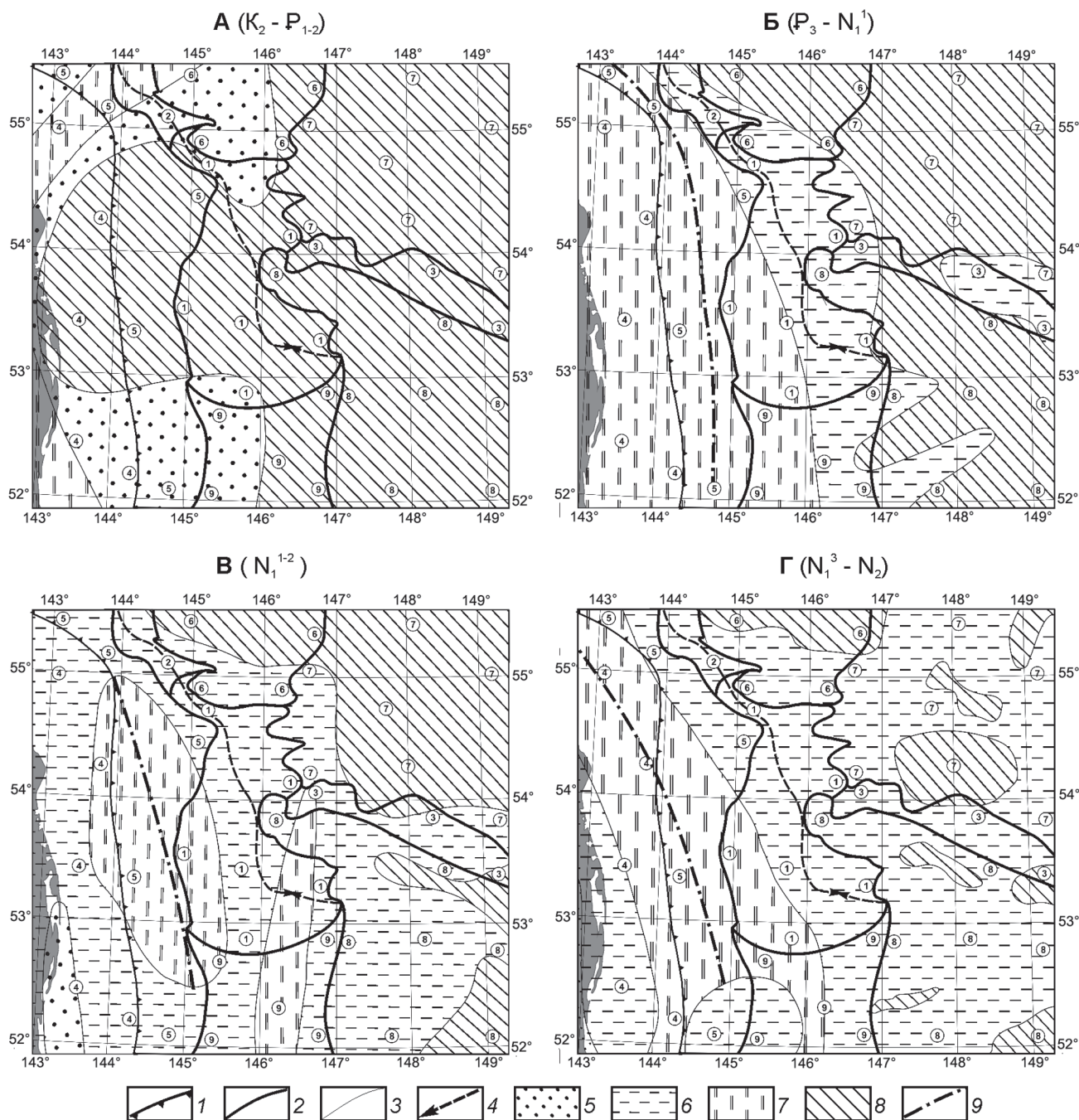


Рис. 4. Схемы расположения основных неотектонических структурных элементов района впадины Дерюгина (Охотское море) относительно палеогеографических схем литофизических комплексов по данным Ильева и др. [19].

А – доолигоценых отложений (РССК I); Б – олигоцен-нижнемиоценовых (РССК II); В – нижне-среднемиоценовых (РССК III); Г – верхнемиоцен-плиоценовых (РССК IV).

1 – бровка Присахалинского шельфа; 2 – границы основных неотектонических структурных элементов (по рис. 3); 3 – границы литофизических комплексов; 4 – осевая линия неотектонического Старицкого прогиба и впадины Дерюгина. Литофизические комплексы: 5 – алеврито-глинисто-песчаный терригенный с углями; 6 – песчано-алеврито-глинистый терригенный; 7 – алеврито-глинистый кремнистый; 8 – область отсутствия отложений; 9 – осевая линия относительно глубоководного прогиба, где накапливались отложения алеврито-глинисто-кремнистого литофизического комплекса. Цифры в кружках – номера неотектонических структурных элементов (см. рис. 1, 3).

торых горизонты 1, 3 и 5 соответствуют теплым временным интервалам (ИКС), а горизонты 2, 4 и 6 – холодным. Горизонт 1 (1 ИКС) с возрастом менее 12.4 тыс. лет [2] включает голоценовые и позднплейстоценовые образования, начиная с события беллинг и по поздний дриас включительно, верхняя граница которого (10 тыс. лет) большинством исследователей традиционно принимается за границу плейстоцена и голоцена [1]. По возрасту отложения горизонта 3 относятся к вюрмскому межстадиалу, а горизонта 5 – к рисс-вюрмскому межледниковью [14], что, согласно Сибирской стратиграфической шкале, соответствует каргинскому межстадиалу (Q_3^3) и казанцевскому межледниковью (Q_3^1) [1]. Для горизонтов 1, 3 и 5 устанавливается относительно высокое содержание бореальных, умеренно тепловодных высокопродуктивных пелагических и океанических диатомей. Отложения горизонтов характеризуются тонкими, преимущественно илистыми фракциями с прослоями, обогащенными органогенными элементами, а также слабокремнистыми и кремнистыми илами [14]. Илистая фракция образуется путем осаждения взвеси при постоянно низкой активности придонных вод, что для окраинных бассейнов типично при высоком стоянии уровня моря [6]. Горизонты 2 и 4 относятся к ледниковым стадиям вюрмского оледенения, а горизонт 6 – к верхней стадии рисского оледенения [14], которые, согласно Сибирской стратиграфической шкале, сопоставляются, соответственно, с сартанской (верхнезырянской) (Q_3^4) и ермаковской (нижнезырянской) (Q_3^2) стадиями зырянского оледенения и тазовской стадией (Q_2^6) бахтинского оледенения [1]. Эти горизонты отличаются низкой численностью диатомей, среди которых встречаются аркто-бореальные и северобореальные, преимущественно неритические, сублиторально-неритические и сублиторальные виды. Отмечаются единичные экземпляры сублиторальных диатомей солоноватоводного и пресноводного генезиса, а также переотложенные неогеновые виды. Отложения горизонтов характеризуются грубым гранулометрическим составом, что свидетельствует о возрастании активности придонных течений [14]. Горизонты 1–5, выделенные В.В. Мухиной [14], в возрастном отношении в общих чертах сопоставимы с соответствующими горизонтами, охарактеризованными в [6] и в других работах по Охотскому морю.

В районе впадины Дерюгина большинство колонок, изученных А.П. Жузе [8], вскрывают только два верхних горизонта (1, 2), и лишь в колонке 915 их выделяется три, а с учетом некоторых данных возможно и четыре, которые в возрастном отноше-

нии сопоставимы с соответствующими горизонтами В.В. Мухиной [14]. Исследованиями А.П. Жузе установлено следующее: “Результаты диатомового анализа показали, что в эпоху последнего оледенения на месте современной глубоководной котловины Дерюгина находились глубины, не превышающие 300–350 м” [8, стр. 217]. В связи с этим, если принять уровень моря во время последней позднплейстоценовой регрессии (~ 17 тыс. лет назад [16, 26]) на 100 м ниже современного [25], а глубины Охотского моря в районе впадины Дерюгина в период формирования горизонта 2 порядка 300 м [8] (или 400 м относительно современного уровня), то, с учетом существующих глубин дна, погружение его за поздний плейстоцен и голоцен составит ориентировочно от 540 м ($V=3$ см/год) в районе станции 115, расположенной в присводовой части поднятия Института океанологии (рис. 3), что соответствует скоростям погружения Баренцевского шельфа (1.4–3 см/год) за последние 15–16 тыс. лет [11], и до 1340 м ($V=8$ см/год) в районе станции 917, находящейся в глубоководной части впадины Дерюгина (рис. 3), что сопоставимо со скоростями опускания Черноморского шельфа за последние 13 тыс. лет (10–15 см/год) [4].

Х.М. Саидова [17] на основании изучения донных фораминифер приводит несколько иные глубины Охотского моря в районе впадины Дерюгина в период формирования отложений горизонта 2 по сравнению с данными А.П. Жузе [8] (рис. 3). Однако, несмотря на расхождения в оценках глубин моря по результатам диатомового [8] и фораминиферного [18] анализов, следует, видимо, предположить, что в периоды формирования отложений горизонтов 2, 4 и 6 глубины дна Охотского моря были меньше, чем во время формирования горизонтов 1, 3 и 5. Х.М. Саидова [18] это связывает, соответственно, с поднятиями и погружениями дна, при этом отмечается, что наибольшее поднятие его было в период формирования горизонта 4, а наибольшее погружение – во время осадконакопления горизонта 1.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Составлена схема неотектоники района впадины Дерюгина в изолиниях, которая по аналогии с термином “структурно-тектоническая карта» (схема) названа нами “структурно-неотектоническая”. При построении ее в качестве исходной (“структурной») поверхности принята полигенетическая, полихронная “вершинная” поверхность морского дна, отраженная на карте в виде изолиний глубин относительно современного уровня моря. Схема составлена на основании преимущественно батиметри-

ческих данных, при этом считается, что морфология новейших структурных форм не является чисто тектонической, поскольку в ней так или иначе отражаются результаты экзогенных процессов. На основании структурно-неотектонической схемы составлена схема основных неотектонических структурных элементов.

С учетом палеогеографических схем литофизических комплексов четырех временных интервалов (K_2-N_1), (P_3-N_1), (N_1^{1-2}), ($N_1^3-N_2$) установлено, что на большей части рассматриваемой территории с конца позднего мела и до позднего плиоцена существовали либо континентальные условия, либо условия относительно неглубокого моря и лишь в западной части района в это время формировался относительно глубоководный прогиб, осевая линия которого располагалась существенно западнее неотектонической впадины Дерюгина и Старицкого прогиба. В позднем плиоцене на территории глубоководного палеопрогиба (P_3-N_2) и впадины Дерюгина при продолжающемся осадконакоплении, видимо, существовали шельфовые глубины. Современная осевая линия Дерюгинского тектонического прогиба (линия максимальной мощности всего осадочного чехла) находится существенно западнее осевой линии неотектонической впадины Дерюгина и юго-восточной половины Старицкого прогиба, что связано с миграцией прогиба в новейшее время в восточном направлении. Из-за отсутствия данных, палеогеография района с конца плиоцена и до позднеплиоценового (тазовского) оледенения (Q_2^6 ; 6 ИКС) не выяснена.

Наиболее полный разрез четвертичных отложений вскрыт колонкой LV 28-34-2 [14] (рис. 3), где выделено шесть горизонтов, из которых 1, 3 и 5 соответствуют теплым временным интервалам (ИКС), а горизонты 2, 4 и 6 – холодным. В районе впадины Дерюгина большинство колонок, охарактеризованных А.П. Жузе [8], вскрывают только два верхних горизонта (1, 2), которые в возрастном отношении сопоставимы с аналогичными горизонтами В.В. Мухиной [14]. Установлено, что в эпоху последнего оледенения на месте современной впадины Дерюгина глубины дна не превышали 300–350 м [8]. Предполагается, что глубины моря в периоды холодных ИКС (горизонты 2, 4, 6) были меньше, чем в теплые ИКС (горизонты 1, 3, 5), что связывается, соответственно, с поднятиями и погружениями морского дна [18], а также частично объясняется эвстатическими колебаниями уровня моря.

Если принять уровень моря во время последней позднеплейстоценовой регрессии (~ 17 тыс. лет назад) [16, 26] на 100 м ниже современного [25], а глубины Охотского моря в районе впадины Дерюгина в

период формирования горизонта 2 порядка 300 м [8], то за время поздний плейстоцен–голоцен впадина Дерюгина погружалась со средней скоростью 8 см/год, а присводовая часть поднятия Института океанологии – 3 см/год, что сопоставимо, соответственно, со скоростями опускания Черноморского шельфа за последние 13 тыс. лет (10–15 см/год) [4] и скоростями погружения Баренцевского шельфа (1.4–3 см/год) за последние 15–16 тыс. лет [11].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипов С.А. Хроностратиграфия плейстоцена севера Сибири // Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 13–22.
2. Астахов А.С., Горбаренко С.А., Бахарева Г.А. и др. Распределение и скорости накопления рудных элементов в голоценовых и позднеледниковых отложениях котловины Дерюгина Охотского моря // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 2. С. 115–132.
3. Астахова Н.В., Сорочинская А.В. Баритовая и карбонатная минерализация в осадках впадины Дерюгина Охотского моря // Океанология. 2001. Т. 41, № 3. С. 447–455.
4. Барг И.М. О возрасте и образовании Керченского пролива и Азовского моря // Докл. РАН. 2007. Т. 412, № 2. С. 220–222.
5. Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря / А.И. Обжиров, Н.В. Астахова, М.И. Липкина, О.Ф. Верещагина, Г.И. Мишукова, А.В. Сорочинская, И.Г. Югай. Владивосток: Дальнаука, 1999. 184 с.
6. Горбаренко С.А., Ковалюх Н.Н., Одиноква Л.Ю. и др. Верхнечетвертичные осадки Охотского моря и реконструкция палеоокеанологических условий // Тихоокеан. геология. 1988. № 2. С. 25–34.
7. Жидкова Л.С., Кузина Н.И., Попова Л.А. Биофациальные особенности позднемиоценового и плиоценового бассейнов Северо-Восточного Сахалина // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. XLIII. Вып. 3. С. 38–54.
8. Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 259 с.
9. Журавлев А.В. Особенности тектоники шельфа дальневосточных морей в связи с их нефтегазоносностью // Геология и геоморфология шельфа окраинных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 16–35.
10. Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 216 с.
11. Крапивнер Р.Б. Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15–16 тыс. лет // Геотектоника. 2006. № 3. С. 39–51.
12. Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. Барит-карбонатная минерализация, аномалии метана и геофизические поля во впадине Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 35–40.
13. Лившиц М.Х. Внутренняя структура осадочного комплекса и морфология поверхности складчатого основания Присахалинских акваторий по материалам сейсмических исследований // Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972. С. 168–175. (Тр. СахКНИИ. Вып. 33).
14. Мухина В.В. Позднечетвертичная диатомовая стратигра-

- фия и палеогеография Охотского моря (впадина Дерюгина) // Геология морей и океанов: Тез. докл. XVI Междунар. науч. школы по морской геологии. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 223–224.
15. Немцев Ю.С., Андиева Т.А., Сафронов П.Н. Неотектоника дальневосточных морей СССР. Обзор // Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1978. 52 с.
 16. Никифоров Л.Г. Последледиговое эвстатическое повышение уровня океана и его значение для развития морских побережий // Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.: Наука, 1975. С. 12–40.
 17. Саидова Х.М. Распределение фораминифер в донных отложениях Охотского моря // Геологические исследования в дальневосточных морях. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 96–157 (Тр. Ин-та Океанологии АН СССР. Т. XXXII).
 18. Саидова Х.М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.
 19. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / О.В. Веселов, Е.В. Грецкая, А.Я. Ильев и др.; отв. ред. К.Ф. Сергеев; Ин-т мор. геологии и геофизики ДВО РАН. М.: Наука, 2006. 130 с.
 20. Уфимцев Г.Ф. Картографический анализ при изучении неотектоники горных стран // Геология и геофизика. 1974. № 2. С. 79–85.
 21. Уфимцев Г.Ф., Худяков Г.И. О геометризации, районировании и терминологии геоморфоструктур // Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976. С. 89–97.
 22. Уфимцев Г.Ф. Карта вершинной поверхности Дальнего Востока и ее неотектоническая интерпретация // Геоморфология и неотектоника горных областей Дальнего Востока. Владивосток, 1977. С. 21–45.
 23. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 184 с.
 24. Цой И.Б., Терехов Е.П., Горовая М.Т. и др. Кайнозойское осадконакопление на западном склоне Южно-Охотской котловины Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 19–34.
 25. Шестера Ю.П., Мечетин А.В. К вопросу об уровне второй позднеплейстоценовой регрессии Японского моря (Северо-Западный шельф) // Палеогеографические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 97–102.
 26. Щербаков Ф.А. Отражение изменений уровня моря в разрезах позднечетвертичных морских отложений // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 112–120.
 27. Suk Bong-Chool, Anosov G.J., Semakin V.P., and Svarichevsky A.S. Bathymetry and Morphotectonic Elements in the Ulleung Basin, East Sea of Korea // Korean Journal of Geophysical Research. 1996. V. 24, N 1. P. 1–10.
 28. Svarichevsky A.S. The Geomorphology of the Derugin Basin. KOMEX: Kurile-Okhotsk Sea Marine Experiment. Cruise Reports: KOMEX V and KOMEX VI, R/V Professor Gagarinsky Cruise 26 and M/V Marshal Gelovany Cruise 1. Biebow N., Lüdmann T., Karp B., Kulinich R. (Eds). GEOMAR Report 88 // GEOMAR. Kiel, 2000. P. 182–183.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

V.P. Semakin, A.V. Kochergin

Neotectonics of the Deryugin Basin Region (Sea of Okhotsk)

A structural-neotectonic scheme and a scheme of basic neotectonic structural elements were compiled based on the sea bottom «summit» surface. The comparison of these schemes with paleogeographic schemes of lithophysical complexes of four time intervals ($K_2 - P_{1-2}$, $P_3 - N_1^1$, N_1^{1-2} and $N_1^3 - N_2$) established that beginning from the end of the Late Cretaceous to the Late Pliocene there were either continental conditions or conditions of a relatively shallow sea in the most part of the territory, and only in the western part of the region there was forming a relatively deep-sea trough, whose axial line was located farther westward from the Deryugin neotectonic basin and the Staritsky trough. In the Late Pliocene shelf depths seemed to be in the territory of the deep-sea paleotrough ($P_3 - N_2^2$) and the Deryugin basin when sedimentation continued. Paleogeography of the region from the late Pliocene to the Late Rissian (Tazovian) glaciation (6 isotopic-oxygen stages – 6 IOS) is not clarified. The most complete section of Quaternary deposits is outstripped by column LV 28-34-2, where 6 horizons were distinguished, of which Nos 1, 3 and 5 correspond to warm time intervals (IOS) and horizons 2, 4 and 6 correspond to cold time intervals. Sea depths in the periods of cold IOS (horizons 2, 4, 6) were shallower than in the warm IOS (horizons 1, 3, 5), which is related to uplifts and subsidences of sea bottom, respectively. During the Late Pleistocene-Holocene period (~ 17 000 years) the Deryugin basin was subsiding at an average rate of 8 cm/year; and the near-arch part of the Institute of Oceanology Rise, at a rate of 3 cm/year.

Key words: summit surface, neotectonics, newest structural form, flexure, tectonic scarp, uplift, trough, Deryugin Basin, Sea of Okhotsk.

**ДИСКУССИЯ ПО СТАТЬЕ В.П. СЕМАКИНА И А.В. КОЧЕРГИНА
“НЕОТЕКТОНИКА РАЙОНА ВПАДИНЫ ДЕРЮГИНА (ОХОТСКОЕ МОРЕ)”**

А.Н. Деркачев, И.В. Уткин

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская 43,
г. Владивосток, 690041; e-mail: derkachev@poi.dvo.ru*

Поступила в редакцию 17 июля 2009 г.

Мы ознакомились со статьей В.П. Семакина и А.В. Кочергина несколько раньше других читателей “Тихоокеанской геологии”, так как были одними из рецензентов данной работы. На наш взгляд, рецензируемая статья состоит из двух контрастных частей. Первая представляет непосредственно авторские разработки, касающиеся направленности тектонических процессов в рассматриваемом регионе в дочетвертичное время. Материал здесь представлен интересный и новый.

Вторая часть статьи, практически совместима по размеру с первой, затрагивает вопросы неотектоники четвертичного (точнее, позднеплейстоцен-голоценового) времени, интерпретация которого, в основном, базируется на использовании компилятивного материала (причем, крайне неполного) по биостратиграфии отложений данного региона Охотского моря. В рецензии мы настоятельно пытались обратить внимание авторов на существенные упущения в интерпретации материалов по четвертичной геологии региона и, соответственно, ошибочность сделанных авторами выводов о значительных неотектонических подвижках за относительно короткий промежуток времени. Но, к сожалению, наши замечания остались без соответствующего внимания и статья вышла без существенных изменений, что и явилось причиной для написания данной критической заметки.

Наиболее серьезные замечания относятся к вопросам интерпретации неотектонических событий позднего плейстоцена–голоцена, где авторы статьи пытаются убедить читателя в существенном погружении впадины Дерюгина (более 1000 м) за достаточно короткий промежуток времени (~17 тыс. лет), что не укладывается в рамки современных представлений о палеоокеанологической ситуации в данном регионе и центральной части Охотского моря.

В основу своей доказательной базы они используют ссылки на выводы из ранних работ по микрофоссилиям Охотского моря [7, 12], т. е. из работ пятидесятилетней давности, действительно являвшихся для того времени базовыми для палеогеографии

Охотского моря. Но с тех пор изменились представления о многих вопросах седиментологии, палеоокеанологии, экологии планктонных и бентосных организмов. Появились и вошли в обиход такие понятия и явления, как уровень карбонатной компенсации, фораминиферовый лизоклин, селективное растворение раковин, динамика мутьевых потоков и нефеловидные слои в глубоководных котловинах, структура и факторы изменчивости водных масс Охотского моря, вопросы вертикальной стратификации водных масс и др. У авторов отсутствуют ссылки на многочисленные работы последнего десятилетия по био-стратиграфии, палеоокеанологии, седиментологии Охотского моря и впадины Дерюгина, в частности. Поэтому, по нашему мнению, использование выводов, изложенных в указанных выше ранних работах, в качестве основного аргумента в доказательстве значительных погружений впадины Дерюгина за относительно короткий промежуток времени не совсем корректно, если полученные выводы не подтверждаются другими исследованиями.

Так, многочисленными работами последнего десятилетия по проблемам палеоокеанологии и био-стратиграфии Охотоморского региона установлено, что изменения климатических событий (как глобальных, так и региональных) вызывали периодические изменения в циркуляции и структуре водных масс, которые соответственно сопровождалась изменением в составе и распределении сообществ планктонных и бентосных организмов (диатомей, радиолярий, фораминифер) [1–5, 8, 9, 11, 13, 14, 16, 21, 23, 25]. Естественно, приводимый здесь список является далеко не исчерпывающим, и его без труда можно дополнить.

Ни в одной из этих публикаций наблюдаемые изменения в сообществах исследуемых организмов не связываются с крупномасштабными неотектоническими опусканиями или поднятиями морского дна, на чем настаивают авторы рецензируемой статьи. Такие события вряд ли бы ускользнули от внимания известных специалистов по био-стратиграфии и палеоокеанологии. Это в полной мере относится и к

исследованию колонки Lv28-34-2 [3], сведения по которой [10] авторы пытаются интерпретировать для объяснения своих выводов по неотектонике впадины Дерюгина. Далее, достаточно упомянуть работу И.И. Бурмистровой, Н.В. Беляевой [5], в которой отмечается, что в центральной части впадины Дерюгина в отложениях возрастом 24–28 тыс. лет доминирующими в сообществе бентосных фораминифер являются глубоководные виды, т.е. в это время во впадине уже существовали глубины, превышающие 300–350 м. Не противоречат этому и работы Т.А. Хусид с соавторами [13, 14, 16].

Не совсем корректно, на наш взгляд, приводимое авторами сравнение скоростей предполагаемого погружения впадины Дерюгина с другими районами Мирового океана (шельфом Черного и Баренцева морей). В морфоструктурном отношении это совершенно разные регионы со своей историей развития.

Известно, что осадки и осадочные породы являются своеобразной летописью геологических событий. Поэтому значительные опускания морского дна во впадине Дерюгина со скоростью до 8 см/год за относительно короткий период времени (~ 17 тыс. лет), которую допускают авторы статьи, неминуемо нашли бы подтверждение не только у биостратиграфов, но и у седиментологов, изучающих Охотское море. Такие события (правильнее даже сказать, катастрофические явления) должны были вызвать более масштабные изменения в литологии осадков, чем наблюдаемые на самом деле [6, 17–20]. Как показал литофациальный анализ многочисленных колонок (более сотни), изученных в этом регионе за последние 10–15 лет, подобных изменений во впадине Дерюгина и ее окрестностях не зафиксировано. Наличие мелководных шельфовых и близких к ним отложений позднего плейстоцена–голоцена было бы моментально отмечено по изменению вещественных и гранулометрических характеристик осадков. Для всех же изученных колонок отмечены только разрезы, свойственные глубоководным обстановкам осадконакопления. Погружение осадков обычно связывается с ледовым разнесом обломочного материала, усиление которого происходит в стадии похолодания климата, а также влиянием турбидитных потоков [2, 17–20, 23, 24 и др.].

Постулируемые авторами статьи огромные для позднего плейстоцена–голоцена изменения глубины дна котловины Дерюгина неминуемо вызвали бы закономерный тренд в осадочной летописи. Так, по опыту из других регионов, где этот тренд действительно имеется, следует, что он хорошо прослежива-

ется и даже смоделирован, например, по проекту Strataform [22, 26 и др.]

Второе, не менее серьезное замечание вызывает интерпретация событий палеоокеанологического (палеогеоморфологического или палеогеографического, можно назвать как угодно) характера, где авторы стараются показать, что процессы тектонического поднятия и погружения морского дна в рассматриваемом районе Охотского моря синхронно связаны, соответственно, с эпохами потеплений и похолоданий (на каком основании?). Отправные постулаты для своих выводов они опять же черпают из указанных выше ранних работ А.П. Жузе и Х.М. Саидовой [7, 12], не задумываясь о реальном их содержании. Комментарии здесь, по нашему мнению, излишни.

Как мы отмечали выше, современными исследованиями четвертичных отложений Охотского моря достаточно уверенно доказано, что наблюдаемые временные изменения в сообществах планктонных и бентосных организмов вызваны преимущественно глобальными и региональными климатическими флуктуациями, приводящими к изменению вертикальной структуры вод и их циркуляции, усилению или ослаблению биопродуктивности и потоков терригенного материала и пр. Без учета этих факторов формальное использование ссылок, даже на весьма заслуженных исследователей, может привести к серьезным ошибкам в интерпретации эволюции бассейнов осадконакопления, в чем мы реально убедились, ознакомившись с рецензируемой статьей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бараш М.С., Бубенщикова Н.В., Казарина Г.Х., Хусид Т.А. О палеоокеанологии центральной части Охотского моря в течение последних 200 тыс. лет (по микропалеонтологическим данным) // *Океанология*. 2001. Т. 41, № 5. С. 755–767.
2. Бараш М.С., Чеховская М.П., Бибо Н. и др. О четвертичной палеоокеанологии юго-восточной части Охотского моря по литологии и планктонным фораминиферам // *Океанология*. 2005. Т. 45, № 2. С. 273–285.
3. Бараш М.С., Хусид Т.А., Матуль А.Г. и др. Распределение бентосных фораминифер в позднечетвертичных отложениях впадины Дерюгина (Охотское море) // *Океанология*. 2008. Т. 48, № 1. С. 113–122.
4. Басов И.А., Горбаренко С.А., Хусид Т.А. Бентосные фораминиферы и гидродинамический режим Охотского моря: последние 17 тысяч лет // *Докл. РАН*. 2000. Т. 370, № 5. С. 681–685.
5. Бурмистрова И.И., Беляева Н.В. О сообществах бентосных фораминифер последних 26000 лет в котловине Дерюгина (Охотское море) // *Океанология*. 2006. Т. 46, № 6. С. 885–891.

6. Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Можеровский А.В. и др. Минералого-геохимические признаки существования аноксидных условий осадконакопления в локальных котловинах Охотского моря в позднем плейстоцене-голоцене // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 3. С. 3–33.
7. Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 260 с.
8. Иванова Е.Д., Горбаренко С.А. Комплексы бентосных фораминифер как показатель донных обстановок в позднем плейстоцене-голоцене (Охотское море) // Доклады международного APN-start симпозиума по изучению глобальных изменений в Северо-Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2005. С. 37–45.
9. Матгуль А.Г., Абельман А. Четвертичная водная структура Охотского моря по данным радиоларий // Докл. РАН. 2001. Т. 381, № 2. С. 259–261.
10. Мухина В.В. Позднечетвертичная диатомовая стратиграфия и палеогеография Охотского моря (впадина Дерюгина) // Геология морей и океанов: Тез. докл. XVI Международ. науч. шк. по морской геологии. М: ГЕОС, 2005. Т. I. С. 223–224.
11. Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Диатомеи плиоцена и антропогена Северной Пацифики (стратиграфия и палеоэкология). Владивосток: Дальнаука, 2001. 228 с.
12. Саидова Х.М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 264 с.
13. Хусид Т.А. Бентосные фораминиферы Охотского моря и палеосреда в позднечетвертичное время // Океанология. 2000. Т. 40, № 3. С. 434–438.
14. Хусид Т.А., Бараш М.С., Бибо Н. и др. О позднечетвертичных изменениях придонной среды юго-восточного склона Охотского моря по бентосным фораминиферам // Океанология. 2005. Т. 45, № 3. С. 440–446.
15. Хусид Т.А., Доманов М.М., Свинников А.И. Особенности видового состава и распределения фораминифер во впадине Дерюгина (Охотское море) // Изв. РАН. Сер. биол. 2006. № 2. С. 217–224.
16. Цой И.Б., Обрезкова М.С., Артемова А.В. Диатомеи в поверхностных осадках Охотского моря и северо-западной части Тихого океана // Океанология. 2009. Т. 49, № 1. С. 141–150.
17. Cruise Report: KOMEX I and KOMEX II. R/V “Professor Gagarinsky”, Cruise 22, R/V “Akademik M.A. Lavrentyev”, Cruise 28. GEOMAR Report 82, 1999. 188 p.
18. Cruise Report: KOMEX V and KOMEX VI. R/V “Professor Gagarinsky”, Cruise 26, M/V “Marshal Gelovany”, Cruise 27. GEOMAR Report 88, 2000. 296 p.
19. Cruise Report: KOMEX. R/V “Akademik M.A. Lavrentyev”, Cruise 29, Leg 1 and Leg 2. GEOMAR Report 110, 2003. 190 p.
20. Cruise Report: KOMEX. R/V “Sonne”, Cruise 178. GEOMAR Report, 2004. 125 p.
21. Gorbarenko S.A., Nuernberg D., Derkachev A.N. et. al. Magnetostratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // Marine Geology. 2002. V. 183, N 14. P. 107–129.
22. Nittrouer C.A., Kravitz J.H. STRATAFORM: a program to study the creation and interpretation of sedimentary strata on continental margins // Oceanography. 1996. V. 9, N 3. P. 146–152.
23. Nuernberg D., Tiedemann R. Environment change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1. million years // Paleooceanography. 2004. V. 19. PA4011, doi: 10. 1029/2004PA001023.
24. Sakamoto T., Ikehara M., Uchida M. et al. Millennial-scale variations of sea-ice expansion in the southwestern part of the Okhotsk Sea during the past 120 kyr: Age model and ice-rafted debris in IMAGES Core MD01-2412 // Global and Planetary Change. 2006. V. 53, N 1. 58–77.
25. Seki O., Ikehara M., Kawamura K. et. al. Reconstruction of paleoproductivity in the Sea of Okhotsk over the last 30 kyr // Paleooceanography. 2004. V. 19. PA 1016. doi. 10. 1029/2002 PA00808.
26. Syvitsky J.P.M., Bahr D.B. Numerical models of marine sediment transport and deposition // Computers and Geosciences. 2001. V. 27, N 6. P. 617–618.