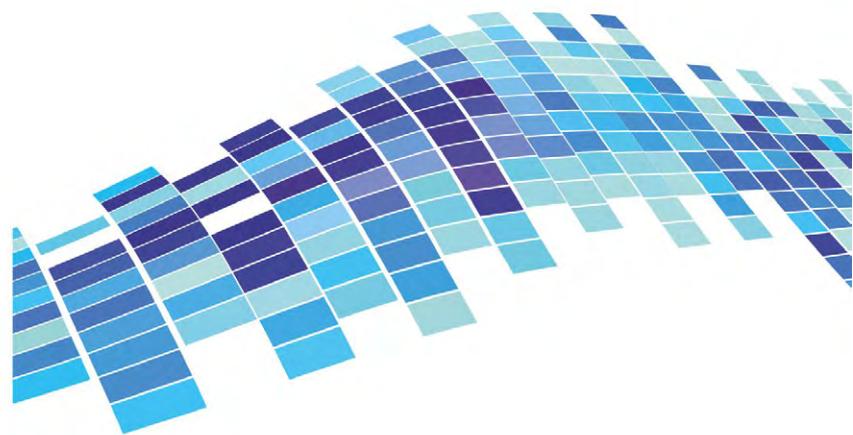


ISSN 2541-8912 (Print)
ISSN 2713-2161 (Online)

ГЕОСИСТЕМЫ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН



GEOSYSTEMS
of Transition Zones

2021 **Том 5** **№ 3**

Научный журнал

Учредитель и издатель:

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения
Российской академии наук

Издается с 2017 г.

Периодичность издания 4 раза в год

Scientific journal

Founder and Publisher:

Institute of Marine Geology and Geophysics
of the Far Eastern Branch
of the Russian Academy of Sciences

Published since January 2017

Periodicity: Quarterly

Основная задача журнала – информирование научной общественности, российской и зарубежной, о результатах изучения геосистем переходных зон Земли и связанных с ними проблем геофизики, геологии, геодинамики, сейсмологии, геоэкологии и других наук.

The Journal mission is informing of international scientific community about results of researches in the geosystems of Earth transition zones and related problems in Geophysics, Geology, Geodynamics, Seismology, Geoecology and other sciences.

Журнал:

- индексируется в **Российском индексе научного цитирования (РИНЦ)**;
- регистрируется в системе **CrossRef**. Научным публикациям присваивается идентификатор – DOI;
- включен в каталог **Ulrich's Periodicals Directory**;
- включен в международную базу научных журналов открытого доступа – **Directory of Open Access Journals (DOAJ)**;
- входит в **Перечень ВАК** – Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, доктора наук по следующим научным специальностям и соответствующим им отраслям науки:

- 25.00.01. Общая и региональная геология (*геолого-минералогические*)
- 25.00.03. Геотектоника и геодинамика (*геолого-минералогические*)
- 25.00.04. Петрология, вулканология (*геолого-минералогические*)
- 25.00.10. Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых (*геолого-минералогические; физико-математические*)
- 25.00.25. Геоморфология и эволюционная география (*географические*)
- 25.00.28. Океанология (*географические; геолого-минералогические; физико-математические*)
- 25.00.35. Геоинформатика (*геолого-минералогические; физико-математические*)
- 25.00.36. Геоэкология (*геолого-минералогические; географические*)
- 01.02.04. Механика деформируемого твердого тела (*физико-математические; технические*)

The Journal is:

- indexed in **Russian Science Citation Index (RISC)**;
- registered in the **CrossRef** system. Scientific publications are assigned an individual identifier DOI;
- included in the **Ulrich's Periodicals Directory** database;
- included in the **Directory of Open Access Journals (DOAJ)**;
- included in the **VAK List** – the List of peer reviewed scientific journals, in which main research publish the scientific results of dissertations for the Candidate of Sciences and Doctor of Sciences degrees should be published. Scientific specialties of dissertations and their respective branches of science are the following:

- 25.00.01. General and regional geology (*Geology and Mineralogy*)
- 25.00.03. Geotectonics and Geodynamics (*Geology and Mineralogy*)
- 25.00.04. Petrology and volcanology (*Geology and Mineralogy*)
- 25.00.10. Geophysics, geophysical methods of exploration activity (*Geology and Mineralogy; Physics and Mathematics*)
- 25.00.25. Geomorphology and evolutionary geography (*Geography*)
- 25.00.28. Oceanology (*Geography; Geology and Mineralogy; Physics and Mathematics*)
- 25.00.35. Geoinformatics (*Geology and Mineralogy; Physics and Mathematics*)
- 25.00.36. Geoecology (*Geology and Mineralogy; Geography*)
- 01.02.04. Mechanics of deformable solids (*Physics and Mathematics; Engineering*)

Контент доступен по лицензии Creative Commons Attribution License 4.0 International (CC BY 4.0)

Content is available under the Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC BY 4.0)

Адрес учредителя и издателя

ИМГиГ ДВО РАН
ул. Науки, 16, Южно-Сахалинск, 693022
Тел./факс: (4242) 791517
E-mail: gtrz-journal@mail.ru
Сайт: <http://journal.imgg.ru>

Postal address

IMGG FEB RAS
1B, Nauki Str., Yuzhno-Sakhalinsk, 693022
Tel. / Fax: (4242) 791517
E-mail: gtrz-journal@mail.ru
Website: <http://journal.imgg.ru>

Главный редактор

- **Левин Борис Вульфович**, член-корреспондент РАН, д-р физ.-мат. наук, профессор, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, главный научный сотрудник лаборатории цунами им. С.Л. Соловьева; Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, научный руководитель

Заместитель главного редактора

- **Богомолов Леонид Михайлович**, д-р физ.-мат. наук, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, директор, руководитель Центра коллективного пользования
- **Адушкин Виталий Васильевич**, академик РАН, д-р физ.-мат. наук, Институт динамики геосфер РАН; Московский физико-технический институт, Москва
- **Алексанин Анатолий Иванович**, д-р техн. наук, Институт автоматизации и процессов управления ДВО РАН, Владивосток
- **Быков Виктор Геннадьевич**, д-р физ.-мат. наук, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск
- **Завьялов Петр Олегович**, член-корреспондент РАН, д-р геогр. наук, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва
- **Закупин Александр Сергеевич**, канд. физ.-мат. наук, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск – зам. главного редактора
- **Ковалев Дмитрий Петрович**, д-р физ.-мат. наук, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск
- **Кочарян Геворг Грантович**, д-р физ.-мат. наук, профессор, Институт динамики геосфер РАН, Москва
- **Куркин Андрей Александрович**, д-р физ.-мат. наук, профессор, Нижегородский государственный технический университет им. Р.Е. Алексеева, Нижний Новгород
- **Левин Владимир Алексеевич**, академик РАН, д-р физ.-мат. наук, профессор, Институт автоматизации и процессов управления ДВО РАН, Владивосток; Институт механики МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва
- **Лучин Владимир Александрович**, д-р геогр. наук, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток
- **Марапугец Юрий Валентинович**, д-р физ.-мат. наук, доцент, Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, Камчатский край, Паратунка
- **Обжиров Анатолий Иванович**, д-р геол.-минер. наук, профессор, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток
- **Огородов Станислав Анатольевич**, профессор РАН, д-р геогр. наук, чл.-корр. РАН, МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва
- **Плехов Олег Анатольевич**, д-р физ.-мат. наук, профессор, Институт механики сплошных сред УрО РАН, Пермь
- **Прытков Александр Сергеевич**, канд. физ.-мат. наук, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск – ответственный секретарь
- **Ребецкий Юрий Леонидович**, д-р физ.-мат. наук, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва
- **Родкин Михаил Владимирович**, д-р физ.-мат. наук, Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва
- **Рыбин Анатолий Кузьмич**, д-р физ.-мат. наук, Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Кыргызстан
- **Сасорова Елена Васильевна**, д-р физ.-мат. наук, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва
- **Троицкая Юлия Игоревна**, д-р физ.-мат. наук, профессор, Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород; Нижегородский гос. университет им Н.И. Лобачевского, Нижний Новгород
- **Шакиров Ренат Белалович**, д-р геол.-минер. наук, доцент, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток
- **Шевченко Георгий Владимирович**, д-р физ.-мат. наук, Сахалинский филиал Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии, Южно-Сахалинск
- **Ярмолюк Владимир Викторович**, академик РАН, д-р геол.-минер. наук, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Переводчик
Качесова Галина Сергеевна

Editor-in-Chief

- **Boris W. Levin**, Corresponding Member of the RAS, Doctor of Sciences in Physics and Mathematics, Professor, Institute of Marine Geology and Geophysics of the FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk; P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Moscow, Russia

Deputy Editor-in-Chief

- **Leonid M. Bogomolov**, Doctor of Sciences in Physics and Mathematics, Institute of Marine Geology and Geophysics of the FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
- **Vitaly V. Adushkin**, Academician of RAS, Dr. Sci. Phys. and Math., Institute of Geosphere Dynamics of the RAS; Moscow Institute of Physics and Technology
- **Anatoly I. Alexanin**, Dr. Sci. Eng., The Institute of Automation and Control Processes of the FEB RAS, Vladivostok
- **Victor G. Bykov**, Dr. Sci. Phys. and Math., Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics of the FEB RAS, Khabarovsk
- **Peter O. Zavyalov**, Corr. Member of the RAS, Dr. Sci. Geogr., P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Moscow
- **Alexander S. Zakupin**, Cand. Sci. Phys. and Math., Institute of Marine Geology and Geophysics of the FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk – Deputy Editor-in-Chief
- **Dmitry P. Kovalev**, Dr. Sci. Phys. and Math., Institute of Marine Geology and Geophysics of the FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk
- **Gevorg G. Kocharyan**, Dr. Sci. Phys. and Math., Professor, Institute of Geosphere Dynamics of the RAS, Moscow
- **Andrei A. Kurkin**, Dr. Sci. Phys. and Math., Professor, Nizhny Novgorod State Technical University n.a. R.E. Alekseev, Nizhniy Novgorod
- **Vladimir A. Levin**, Academician of RAS, Dr. Sci. Phys. and Math., Professor, The Institute of Automation and Control Processes of the FEB RAS, Vladivostok; Lomonosov Moscow State University, Moscow
- **Vladimir A. Luchin**, Dr. Sci. Geogr., V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of the FEB RAS, Vladivostok
- **Yuri V. Marapulets**, Dr. Sci. Phys. and Math., Associate Professor, Institute of Cosmophysical Research and Radio Wave Propagation of the FEB RAS, Kamchatka Region
- **Anatoly I. Obzhirov**, Dr. Sci. Geol.-Miner., Professor, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of the FEB RAS, Vladivostok
- **Stanislav A. Ogorodov**, Prof. RAS, Dr. Sci. Geogr., Corr. Member of the RAES, Lomonosov Moscow State University, Moscow
- **Oleg A. Plekhov**, Dr. Sci. Phys. and Math., Professor, Institute of Continuous Media Mechanics of the Ural Branch of the RAS, Perm'
- **Alexander S. Pрытков**, Cand. Sci. Phys. and Math., Institute of Marine Geology and Geophysics of the FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk – Assistant Editor
- **Yuri L. Rebetskiy**, Dr. Sci. Phys. and Math., Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Moscow
- **Mikhail V. Rodkin**, Dr. Sci. Phys. and Math., Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics of the RAS, Moscow
- **Anatoly K. Rybin**, Dr. Sci. Phys. and Math., Research Station of Russian Academy of Sciences in Bishkek City, Bishkek, Kyrgyzstan
- **Elena V. Sasorova**, Dr. Sci. Phys. and Math., P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Moscow
- **Yuliya I. Troitskaya**, Dr. Sci. Phys. and Math., Professor, Institute of Applied Physics of the RAS, Nizhniy Novgorod; Lobachevsky University, Nizhniy Novgorod
- **Renat B. Shakirov**, Dr. Sci. Geol.-Miner., Associate Professor, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of the FEB RAS, Vladivostok
- **Georgy V. Shevchenko**, Dr. Sci. Phys. and Math., Sakhalin Branch of the Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Yuzhno-Sakhalinsk
- **Vladimir V. Yarmolyuk**, Academician of RAS, Dr. Sci. Geol.-Miner., Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the RAS, Moscow

Translator
Galina S. Kachesova

СОДЕРЖАНИЕ**CONTENT****Геофизика, сейсмология****Geophysics, seismology**

Ю.Л. Ребецкий. К теории детерминированного прогноза землетрясений методом LURR192

Yu.L. Rebetsky. Concerning the theory of LURR based deterministic earthquake prediction208

КРАТКОЕ СООБЩЕНИЕ**SHORT REPORT**

М.Г. Валитов, З.Н. Прошкина. Изменение амплитудных показателей в приливных вариациях силы тяжести в период подготовки близких землетрясений223

M.G. Valitov, Z.N. Proshkina. Change in the amplitude indicators in tidal variations of gravity during the preparation of nearby earthquakes223

Океанология. Геофизика**Oceanology. Geophysics**

Р.Б. Шакиров, А.Л. Веникова, Н.Л. Соколова, А.И. Обжиров, О.В. Веселов, Е.В. Мальцева, Ф.В. Кузив, В.К. Лексин. Особенности аномальных газогеохимических полей в Восточно-Дерюгинском грабене Охотского моря229

R.B. Shakirov, A.L. Venikova, N.L. Sokolova, A.I. Obzhirrov, O.V. Veselov, E.V. Maltceva, F.V. Kuziv. Peculiarities of anomalous gas-geochemical fields in the East Deryugin graben of the Sea of Okhotsk229

Г.И. Мишукова, А.В. Яцук, Р.Б. Шакиров. Распределение потоков метана на границе вода–атмосфера в различных районах Мирового океана240

G.I. Mishukova, A.V. Yatsuk, R.B. Shakirov. Distribution of methane fluxes on the water–atmosphere interface in different regions of the World Ocean247

Петрология, вулканология**Petrology and volcanology**

С.В. Рассказов, А.В. Рыбин, А.В. Дегтерев, И.С. Чувашова, Т.А. Ясныгина, Е.В. Саранина. Плиоценовый адакитоподобный акцент андезитов и дацитов на Орловском вулканическом поле (о. Сахалин)255

S.V. Rasskazov, A.V. Rybin, A.V. Degterev, I.S. Chuvashova, T.A. Yasnygina, E.V. Saranina. Pliocene adakite-like accent of andesites and dacites from the Orlov volcanic field (Sakhalin Island)255

Геотектоника и геодинамика. Геофизика**Geotectonics and geodynamics. Geophysics**

В.В. Жигулев, А.В. Жигулев. Геологическое развитие северной части Срединно-Курильского прогиба по данным сейсмофациального анализа275

V.V. Zhigulev, A.V. Zhigulev. Geological evolution of the northern Mid Kuril trough based on seismic facies analysis275

Геоморфология и эволюционная география**Geomorphology and evolution geography**

Н.Г. Разжигаева, Л.А. Ганзей, Т.А. Гребенникова, Т.А. Копотева, М.А. Климин, М.С. Лящевская, А.М. Паничев, Х.А. Арсланов, Ф.Е. Максимов, А.Ю. Петров. Развитие Солонцовских озер как показатель динамики увлажнения в Центральном Сихотэ-Алине в позднем голоцене287

N.G. Razjigaeva, L.A. Ganzey, T.A. Grebennikova, T.A. Kopoteva, M.A. Klimin, M.S. Lyashevskaya, A.M. Panichev, Kh.A. Arslanov, F.E. Maksimov, A.Yu. Petrov. Development of Solontsovskie Lakes as indicator of humidity within Central Sikhote-Alin in the Late Holocene287

Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (Свидетельство о регистрации ПИ № ФС 77-73243 от 13.07.2018 г.).

Редактор к.ф.н. Низяева Галина Филипповна
Дизайн Леоненкова Александра Викторовна
Компьютерная верстка Филимонкина Анна Александровна
Корректор Качесова Галина Сергеевна

Типография: 693022, Россия, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б.
<http://www.imgg.ru>

Формат 60 × 84 /8. Усл. печ. л. 14,5.
Тираж 150 экз. Заказ 7961. Свободная цена.
Подписано в печать 03.09.2021.

Подписной индекс в Интернет-каталоге «Пресса России» – 80882
По вопросам распространения обращаться также
E-mail: gtrz-journal@mail.ru

Editor Galina Ph. Nizyaeva, Cand. Sci. (Phylology)
Design Alexandra V. Leonenkova
Desktop publishing Anna A. Filimonkina
Proofreader Galina S. Kachesova

Publisher: 1B, Nauki Str., Yuzhno-Sakhalinsk, 693022.
<http://www.imgg.ru>

Sheet size 60 × 84 /8. Conv. print. sheets 14,5.
Number of copies 150. Order no. 7961. Free price.
Date of publishing 03.09.2021.

Subscription index in United web-catalogue «Press of Russia» – 80882
The Editorial Office can also be contacted by:
E-mail: gtrz-journal@mail.ru

К теории детерминированного прогноза землетрясений методом LURR

© 2021 Ю. Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

**E-mail: reb@ifz.ru*

Резюме. Рассматриваются теоретические вопросы триггерного влияния земных приливов на инициацию землетрясения в рамках подхода LURR. Показано, что рост кулоновых напряжений, возникающий при этом явлении, происходит не для всех режимов напряженного состояния, действующего в изучаемом регионе. Наибольшее их увеличение отвечает режиму горизонтального растяжения и сдвига, которым отвечают разломы с кинематикой сброса и сдвига вдоль простирания. Низкий уровень дополнительных кулоновых напряжений для режима горизонтального сжатия позволяет утверждать малую вероятность триггерного эффекта для разломов с кинематикой взбросов. Отмечено, что для островных дуг и прибрежных участков континентальной коры кроме прямого фактора влияния земных приливов на деформации в твердой земле имеется еще и косвенный фактор в виде дополнительного давления, вызываемого морскими приливами. Для океанского дна это – дополнительное вертикальное давление, а для коры островных дуг и прибрежных участков континентов это – боковое давление. Косвенные факторы существенно усложняют эффект воздействия земных приливов на земную кору, в каких-то случаях полностью нивелируя влияние прямого фактора.

Ключевые слова: земные приливы, триггер, землетрясения, кулоновы напряжения

Concerning the theory of LURR based deterministic earthquake prediction

Yury L. Rebetsky

Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

**E-mail: reb@ifz.ru*

Abstract. This paper considers theoretical aspects of a trigger effect of earth tides on earthquake initiation under the LURR approach. The growth of Coulomb stress, which appears resulting from this phenomenon, is shown to occur not for all regimes of stress state acting in the studied region. Its greatest increase corresponds to the regime of the horizontal extension and shear associated with the faults with kinematics of the normal and strike-slip faults. The low level of additional Coulomb stress for the horizontal compression regime allows asserting the low probability of the trigger effect for the faults with kinematics of the reverse faults. It is noted, that there is also an indirect factor in the form of additional pressure caused by the sea tides in addition to the main factor of the earth tides effect on deformations in the solid earth for island arcs and coastal areas of the continental crust. This is an additional vertical pressure for the ocean floor, and a lateral pressure for the crust of island arcs and coastal areas of the continents. Indirect factors significantly complicate the effect of earth tides on the Earth's crust, completely neutralizing the influence of the direct factor in some cases.

Keywords: earth tides, trigger, earthquakes, Coulomb stress

Для цитирования: Ребецкий Ю.Л. К теории детерминированного прогноза землетрясений методом LURR. *Геосистемы переходных зон*, 2021, т. 5, № 3, с. 192–222. (На рус. и англ.).
<https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.3.192-208.208-222>

For citation: Rebetsky Yu.L. Concerning the theory of LURR based deterministic earthquake prediction. *Geosistemy perexodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2021, vol. 5, no. 3, pp. 192–222. (In Russ. & in Engl.).
<https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.3.192-208.208-222>

Благодарности и финансирование

Работа выполнена в рамках бюджетной темы государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

Введение

Создание детерминированной теории прогноза землетрясений базируется на гипотезе о критическом состоянии породного массива перед сейсмическим разрушением [Sornette, Sammis, 1995; Bowman et al., 1998]. Считается, что в сейсмогенных зонах земной коры разломы постоянно находятся в предкритическом состоянии. Возникновение сильного землетрясения в регионе рассеивает часть накопленной упругой энергии и выводит разлом из критического состояния. Впоследствии тектоническая нагрузка снова приводит разлом в критическое состояние. В работах [Bufe, Varnes, 1993; Jaume, Sykes, 1999] было показано, что кумулятивное высвобождение сейсмического момента от слабых и среднесильных землетрясений перед очень сильным землетрясением приближается к степенному соотношению от времени.

Эти взгляды, сформулированные несколько десятилетий назад, следует дополнить современными знаниями о механизмах диссипации упругой энергии на разломах. После серии работ [Gao et al., 2012; Jordan, 1991; Linde et al., 1996; Peng, Gombert, 2010; Sacks et al., 1978; Sekine et al., 2010; Wei et al., 2013] стало понятно, что стандартное землетрясение является не единственным способом разрядки энергии, накопленной в земной коре. Землетрясения могут развиваться за счет медленного, очень медленного скольжения (низкопериодные и очень низкопериодные землетрясения) и сверхмедленного (тихие землетрясения) скольжения. Есть также треморы и периодического медленного скольжения. Эти события генерируют упругие колебания, регистрируемые широкополосными сейсмодатчиками, и завершаются криповым – асейсмическим скольжением по разломам. Кроме указанной неоднозначности последствий достижения критического состояния при создании детерминированной теории прогноза необходимо различать способы диссипации упругой энергии за счет множества слабых землетрясений или одного сильного [Кочарян и др., 2014; Ребецкий, 2018; Rebetsky, Guo, 2020].

В рамках детерминированной теории прогноза считается, что разломы, находящиеся вблизи критического состояния, по-разному реагируют на нагрузку и разгрузку. При увеличении нагрузки происходит упруго-квазипластическое деформирование, а при ее снижении – упругая разгрузка. Наиболее

ярко эти различия поведения геосреды должны проявляться при действии периодических процессов нагружения и разгрузки. В экспериментальной работе [Yin et al., 2004] получены подтверждающие эту гипотезу результаты. В работах [Николаев, 1994; Yin, 1995; Yin et al., 2001] предложено гравитационное влияние Луны и Солнца на приливы в твердой земле (земные приливы) рассматривать как достаточные по интенсивности для того, чтобы создать *триггерный эффект* для землетрясения. Такой подход фактически предполагает наличие корреляции между фазами земных приливов и сейсмическим режимом.

Считается, что приближение к критическому состоянию возникает на фазе дополнительного нагружения. Предложен параметр LURR, который определяется как отношение высвобождения деформации Бенъоффа во время циклов загрузки по сравнению с циклами разгрузки, вызванными земными приливами *на оптимально ориентированных разломах*. Значения параметра $LURR > 1$ указывают на то, что регион подготовлен к большому или сильному землетрясению.

Большая группа исследователей в нашей стране [Закупин, 2016; Закупин, Жердева, 2017; Закупин, Каменев, 2017; Закупин, Семенова, 2018; Закупин и др., 2020; и др.] и за рубежом [Métivier et al., 2009; Tanaka et al., 2004; и др.] развивает это направление прогноза сильных землетрясений.

Настоящая работа не является обзором результатов исследований корреляции сейсмического режима с фазами земных приливов. Подобный обзор можно найти в работах [Дещеревский, Сидорин, 2012; Баранов и др., 2019]. В них показано, что имеется много работ, в которых получен как положительный, так и отрицательный результат.

Представляемую работу следует рассматривать как аналитическое исследование базисных положений подхода LURR с позиции изучения закономерности изменения природного напряженного состояния на разломах, вызываемых земными приливами. Оптимальность ответа разломов на процесс нагрузки и разгрузки оценивается на основе критерия Кулона–Мора [Cochran et al., 2004; Métivier et al., 2009]. Последнее положение крайне важно, так как для коры, находящейся в разных типах напряженного состояния (горизонтальное сжатие, растяжение или сдвиг), фазой нагружения и разгрузки могут быть разные фазы земных приливов.

Важно отметить, что, согласно определяющему положению LURR, корреляция сейсмического режима с определенными фазами земных приливов для слабых землетрясений должна проявляться для зон разломов, приближенных к критическому состоянию. В тех разломах, для которых такое состояние далеко от критического, такая корреляция не должна наблюдаться.

О влиянии земных приливов на стационарное поле напряжений разломов

Поскольку влияние земных приливов (ЗП) от гравитационного воздействия Луны и Солнца имеет одну и ту же природу, но разделяется по интенсивности, периодичности, пространственному проявлению на земной сфере [Авсюк, 1996], в этой работе будет проведен анализ влияния только Луны. Суммарное лунно-солнечное влияние сохранит все выделенные для Луны особенности, изменив площадное и временное распределение максимумов этого влияния.

Согласно имеющимся представлениям о деформации, возникающей в коре при земных приливах, считается, что в фазе максимального поднятия породный массив испытывает деформации – увеличения объема, а в противоположной фазе – деформации уменьшения объема. Максимальные амплитуды этих деформаций – порядка $1-3 \cdot 10^{-8}$. Если полагать, что деформации в основном являются упругими, то, используя значение объемного модуля $5 \cdot 10^5$ бар и модуля Юнга $7.5 \cdot 10^5$ бар, находим, что в породах возникают дополнительное сжимающее или растягивающее изотропное давление около 0.075 бар или 7.5 КПа (для коэффициента Пуассона 0.25). Это соответствует оценкам напряжений, сделанным, например, в работах [Klein, 1976; Emter, 1997; Wilcock, 2001; Cochran et al., 2004; Stroup et al., 2007].

При оценке влияния деформаций ЗП в твердой земле за отсчетную модель примем напряженное состояние, отвечающее нулевому влиянию приливов. Эту модель далее будем называть *стационарным начальным напряженным состоянием* (СННС). Такая модель прежде всего будет определять *региональный геодинамический тип напряженного состояния земной коры*, зависящий от индекса главного напряжения, ориентированного субвертикально, т.е. возможны напряженные состояния горизонтального сжатия, растяжения или сдвига, а также их сочетание [Ребецкий и др., 2017].

Будем использовать правило знаков для напряжений, принятое в механике сплошных сред, т.е. напряжение растяжения положительное. Соответственно главные напряжения $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ определяются как напряжения наименьшего сжатия, промежуточное главное и напряжение наибольшего сжатия.

Траектории критических кулоновых напряжений модели земных приливов в виде изотропного сжатия и растяжения. При проведении анализа влияния земных приливов удобно координаты на земной сфере представлять не в геоцентрической системе координат, связанной с осью вращения Земли, а в системе, связанной с положением Луны по отношению к Земле (рис. 1). Ось такой системы, направленную на Луну, можно использовать для разбиения сферы Земли на широты и меридианы, как это показано на рисунке 1. Будем такую систему координат именовать инерциальной.

Если исходить из упрощенного представления о влиянии ЗП волн только на изменение объемных деформаций и, следовательно, только на изменение изотропного давления на малую величину $\delta\sigma$ (так предполагается в [Yin X., Yin C., 1991; Yin, 1993, 1995; Yin et al., 2001]), то совершенно безразлично, как ориентирован сейсмогенный разлом по отношению к направлению меридиана инерциальной системы на земной сфере (рис. 1) и какой геодинамический режим напряженного состояния реализуется в земной коре региона.

Следует отметить, что представленное на рис. 1 соотношение максимума приливного эффекта в Земле и положения Луны упрощенное, не учитывающее эффекта суточного вращения Земли. Из-за этого максимум поднятия от ЗП смещен в направлении суточного вращения Земли приблизительно на два градуса.

Для оценки опасности напряженного состояния будем использовать критерий прочности горных пород, основанный на теории Кулона–Мора. В частности, будем использовать понятие кулоновых напряжений:

$$\tau_c = \tau_n + k_f \sigma_{nn}^* \leq \tau_f \quad \text{при} \quad \sigma_{nn}^* = \sigma_{nn} - p_{fl}. \quad (1)$$

Здесь τ_f и k_f – пределы прочности сцепления и коэффициенты статического трения на разрыве, а τ_n и σ_{nn}^* – соответственно, касательные и эффективные нормальные (учтено разупрочняющее влияние флюидного давления p_{fl}) напряжения на возникшем или активизировавшемся разрыве (рис. 2). В настоящей статье,

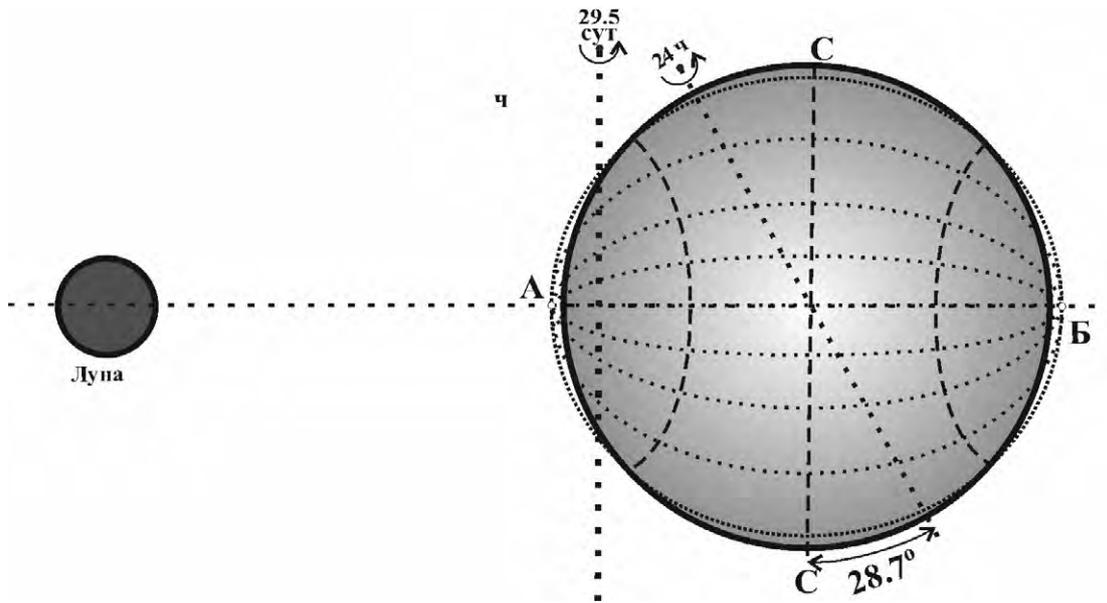


Рис. 1. Расположение на земной сфере меридианов (разреженный пунктир) в инерциальной системе координат и изменение земной формы под влиянием лунных приливов ЗП. Деформированная земными приливами сфера Земли показана частым пунктиром. Вблизи точек А и Б на земной сфере происходят максимальные поднятия, линия СС (удлиненные штрихи) – максимальные опускания. Широта 45°, на которой происходит смена знака вертикальных движений при ЗП, изображена удлиненным пунктиром. Показана плоскость орбиты Луны и Земли (горизонтальный короткий пунктир) относительно их барического центра (вертикальная утолщенная и пунктирная линия) и ось суточного вращения Земли (наклонная разреженная пунктирная линия). Представлено состояние космических тел в момент, когда ось вращения Земли совпадает с плоскостью, проходящей через центры Земли и Луны, и ось их взаимного вращения.

исходя из правила знаков механики сплошной среды, нормальные напряжения растяжения положительные, а сжимающие – отрицательные.

Наибольшие значения кулоновы напряжения τ_c достигают в точке С (рис. 2). Нормаль плоскости, отвечающей точке С, лежит в плоскости действия двух главных напряжений σ_1 и σ_3 , отклоняясь от оси минимального сжатия (σ_1) на угол внутреннего трения $\varphi_f = \arctan k_f$. Кулоновы напряжения, рассчитанные для этой точки по формуле (1), фактически представляют собой разницу между напряжениями, стремящимися сместить борта трещины, и напряжениями трения. Когда напряжения трения больше касательных напряжений, кулоновы напряжения отрицательные.

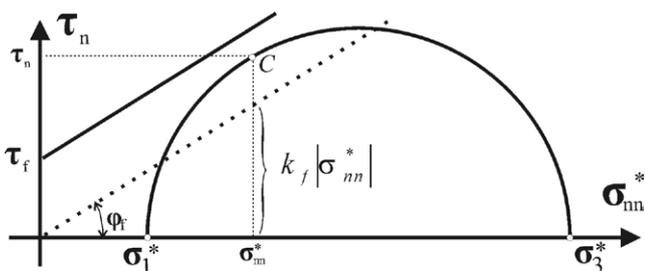


Рис. 2. Диаграмма Мора с пояснениями к расчету кулоновых напряжений. Наклонная сплошная линия – предел хрупкой прочности, пунктирная – минимальное сопротивление трения. Направо откладываются отрицательные значения нормальных напряжений.

В этом случае точка напряженного состояния на диаграмме Мора (рис. 2) находится ниже линии минимального сопротивления трения.

Для точки С такое имеет место тогда, когда большой круг Мора ниже линии минимального сопротивления трения (рис. 2). Когда большой круг Мора выше линии минимального сопротивления трения, но не соприкасается с линией предельной прочности, кулоновы напряжения положительны, но меньше τ_f . Если использовать нормированное значение кулоновых напряжений

$$\bar{\tau}_c = \tau_c / \tau_f, \tag{2}$$

то признаком приближения кулоновых напряжений к критическим значениям является $\bar{\tau}_c > 0$, что определяет пересечение большим кругом Мора линии сопротивления трения, и $\bar{\tau}_c \rightarrow 1$, что соответствует приближению большого круга Мора к линии предела прочности.

В рамках упрощенного представления о роли ЗП при подъеме поверхности получаем, что дополнительные и одинаковые напряжения растяжения должны проявляться для всех компонент главных напряжений ($\delta\sigma > 0$). Это приводит к смещению на диаграмме Мора большого круга Мора налево, поскольку изотропное давление и напряжения сжатия снижаются.

Соответственно налево переместится и точка C (рис. 3 а), т.е. рассчитанные для нее нормированные кулоновы напряжения $\bar{\tau}_C$ приблизятся к 1.

При опускании поверхности $\delta\sigma < 0$, поэтому точка C перемещается вправо от линии предела хрупкой прочности (рис. 3 б) и $\bar{\tau}_C$ уменьшается.

Таким образом, в состоянии поднятия поверхности происходит приближение к критическому, а при прогибах – отдаление от критического состояния. Это означает, что разрывы любой кинематики в областях поднятий, где согласно высказанной выше гипотезе имеет место всестороннее растяжение, могут испытывать триггерный эффект из-за влияния ЗП, а в областях прогибов такого эффекта нет.

О тензоре добавочных напряжений от земных приливов. Представленная выше схема оценки влияния ЗП является упрощенной, так как не учитывает того факта, что дополнительные приливные деформации являются тензором, т.е. они не могут быть тождественно описаны одним скалярным параметром приращения давления. В реальности линейные компоненты приливных дополнительных деформаций зависят от направления [Мельхиор, 1964], так что в принятой выше инерциальной системе координат в направлении меридиана (M) они в несколько раз больше, чем в широтном (F) направлении. При этом в вертикальном (R) направлении деформации имеют противоположный знак по отношению к деформациям в латеральном направлении.

Таким образом, в фазе поднятия для дополнительного напряженного состояния вдоль меридиана и широты инерциальной системы действует главное напряжение максимального растяжения и промежуточное главное напряжение (тоже растяжение). Минимальное (нулевое) напряжение действует в направлении на зенит. Для фазы прогибания

вдоль меридиана и широты действует главное напряжение максимального сжатия и промежуточное главное напряжение (сжатие). Минимальное (нулевое) напряжение действует в направлении на зенит.

Принимая для оценки параметров дополнительного напряженного состояния земной коры, возникающего при ЗП, модель упругого сферического слоя с нулевыми вертикальными напряжениями ($\delta\sigma_R = 0$), находим, что объемная деформация связана с латеральными деформациями $\delta\theta = 2(\delta\varepsilon_M + \delta\varepsilon_F)/3$ (при значениях коэффициента Пуассона $\nu = 0.25$). При этом напряжения в латеральном направлении связаны с латеральными деформациями следующим образом:

$$\delta\sigma_M = E(\delta\varepsilon_M + \nu\delta\varepsilon_F)/(1-\nu^2), \delta\sigma_F = E(\delta\varepsilon_F + \nu\delta\varepsilon_M)/(1-\nu^2). \quad (3)$$

Существующие оценки показывают, что соотношение латеральных продольных деформаций от ЗП ($\delta\varepsilon_M : \delta\varepsilon_F$) может меняться в пределах порядка, при этом для области сжатия или растяжения они имеют один и тот же знак (рис. 1). На рис. 1 эти области растяжения и сжатия разделяются приблизительно вдоль широты 45° в инерциальной системе координат.

Для пункта приливных наблюдений Осака-яма [Мельхиор, 1964, рис. 81, с. 284] имеются следующие данные о главных латеральных деформациях в фазе максимального прилива (поднятия) $\delta\varepsilon_1 = 1.8 \cdot 10^{-8}$, $\delta\varepsilon_2 = 0.3 \cdot 10^{-8}$. Если их принять за деформации, соответственно, в направлении M и F инерциальной системы координат, то при модуле Юнга $E = 7 \cdot 10^5$ бар получим следующие оценки для модулей латеральных напряжений: $\delta\sigma_M \approx 0.015$ бар и $\delta\sigma_F \approx 0.005$ бар.

Поскольку вертикальное напряжение можно считать равным нулю, то рассматриваемое напряженное состояние характеризуется значением коэффициента Лоде–Надаи равным -0.66 . Полученные значения коэффициента

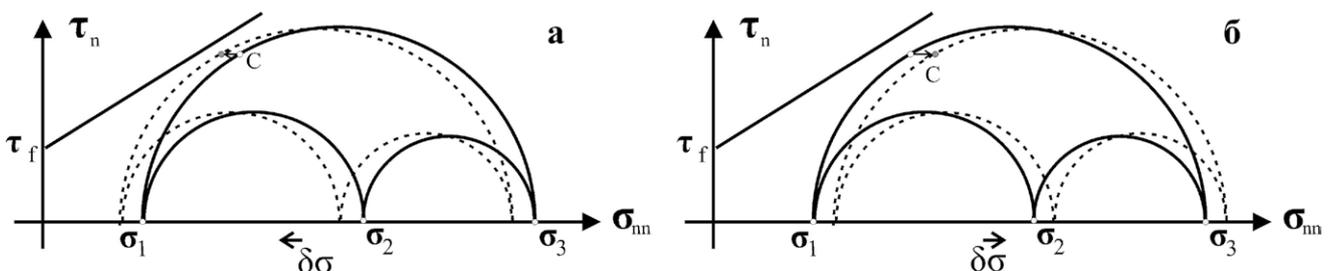


Рис. 3. Изменение СННС от земных приливов на фазе максимального поднятия (а) и опускания (б). Пунктирные круги Мора отвечают изменившемуся напряженному состоянию, стрелка показывает направление смещения напряженного состояния в точке C , отвечающего плоскости скалывания (максимальный уровень кулоновых напряжений), сплошная прямая – аппроксимация кривой предела внутренней прочности. Направо по горизонтали откладываются отрицательные значения нормальных напряжений (сжатие).

Лоде–Надаи характеризуют пункт наблюдения Осакаяма расположенным в достаточно высоких широтах принятой инерциальной системы координат. На полюсах этой системы данный коэффициент приближается к +1, а на экваторе –1.

Согласно представлениям о влиянии ЗП на деформации земной сферы (рис. 1), в области поднятия поверхности вдоль меридианов и широт инерциальной системы действуют дополнительные напряжения растяжения (рис. 4 а). Здесь сбросы СННС могут рассматриваться как возможные для активизации от действия ЗП. Поскольку наибольшее растяжение действует вдоль меридиана, то наибольшее воздействие будет при субширотном расположении сброса.

Соответственно в области прогиба вдоль меридианов и широт имеет место дополнительное напряжение сжатия, определяющее большую вероятность активизации взбросов СННС (рис. 4 в). Поскольку наибольшее сжатие дополнительного напряженного состояния действует вдоль меридиана, то наибольшую опасность имеют взбросы субширотного простирания.

Для таких взбросовых и сбросовых разрывов в фазах растяжения и сжатия наиболее опасными являются углы погружения, близкие к 45°, на плоскостях которых возникают дополнительные касательные и нормальные напряжения $\delta\tau_n$ и $\delta\sigma_n$

в силу того, что вертикальные дополнительные напряжения равны нулю, $|\delta\sigma_n| = |\delta\tau_n|$. При этом для широтной и меридиональной ориентации разломов эти напряжения имеют значения:

$$\begin{aligned} \text{вдоль широт } \delta\tau_n &= 0.5E(\delta\varepsilon_M + \nu\delta\varepsilon_F) / (1 - \nu^2), \\ \delta\sigma_n &= 0.5E(\delta\varepsilon_M + \nu\delta\varepsilon_F) / (1 - \nu^2), \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \text{вдоль меридианов } \delta\tau_n &= 0.5E(\delta\varepsilon_F + \nu\delta\varepsilon_M) / (1 - \nu^2), \\ \delta\sigma_n &= 0.5E(\delta\varepsilon_F + \nu\delta\varepsilon_M) / (1 - \nu^2). \end{aligned} \quad (5)$$

Положительные значения касательных напряжений в (4, 5) в областях растяжения означают, что они действуют в направлении погружения лежачего крыла разрыва а в областях сжатия – в направлении восстания лежачего крыла разрыва. То есть в обоих случаях дополнительные касательные напряжения имеют направления, соответствующие направлению смещения на разрывах СННС. Дополнительные нормальные напряжения на разрывах будут растягивающие в области растяжения и сжимающие в области сжатия.

Для разрывов в виде сдвигов СННС в областях поднятия и прогиба от ЗП наиболее опасной является косая (45°) их ориентация по отношению к широтам и меридианам инерциальной системы. На рис. 4 б, г показаны правые и левые сдвиги соответствующей наиболее опасной кинематики. Обычно сдвиги субвертикальны. Для таких разрывов

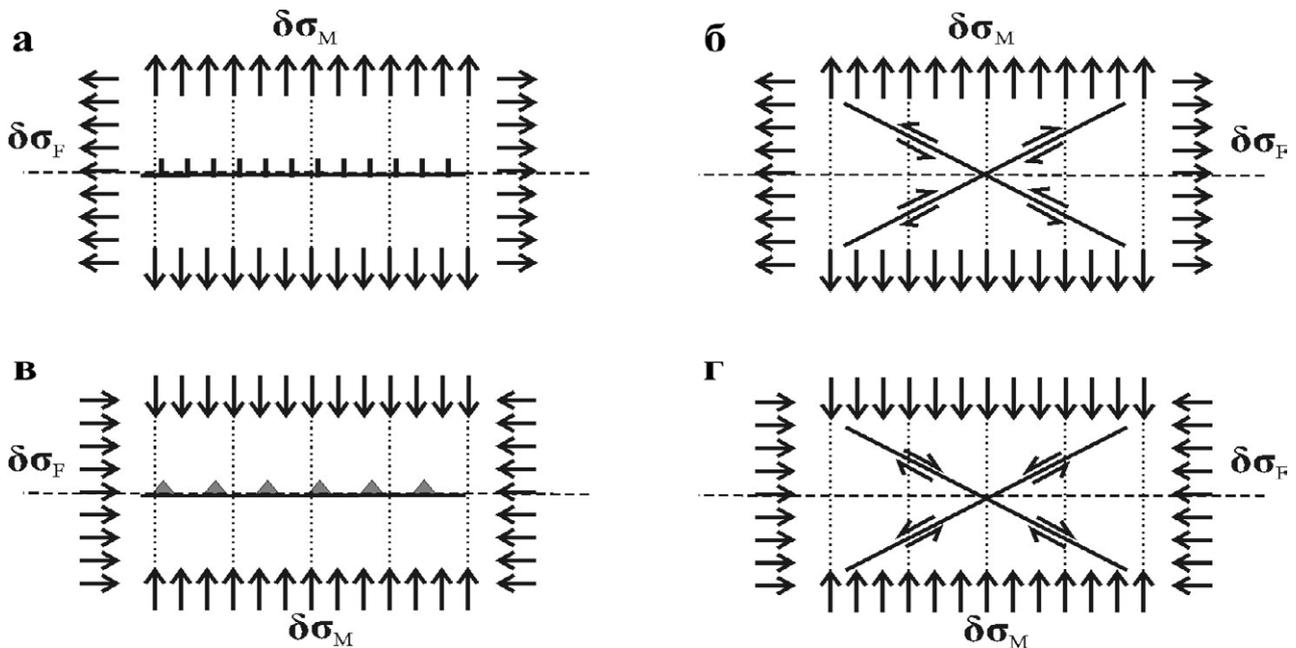


Рис. 4. Добавочное напряженное состояние в областях поднятия (а, б) и прогиба (в, г). Широтные разломы в виде сбросов (а) и взбросов (в) показаны соответственно для областей поднятия и прогиба, так как для них дополнительное напряженное состояние коррелирует со СННС. Кинематика косоориентированных правых и левых сдвигов (б, г) СННС для областей поднятия и прогиба также принималась той, которая соответствует дополнительному напряженному состоянию от ЗП. Пунктир – меридиан, штриховая линия – широта в инерциальной системе.

дополнительное касательное и нормальное напряжения определяются выражением

$$\begin{aligned} \delta\tau_n &= 0.5E(\delta\varepsilon_M + \delta\varepsilon_F) / (1 + \nu), \\ \delta\sigma_n &= 0.5E(\delta\varepsilon_M + \delta\varepsilon_F) / (1 - \nu). \end{aligned} \quad (6)$$

Положительные значения касательных напряжений в (6) означают, что они действуют в том же направлении, что и направление смещения по разрыву в СННС. Локальная система координат, связанная с разрывом, принимается таким образом, чтобы касательные напряжения СННС для правых и левых сдвигов были положительными.

На рис. 5 показано влияние дополнительных напряженных состояний для разломов различных кинематических типов (см. рис. 4). В отличие от рис. 3, здесь не изображены смещения кругов Мора, а показано только направление перемещения точки *C*, характеризующей самое опасное напряженное состояние, действующее вдоль плоскости скалывания.

Как видно, для взбросов СННС, попадающих в зону сжатия, точка *C* должна смещаться в положение точки *b* и траектория этого смещения почти параллельна линии предела прочности. Это связано с тем, что в зонах сжатия от ЗП на взбросах происходит увеличение не только касательных напряжений, но и напряжения сжатия (4, 5), нормального к плоскости разрыва. В таком случае, согласно (1) и (6), приращение кулоновых напряжений определяется выражением

$$\delta\tau_C = \frac{1 - k_f}{2(1 - \nu^2)} E |\delta\varepsilon_M + \nu\delta\varepsilon_F| \text{ при } \delta\varepsilon_M, \delta\varepsilon_F < 0. \quad (7)$$

Если коэффициент трения $k_f \geq 0.6$ [Byerlee, 1978], то приращение кулоновых напряжений положительное, но оно достаточно малое.

Для сбросов СННС точка *C* для состояния растяжения смещается в положение точки *a*, и траектория этого перемещения ортогональна линии предела прочности. В зонах растяжения

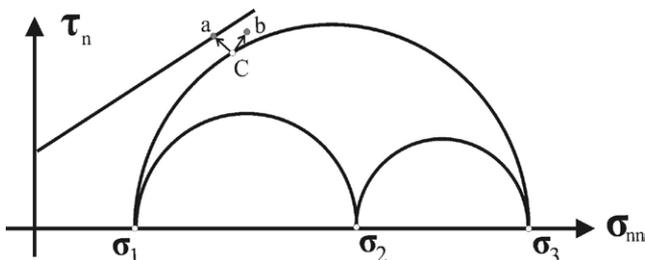


Рис. 5. Траектория точки *C* в фазах поднятия и прогиба от ЗП: для взбросов (*C–b*), для сбросов (*C–a*). Для сдвигов возможны оба варианта изменений напряженного состояния, более опасные (*C–a*) в фазах поднятия.

от ЗП на сбросах при увеличении касательных напряжений одновременно происходит снижение напряжений сжатия (4, 5), нормального к плоскости разрыва. В этом случае, согласно (1) и (6), для приращения кулоновых напряжений имеем выражение

$$\delta\tau_C = \frac{1 + k_f}{2(1 - \nu^2)} E |\delta\varepsilon_M + \nu\delta\varepsilon_F| \text{ при } \delta\varepsilon_M, \delta\varepsilon_F > 0. \quad (8)$$

Согласно (8), для сбросов приращение кулоновых напряжений в 4-5 раз выше, чем для взбросов.

Для сдвигов СННС с той ориентацией, которая представлена на рис. 4 в областях растяжения, происходит увеличение касательных напряжений одновременно со снижением нормального к разрывам сжатия, т.е. точка *C* перемещается в положение точки *a*. Для областей сжатия увеличение касательных напряжений сопровождается ростом нормального к разрывам сжатия, т.е. точка *C* перемещается в положение точки *b*. Для них, согласно (1) и (6), приращения кулоновых напряжений определяются выражением

$$\begin{aligned} \delta\tau_C &= \frac{1 + k_f}{2(1 + \nu)} E (\delta\varepsilon_M + \delta\varepsilon_F) \text{ при } \delta\varepsilon_M, \delta\varepsilon_F > 0, \\ \delta\tau_C &= \frac{1 - k_f}{2(1 + \nu)} E |\delta\varepsilon_M + \delta\varepsilon_F| \text{ при } \delta\varepsilon_M, \delta\varepsilon_F < 0. \end{aligned} \quad (9)$$

Из (9) следует, что сдвиги в областях растяжения становятся существенно более опасными по возможности реализации триггерного эффекта от ЗП, чем в областях сжатия. Для них в областях растяжения дополнительные кулоновы напряжения выше, чем для областей сжатия, в 4-5 раз.

Важно отметить, что как для сбросов в областях растяжения, так и для взбросов в областях сжатия нормированные кулоновы напряжения возрастают и $\bar{\tau}_C \rightarrow 1$ независимо от их ориентации. Это обусловлено тем, что оба латеральных главных напряжения дополнительного состояния от ЗП либо положительные (области поднятия), либо отрицательные (области прогиба), а вертикальное всегда нулевое. При этом самое опасное состояние, когда плоскость разлома субширотна в инерциальной системе координат.

Для сдвигов ситуация иная. Здесь наиболее опасное состояние, когда их плоскость вертикальна и ориентирована под углом 35–45° к оси наибольшего сжатия (область прогиба) или наименьшего растяжения (область поднятия)

дополнительного напряженного состояния. Поворот плоскости сдвигов на 90° от этого направления приводит к тому, что при ЗП $\bar{\tau}_c$ будут снижаться и состояние будет отдаляться от предельного.

Таким образом, выясняется, что ЗП оказывают избирательное влияние на разломы, и эта избирательность зависит от их кинематического типа разрыва. Существенно более опасными для реализации триггерного влияния ЗП являются сбросы и сдвиги СННС, для которых возможно приближение состояния к предельному в моменты их нахождения в фазе поднятия. Для взбросов и сдвигов в фазе прогиба от ЗП реализация триггерного эффекта при ЗП менее вероятна, но возможна из-за существенно меньшего приращения кулоновых напряжений. Здесь важно отметить, что для сдвигов, которые могут активизироваться в фазе поднятия или в фазе прогибания от ЗП, в фазе соответственно прогибания или поднятия происходит уменьшение кулоновых напряжений.

Следует еще раз обратить внимание на тот факт, что полученные в этом разделе выводы относятся к тем случаям ЗП, когда создаваемые ими дополнительные касательные напряжения на разрывах совпадают с касательными напряжениями от СННС (рис. 4).

Эволюция деформаций от земных приливов на разломах

Поскольку в реальных условиях возможны разнообразные ориентации сейсмогенных разломов, то важно понять, насколько реальна

ситуация, изображенная на рис. 3, для разлома любой ориентации. Как часто могут возникать такие опасные расположения разломов по отношению к напряжениям дополнительного напряженного состояния?

На самом деле, изменения направления действия главных напряжений дополнительного напряженного состояния по отношению к конкретному разлому в процессе суточного вращения Земли и взаимного вращения Луны и Земли не очевидны. Выполним анализ траектории движения характерных точек, в которых задается направление простирания разлома, на земной сфере в процессе суточного вращения Земли по отношению к направлению на Луну. На рис. 6 показана траектория точки расположения изучаемого разлома на земной сфере в проекции на плоскость орбиты Луны. Для упрощения анализа будем считать, что Луна вращается вокруг центра Земли, а не вокруг центра масс Земля–Луна (рис. 1). Будем также приближенно считать, что наклон оси вращения Земли (точка N) к плоскости орбиты Луны 30° и в начальный момент нашего анализа проекция этой оси на плоскость орбиты Луны совпадает с осью LL (рис. 6). Будем его именовать начальным состоянием. Зафиксировав это расположение по отношению к направлению на Солнце, инерциальную систему (L–C) этого момента времени назовем начальной инерциальной системой координат. Считаем, что в этой системе координат положение оси суточного вращения Земли не изменяется.

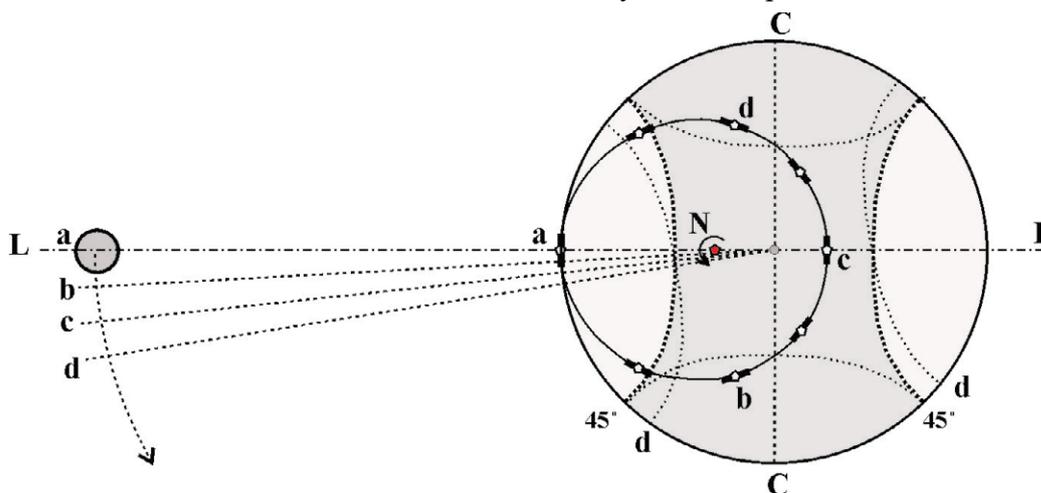


Рис. 6. Схема, объясняющая изменение положения и направления разрыва на земной поверхности в начальной инерциальной системе координат при вращении Луны относительно центра масс Земли (упрощенное представление) и при ее суточном вращении. Орбита вращения Луны лежит в плоскости рисунка. N – проекция на плоскость рисунка северного полюса оси суточного вращения Земли. a, b, c, d – положение разрыва на земной сфере через каждые ¼ суток. Пунктирная широта в инерциальной системе (45°) разделяет земную сферу на области растяжения (белый цвет) и сжатия (серый цвет) от ЗП. Тонкий пунктир для широт 45°, отвечающих расположению Луны через сутки от начального состояния (d). Изображение траектории точки и направление разрыва дается в стереографических проекциях Вульфа. Показано также изменение положения проекции оси суточного вращения Земли на Луну через каждые ¼ суток.

Рассмотрим траекторию движения точки *a*, которая в начальный момент нашего анализа находилась на широте 30° геоцентрической системы координат Земли. Для принятого угла наклона оси вращения Земли точка *a* совпадает с полюсом инерциальной системы (рис. 1). Полагаем, что в точке *a* имеется разлом широтного простирания в геоцентрической системе координат Земли (рис. 6), который направлен вдоль меридиана инерциальной системы координат. Выбранная для анализа поведения разлома широта 30° геоцентрической системы координат Земли соответствует приблизительно середине сейсмогенной полосы Евразии между 15° и 45° .

В процессе суточного вращения Земли положение разлома в начальной инерциальной системе изменяется. Через каждые четверть суток точка *a* последовательно перемещается из начального ее положения в точки *b*, *c* и *d*. Соответственно этим перемещениям изменяется на сфере ориентация разлома. Графический анализ на стереосфере показывает, что в точках *b* и *d* простирание разлома составит с осью LL угол около 18° . В точке *c* разлом параллелен его начальному положению в точке *a*.

Полагая, что Луна обращается вокруг Земли за 30 суток (еще одно приближение), получим, что каждые $\frac{1}{4}$ суток она поворачивается относительно центра Земли на 3° . При этом вслед за изменением положения Луны изменяется и положение широты 45° инерциальной системы (разделение областей сжатия и растяжения от ЗП), отвечающей новому взаимному расположению Луны и Земли. За 7.5 земных суток Луна пройдет дугу в 90° относительно центра Земли.

Таким образом, вращение заданного в точке *a* разлома и его положение в текущей инерциальной системе координат складывается из двух факторов: суточного вращения Земли

и вращения Луны вокруг центра Земли. Суточное вращение должно создавать периодическое перемещение точки *a* вдоль меридиана начальной инерциальной системы координат.

На рис. 6 показано, как изменяется широта точки расположения разлома в процессе суточного вращения Земли в инерциальной системе координат, связанной с перемещением Луны. Будем такую инерциальную систему координат называть текущей. Видно, что постепенно за счет разворота оси на Луну в точки *b*, *c* и *d* ее орбиты происходит и изменение расположения плоскости разлома относительно начального их расположения в начальной инерциальной системе. На рис. 7 по горизонтали показаны углы поворота Луны. Поскольку мы рассматриваем равномерное ее движение, то каждые 12° вдоль горизонтали соответствуют одним земным суткам.

Как видно, каждые сутки разлом в области сжатия находится большую часть времени. В этой области разлом меняет свою ориентацию почти на 180° менее чем за одни сутки. В области растяжения только в отдельные периоды (начало и конец временного отрезка рис. 7) разлом меняет свою ориентацию на углы, близкие к 90° . В основном эти изменения небольшие, около $40\text{--}60^\circ$.

В нашем примере мы выбрали разлом широтного простирания в точке *a* (рис. 6). Согласно рис. 7, большую часть времени в зонах растяжения этот разлом остается субширотным или отклоняющимся от этого положения на угол около 45° . Только в момент времени, отвечающий углу поворота Луны в $139, 154$ и 166° , имеет место отклонение от субширотного почти на 90° . Это означает, что в определенных случаях (таких, какие изображены на рис. 4), разлом, имеющий кинематику сброса в СННС, может регулярно каждые сутки оказываться в состоянии роста кулоновых напряжений

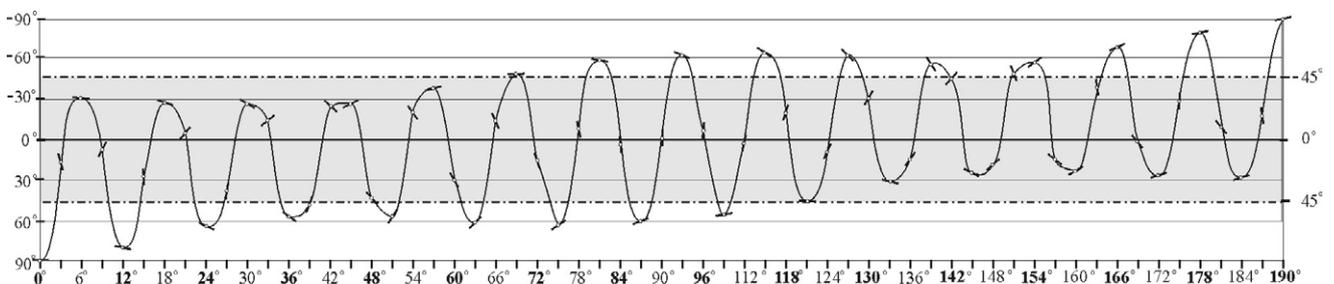


Рис. 7. Траектория точки на земной сфере в текущей инерциальной системе координат и простирания разрыва по отношению к направлению на Луну (LL на рис. 6). По вертикали показана широта в инерциальной системе (положительные значения для полушария со стороны Луны), по горизонтали откладывается угол, на который Луна повернулась относительно центра Земли (12° отвечают одним земным суткам), жирным шрифтом выделены углы, отвечающие положению разлома в точке *a*. Серым цветом выделена область сжатия. Линейный отрезок показывает простирание участка разрыва в текущей инерциальной системе координат.

от ЗП, как это показано на рис. 5. Но могут быть и другие случаи. Например, в меридиональном расположении разлома в точке *a* такая опасная ситуация может возникнуть за лунный месяц несколько раз (два раза в течение 3 суток). То же самое можно сказать и о сдвиговых разломах.

Из данных рис. 7 следует, что разлом постоянно меняет свою ориентацию по отношению к главным напряжениям дополнительного напряженного состояния от ЗП. В какие-то моменты времени эта ориентация главных напряжений может повышать уровень суммарных кулоновых напряжений на разрыве, а в какие-то их уменьшать.

В предыдущем разделе было показано, что для сдвигов и сбросов многократно большее по сравнению со взбросами приращение кулоновых напряжений может возникать в областях растяжения от ЗП. Поэтому далее мы будем связывать *возможный триггерный эффект от ЗП только с областями растяжения*.

Если теперь полученный на рис. 7 результат проинтерпретировать с позиции оценки изменения предельного напряженного состояния, данного на рис. 5, то можно говорить, что опасными с точки зрения триггерного влияния можно рассматривать только моменты времени, когда разлом находится в зоне растяжения. В этом случае разломы, для которых в СННС имел место сброс и сдвиг, могут испытывать дополнительные напряжения, приближающие их состояние к предельному.

При этом сбросы любого простирания в топоцентрической системе координат за 7.5 суток дважды оказываются в состоянии, когда ЗП будут создавать дополнительные напряжения, приближающие их состояние к предельному (рис. 5). Для сдвигов такой же результат происходит за 15 земных суток. Именно за это время разлом в виде сдвига вдоль простирания для СННС с любой ориентацией в топоцентрической системе координат один раз окажется в опасном состоянии для реализации триггерного эффекта от ЗП.

Если мы расположим разлом в начальный момент анализа на широте более 60° или менее 0° (т.е. более 60° или менее 0° в геоцентрической системе координат), то длительность времени расположения разлома в области растяжения существенно уменьшается. В связи с этим возникновение опасной ситуации для разлома будет происходить за существенно большее время, но за лунный месяц такая ситуация обязательно возникнет. Из проведенного

анализа следует, что разломы, находящиеся на высоких широтах более 60° и менее 75° , вообще не могут попадать в области растяжения и, следовательно, для них ЗП не создают возможности для увеличения кулоновых напряжений.

Влияние морских приливов и отливов на напряжения в литосфере океанов и континентальных побережий

Рассмотренное выше деформационное влияние приливов в твердой земле на напряженное состояние разломов прежде всего относится к континентальным областям, отдаленным от морских и океанских побережий. Это так называемый прямой эффект влияния ЗП.

Рассмотрим теперь косвенные эффекты от гравитационного влияния Луны на напряженное состояние коры из-за наличия водных масс океанов. В рамках рассматриваемой проблемы основное различие с континентами связано с появлением дополнительной нагрузки от колебания водной поверхности океанов.

Косвенных факторов, связанных с воздействием водных масс, несколько [Мельхиор, 1964]: (А) собственно дополнительные массы воды; (Б) прогиб дна океанов; (В) деформации пород коры, определяющие изменение гравитационного потенциала Земли. Если исключить побережья, то диапазон колебаний уровня океанов в периоды максимального поднятия и прогиба будет от 5 до 70 см. Средняя амплитуда колебаний составляет около 0.5 м. Будем полагать, что амплитуды опускания океанской поверхности для фазы поднятия совпадают с амплитудами для фазы прогиба.

Если оставаться в рамках выше принятой системы отсчета в виде СННС, оценка влияния колебаний уровня океанов стадии прилива и отлива будет отвечать 0.5 м подъема и снижения уровня водных масс. Переводя это в вертикальную нагрузку, получим 0.05 бар или 5 КПа, что в несколько раз больше, чем уровень напряжений от линейных деформаций, вызываемых ЗП. Полученные значения соответствуют уровню напряжений, рассчитанных в работах [Wilcock, 2001; Stroup et al., 2007], и на порядок ниже значений, использованных в работах [Cochran et al., 2004; Баранов и др., 2019].

Обратим внимание, что океанские приливы в любой точке литосферы создают одинаковый тип напряженного состояния, характеризующийся значением коэффициента Лоде–Надаи близким к +1, что существенно упрощает расчет кулоновых напряжений дополнительного состояния.

Выполненные оценки величины дополнительного вертикального напряжения, вызванного весом от изменяющегося уровня океанов, показывают, что в момент максимального поднятия в океанской коре из-за увеличившегося уровня океана возникают дополнительные вертикальные напряжения сжатия порядка -0.05 бар и дополнительные напряжения латерального сжатия около -0.017 бар (упругий эффект от бокового стеснения для коэффициента Пуассона 0.25). Соответственно, в момент максимального прогиба эти дополнительные напряжения становятся положительными.

Полученные напряжения необходимо просуммировать с напряжениями, возникающими из-за изменения формы Земли в приливы, что и дает общие дополнительные напряжения. В силу линейности упругой задачи и аддитивности ее решения имеется возможность отдельного анализа вклада в изменение напряженного состояния от обоих факторов. Поэтому здесь были выполнены оценки изменения напряжений только за счет пригрузки и разгрузки от изменения уровня океана.

Полученные значения дополнительных напряжений отвечают областям океанского спрединга, удаленным от континентов. Здесь, как правило, возникают землетрясения с механизмами сброса или сдвига, что соответствует режиму горизонтального растяжения и горизонтального сдвига.

В то же время уровень вертикальных напряжений от океанских приливов, использованный в работах [Cochran et al., 2004; Баранов и др., 2019], больше соответствует континентальным склонам (заливам и морским шельфам). Здесь амплитуды морских приливов могут достигать 2–7 м. В этих зонах в большинстве СННС является горизонтальным сжатие, что соответствует зонам субдукции с кинематикой разрывообразования в виде взбросов.

Областями большого влияния косвенных факторов на гравиметрические измерения являются и прибрежные континентальные области, и острова. Здесь из перечисленных выше для океанической коры косвенных эффектов остаются (Б) и (В). Оба фактора, определяющие физическую природу этих косвенных эффектов, находятся непосредственно в морской части и поэтому не могут существенно влиять на деформации коры прибрежной части континентов и островов. Существует еще один фактор, который способен повлиять на результаты гравиметрических измерений и на напряжения в коре указанных областей, – это

дополнительные напряжения горизонтального сжатия, которые появляются в прибрежной части континентальной коры из-за колебаний уровня морской и океанской поверхности. Амплитуды этих колебаний из-за особенности изменения дна вблизи океанского побережья могут быть существенно больше, чем для удаленных от них океанских областей, доходя до 1.5 м (примем за среднее 1 м). Таким образом, вдоль континентального склона коры в момент приливов в воде действует дополнительное давление 0.1 бар. *Полагаем, что аналогичное, но противоположное (уменьшение) бокового давления относительно СННС имеет место во время океанских отливов.*

Выполненные оценки влияния на побережье бокового давления, вызванного дополнительным давлением воды, показывают, что оно в коре может захватывать глубины до 10–20 км (сейсмогенный слой), снижаясь (обратно пропорционально) как с глубиной, так и с горизонтальным расстоянием от берега. На расстоянии 100 км от континентального берега это давление в 100 раз больше вертикальных дополнительных напряжений и составляет около 0.01 бар. Это по порядку величин соответствует оценкам напряжений, инициируемых ЗП в твердой земле. В случае малых изомертричных островов (менее 100 км) или островов, имеющих один из характерных размеров в 100–200 км (Сахалин, Японские острова), боковое давление будет снижаться существенно меньше.

Таким образом, океанские приливы способны создать дополнительное горизонтальное сжатие или растяжение, которое в зависимости от геометрии островов может быть либо изотропным, либо однонаправленным. Последний тип дополнительного горизонтального сжатия также отвечает континентальной коре прибрежных зон.

Для изучения вклада этого типа дополнительных напряжений можно использовать свойство аддитивности упругих деформаций.

Траектории критических кулоновых напряжений в коре побережий континентов, вызываемые океанскими приливами и отливами

Формирующееся в океанской коре напряженное состояние сжатия и растяжения от океанского прилива и отлива отличается от случая изотропного всестороннего сжатия и растяжения, рассмотренного на рис. 3. Это связано с тем, что для упругой модели возникающие

в океанской коре латеральные напряжения меньше вертикальной нагрузки от изменения уровня океана в три раза (для коэффициента Пуассона 0.25).

На рис. 8 показаны изменения размеров и положения кругов Мора для напряженных состояний горизонтального сжатия (взбросовый разлом), горизонтального растяжения (сбросовый разлом) и горизонтального сдвига (сдвиговый разлом) СННС. Дополнительное вертикальное напряжение совпадает с направлением на зенит, которое на диаграмме Мора для каждого из типов напряженных состояний отмечено как: $Z^{сж}$, Z^p , $Z^{сд}$. Считается, что ось одного из главных напряжений совпадает с осью на зенит. Дополнительные горизонтальные напряжения в 3 раза меньше вертикальных и на рис. 8 лишь немного смещают соответствующие точки главных напряжений.

Для взбросов (горизонтальное сжатие) влияние изменения уровня океанов наибольшее. Для сбросов (горизонтальное растяжение) и сдвигов (горизонтальный сдвиг) влияние изменения уровня океанской поверхности практически отсутствует.

Таким образом, наибольшее влияние дополнительного напряженного состояния, вызываемого океанским отливом и приводящее к росту кулоновых напряжений, должно сказываться на взбросах, отвечающих режиму горизонтального сжатия СННС. В этом случае на разломах возникают дополнительные касательные напряжения в направлении восстания его плоскости и уменьшаются напряжения нормального сжатия. В этот же момент времени в океанской коре от влияния прямого эффекта ЗП на деформации твердой земли имеет место растяжение, что приводит согласно выражению (7) к уменьшению кулоновых напряжений из-за снижения касательных напряжений. Суммирование этих двух факторов

влияния ЗП существенно снижает возможности триггерного эффекта.

Для режимов горизонтального сдвига и растяжения СННС, которым отвечают сдвиги и сбросы, косвенный эффект от ЗП, связанный с океанскими приливами и отливами, можно не учитывать.

Влияние дополнительного изотропного или однонаправленного бокового сжатия или растяжения, которое возникает для океанских островов и прибрежных частей континентов, можно исследовать, используя результаты анализа, представленные на рис. 5. Это связано со схожестью конечных выражений кулоновых напряжений от этих косвенных эффектов с выражениями (7)–(9) для прямого эффекта влияния ЗП.

Океанские приливы, создающие дополнительное латеральное сжатие, приводят к росту касательных напряжений и нормального к разлому сжатия для взбросов СННС. Выражение для приращений кулоновых напряжений для них подобно (7) и имеет множитель $(1 - k_p)$. То же самое наблюдается и для сбросов СННС, здесь, как и в выражении (8), множитель $(1 + k_p)$. Аналогичное сходство выражения наблюдается и для сдвигов (9). Разница состоит в величинах, зависящих от того, является ли это боковое давление изотропным – одинаковым (острова) или однонаправленным (прибрежные части континентов). В первом случае они не зависят от простирания разломов, а во втором зависят, так как наибольшее боковое сжатие или растяжение ортогонально простиранию береговой линии.

При этом следует учитывать также, что ЗП создают дополнительное растяжение или сжатие непосредственно в твердой земле, а в этих же фазах океанские приливы и отливы для этих же областей создают дополнительное сжатие и растяжение соответственно. Сами значения дополнительных кулоновых напряжений в коре

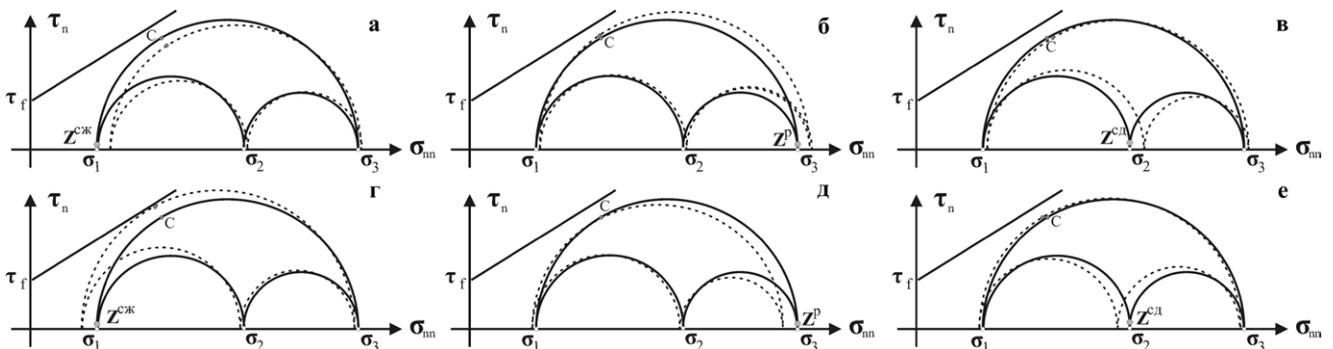


Рис. 8. Изменение СННС и положения точки С в коре океанов от океанских приливов и отливов для режимов: горизонтального сжатия и разлома с кинематикой взброса (а, г); горизонтального растяжения и разлома в виде сброса (б, д); горизонтального сдвига и разлома со сдвигом вдоль простирания (в, е). См. подпись к рис. 3.

континентального побережья или островов от океанского прилива для расстояний до 100 км от береговой линии сопоставимы с тем, что могут иметь место от ЗП в твердой земле (прямой эффект). Поэтому можно предположить, что в прибрежной зоне далее 200 км и на островах, размеры которых более 200 км, триггерный эффект ЗП проявиться не должен.

Обсуждение

В работе [Дещеревский, Сидорин, 2012] дан детальный обзор состояния проблемы взаимосвязи сейсмического режима с гравитационными приливами. Приведены публикации двух групп авторов, в одной из которых утверждается, что существует взаимосвязь этих двух явлений, в то время как другая группа работ показывает, что такой взаимосвязи нет. Есть также авторы, которые в процессе своих исследований меняли точку зрения на проблему. Следует специально отметить, что в обеих группах работ есть публикации самого последнего времени.

В чем причина такого диаметрального расхождения в результатах этих исследований? Она может быть связана с несколькими факторами. Все они определяются показанным выше разным влиянием фаз поднятия и прогибания от ЗП на напряженное состояние разломов разного кинематического типа.

1. Обычно считается, что для конкретного разлома или очага произошедшего землетрясения период наибольших амплитуд поднятия или прогибания отвечает стадии максимально опасного влияния приливного воздействия (приливы в твердой земле или океанские приливы). Как было выше показано, критерием влияния являются дополнительные кулоновы напряжения $\delta\tau_c$, возникающие на разрыве. Причем к их расчету относятся как к скалярной величине.

На самом деле кулоновы напряжения – это вектор, определяющий, что в направлении касательного напряжения (например, r), действующего на разрыве с нормалью n , может произойти смещение его бортов.

Поскольку дополнительные кулоновы напряжения должны суммироваться с кулоновыми напряжениями τ_c от СННС, то результирующие кулоновы напряжения будут увеличиваться только тогда, когда дополнительные касательные напряжения $\delta\tau_n$ на разрыве составляют острый угол с касательными напряжениями τ_{nr} от СННС (r – вектор, совпадающий с направлением действия касатель-

ных напряжений на разрыве). Таким образом, дополнительные кулоновы напряжения могут рассматриваться как триггер тогда, когда их компонента в направлении r положительна. Для расчета этой компоненты кулоновых напряжений должно использоваться следующее выражение:

$$\delta\tau_C^r = \delta\tau_{nr} + k_f \delta\sigma_{nn}. \quad (10)$$

Если $\delta\tau_{nr}$ положительные, то и компонента кулоновых напряжений $\delta\tau_C^r$ может быть положительной (при $\delta\tau_{nr} > k_f |\delta\sigma_{nn}|$).

Как выше было отмечено, в процессе изменения амплитуд воздействия приливной волны меняется не только интенсивность приливных напряжений, но и направления действия их главных компонент по отношению к простиранию анализируемого разрыва. Это приводит к тому, что интенсивность компоненты дополнительных кулоновых напряжений может быть максимальной не тогда, когда приливное воздействие максимально.

В работе [Cochran et al., 2004] для изучения влияния земных и океанских приливов на сейсмический режим использовались не просто каталоги землетрясений, а каталоги механизмов очагов землетрясений (Global CMT). Это делалось с целью расчета дополнительных кулоновых напряжений, возникающих от приливов. Поскольку реализованная в виде сейсмического разрыва плоскость неизвестна, то расчет кулоновых напряжений выполнялся для обеих нодальных плоскостей фокального механизма. При этом повышение опасности из-за приливов связывалось с изменением кулоновых напряжений, а не с той его компонентой, которая увеличивает вектор кулоновых напряжений от СННС.

2. Следует отметить, что практически нет регионов масштаба первых сотен километров и более, в которых в коре действует единый режим напряженного состояния: горизонтальное сжатие, горизонтальное растяжение или горизонтальный сдвиг. Кроме того, часто эти режимы сочетаются (сжатие со сдвигом, растяжение со сдвигом, сдвиг в вертикальной плоскости).

Как показано в работе [Ребецкий, 2015], для внутриконтинентальных орогенов имеет место сочетание режимов горизонтального сжатия для коры горных поднятий альпийского типа с горизонтальным сдвигом в коре внутригорных впадин и горизонтальным растяжением в коре крупных межгорных впадин. В коре

горных поднятий типа плато и нагорья могут действовать режимы горизонтального растяжения или сдвига. Для активных континентальных окраин (зоны субдукции) режим горизонтального сжатия в коре континентального склона сменяется режимом горизонтального растяжения в океанской литосфере [Ребецкий, Полец, 2014; Rebetsky et al., 2016]. В случае косой субдукции (Алеутская дуга) в коре континентального склона может иметь место сочетание горизонтального сжатия и горизонтального сдвига. В зонах океанского спрединга также нет единого режима напряженного состояния. Здесь участки горизонтального растяжения могут сменяться участками горизонтального сдвига [Ребецкий, 2020].

Такая неоднородность режима напряженного состояния отражается в неоднородности кинематических типов активных разломов регионов. Поскольку достаточно часто за положительный эффект принимается сам факт возникновения землетрясения (см., например, [Métivier et al., 2009]), то одни разломы (сбросы и сдвиги) исследуемого региона могут испытывать активизацию в фазе поднятия, в то время как другие (взбросы и сдвиги) – в фазе пригибания. Таким образом, простой анализ интенсивности региональной сейсмичности в разных фазах ЗП без точного понимания кинематических типов активизирующихся разломов не позволит установить правильные корреляционные связи. В частности, в работе [Métivier et al., 2009] априорно всем землетрясениям фактически присваивался взбросовый механизм, что не соответствует реальности, о чем выше было сказано [Ребецкий, Полец, 2014; Rebetsky et al., 2016].

3. Наш опыт изучения закономерности распределения кулоновых напряжений в сейсмоактивных областях Северного Тянь-Шаня [Ребецкий, Кузиков, 2016] и Западного Сычуаня (работа принята к публикации в журнале «Геотектоника») показал, что от полной протяженности активных разломов, выделяемых в регионе геологическими и сейсмическими методами, только около 20 % для Тянь-Шаня и около 30 % для Сычуаня имеют положительные значения кулоновых напряжений. Из них только у 10–20 % уровень кулоновых напряжений близок к критическому. Для указанных территорий тектонофизическая инверсия природных напряжений из сейсмологических данных позволяла выполнить расчеты в масштабе усреднения напряжений соответственно 20–30 км (Тянь-Шань) и 30–50 км (Сычуань).

Это означает, что только 3–5 % от общей протяженности активных разломов могут рассматриваться как опасные, находящиеся вблизи критического состояния, способные генерировать землетрясения с магнитудами более 6.5 для Тянь-Шаня и 7.0 для Сычуаня.

Понятно, что представленные результаты исследований не отменяют возможность влияния приливов на генерацию слабых и средних землетрясений (для приведенных выше регионов с $M < 6.0$), но полученные знания должны изменить стратегию прогноза сильных землетрясений и, в частности, требуют определенных правил практического применения прогноза методом LURR. Так, если для указанных территорий анализировать всю площадь регионов, то число слабых землетрясений для активных, но не опасных участков разломов (положительные кулоновы напряжения с низким их уровнем) будет существенно (на порядок) больше числа землетрясений, происходящих для опасных участков разломов. В случае применения метода прогноза сильных землетрясений на основе LURR такая диспропорция приведет к тому, что основной вклад в анализ будут давать землетрясения вне опасных участков.

Для того чтобы этого избежать, необходимо применять технологию LURR не к площадям, а к сейсмогенным разломам, сканируя их по протяженности в скользящем окне, размер которого соответствует размеру очага прогнозируемого землетрясения. Так, как это делается, например, при прогнозе сильных землетрясений по методу M8 [Kossobokov et al., 1997].

Заключение

Представленный выше анализ влияния ЗП на напряженное состояние коры показал, что возможность триггерного эффекта зависит от кинематического типа сейсмогенных разломов, т.е. от геодинамического типа современного напряженного состояния. При этом имеет место как прямой эффект влияния ЗП за счет деформации твердой земли, так и косвенный, вызываемый океанскими приливами. На эти вопросы обращалось внимание в работах [Smith, 1974; Wahr, 1981; Métivier et al., 2009].

Показано, что прямой (ЗП) и косвенный (океанский приливы) факторы вносят в дополнительные кулоновы напряжения, возникающие от гравитационного влияния Луны, вклады противоположного знака. Поэтому может происходить взаимная компенсация дополнительных напряжений, нивелирующая влияние ЗП.

Только для континентальных сейсмофокальных зон, удаленных от побережий на расстоянии более 200 км, влияние океанских приливов отсутствует.

Анализ дополнительных кулоновых напряжений, формирующихся от прямого фактора воздействия ЗП, показал, что наибольшая вероятность возникновения триггерного эффекта имеет место в коре с режимом горизонтального растяжения (разломы в виде сбросов), которым на континентах отвечают зоны рифтов, крупные межгорные впадины, передовые прогибы, плато и нагорья [Ребецкий, 2015]. Повышенная эффективность триггерного эффекта для сбросов проявляется в фазах твердотельного растяжения и связана с ростом уровня касательных на разрыве напряжений при одновременном снижении уровня нормального к разрыву сжатия.

Следующей по уровню повышения кулоновых напряжений от действия ЗП является кора с режимом горизонтального сдвига (разломы в виде сдвигов вдоль простирания), который наиболее часто возникает для коры плит, платформ [Сим, 1996], крупных внутривулканических впадин, вовлеченных в поднятие, и иногда для межгорных впадин [Ребецкий, 2015], а также в зонах трансформных разломов.

Наименее вероятно проявление триггерного эффекта от ЗП для континентальных регионов с режимом горизонтального сжатия (разломы в виде взбросов), которые в основном сосредоточены в коре горных поднятий в виде хребтов и щитов платформ. Низкая эффективность триггерного эффекта для взбросов обусловлена тем, что в фазах сжатия (прогибание поверхности) происходит рост уровня касательных на разрыве напряжения, но при этом также происходит и увеличение уровня, нормального к разрыву

сжатия. В фазе растяжения дополнительные напряжения уменьшают уровень напряжений сжатия на разрыве, но при этом уменьшается и уровень касательных напряжений, что в сумме не приводит к росту кулоновых напряжений.

Следует заметить, что показанная большая предрасположенность влияния ЗП на вполне определенные кинематические типы разломов отмечалась в работах [Cochran et al., 2004; Métivier et al., 2009].

Таким образом, наиболее перспективны на территории России в использовании прогноза по LURR сейсмоактивные районы Байкальской рифтовой области, Сахалина (для сдвиговых разломов в зоне далее 50 км от побережья), отдельных регионов Алтая–Саян (крупные межгорные впадины) с режимом горизонтального растяжения.

Для океанской коры косвенный фактор ЗП, связанный с подъемом и прогибом морской поверхности, создает дополнительные напряжения, прямо противоположные тем, что возникают из-за подъема и прогиба твердой поверхности океанского дна. В силу этого можно предположить низкую эффективность триггерного воздействия ЗП для сейсмофокальных зон океанской коры и в коре континентального склона зон субдукции.

Самым важным выводом из всех выше приведенных является необходимость отношения к расчету кулоновых напряжений как к вектору, а не как к скалярной величине. Это требует расчета компоненты кулоновых напряжений в направлении реализованного смещения в очаге прогнозируемого землетрясения. В представленном в настоящей работе графическом анализе на диаграммах Мора это требование выполнялось.

Список литературы

1. Авсюк Ю.Н. 1996. *Приливные силы и природные процессы*. М.: ОИФЗ РАН, 188 с.
2. Баранов А.А., Баранов С.В., Шебалин П.Н. 2019. Количественная оценка степени воздействия морских приливов на активность афтершоков в районе Камчатки. *Вулканология и сейсмология*, 1: 67–82. doi:10.31857/S0205-96142019167-72
3. Дещеревский А.В., Сидорин А.Я. 2012. Поиск влияния гравитационных приливов на региональную сейсмичность Греции разными методами: 1. Спектральный и периодограммный анализ. *Сейсмические приборы*, 48(4): 5–26.
4. Закупин А.С. 2016. Программный комплекс для анализа неустойчивости сейсмического процесса. *Геоинформатика*, 1: 34–43.
5. Закупин А.С., Богомолов Л.М., Богинская Н.В. 2020. Применение методов анализа сейсмических последовательностей LURR и СПП для прогноза землетрясений на Сахалине. *Геофизические процессы и биосфера*, 19(1): 66–78.
6. Закупин А.С., Жердева О.А. 2017. Ретроспективная оценка применимости методов среднесрочного прогнозирования землетрясений для северного Сахалина. *Вестник ДВО РАН*, 1: 18–25.

7. Закупин А.С., Каменев П.А. **2017**. О возможности пространственно-временной локализации повышенной сейсмической опасности в методике среднесрочного прогноза LURR (на примере Новой Зеландии). *Геосистемы переходных зон*, (3): 40–49. doi.org/10.30730/2541-8912.2017.1.3.040-049
8. Закупин А.С., Семенова Е.П. **2018**. Исследование процесса подготовки сильных землетрясений ($M_w > 5$) на Сахалине методом LURR. *Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки*, 5(25): 83–98.
9. Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Новиков В.А., Остапчук А.А. **2014**. Медленные перемещения по разломам: параметры, условия возникновения, перспективы исследований. *Geodynamics & Tectonophysics*, 5(4): 863–891. doi:10.5800/GT-2014-5-4-0160
10. Мельхиор П. **1968**. *Земные приливы*. М.: Мир, 482 с.
11. Николаев В.А. **1994а**. Пространственно-временные особенности связи сильных землетрясений с приливными фазами. В кн.: *Наведенная сейсмичность*. М.: Наука, с. 103–114.
12. Николаев В.А. **1994б**. Реакция сильных землетрясений на фазы земных приливов. *Физика Земли*, 11: 49–58.
13. Ребецкий Ю.Л. **2015**. Об особенностях напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов. *Geodynamics & Tectonophysics*, 6(4): 437–466. https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-4-0189
14. Ребецкий Ю.Л. **2020**. Поле глобальных коровых напряжений Земли. *Геотектоника*, 6: 3–24.
15. Ребецкий Ю.Л., Кузиков С.И. **2016**. Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня. *Геология и геофизика*, 57(6): 1225–1250.
16. Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю. **2014**. Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011. *Геодинамика и тектонофизика*, 5(2): 469–506. http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0137
17. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. **2017**. *От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы*. М.: ГЕОС, 234 с.
18. Сим Л.А. **1996**. *Неотектонические напряжения Восточно-Европейской платформы и структур обрамления*: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова, 41 с.
19. Bowman D.D., Ouillon G., Sammis C.G., Sornette A., Sornette D. **1998**. An observational test of the critical earthquake concept. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 103: 24359–24372. https://doi.org/10.1029/98jb00792
20. Bufe C.G., Varnes D.J. **1993**. Predictive modeling of the seismic cycle of the Greater San Francisco Bay region. *J. of Geophysical Research*, 98(B6): 9871–9883. https://doi.org/10.1029/93jb00357
21. Byerlee J.D. **1978**. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 116: 615–626. https://doi.org/10.1007/bf00876528
22. Cochran E.S., Vidale J.E., Tanaka S. **2004**. Earth tides can trigger shallow thrust fault earthquakes. *Science*, 306: 1164–1166. https://doi.org/10.1126/science.1103961
23. Emter D. **1997**. Tidal triggering of earthquakes and volcanic events. In: *Tidal Phenomena: Lect. Notes Earth Sci.* Berlin, Springer-Verlag, 66: 293–310. https://doi.org/10.1007/bfb0011468
24. Gao H., Schmidt D.A., Weldon R.J. **2012**. Scaling relationships of source parameters for slow slip events. *Bull. of the Seismological Society of America*, 102(1): 352–360. http://dx.doi.org/10.1785/0120110096
25. Jaum'е S.C., Sykes L.R. **1999**. Evolving towards a critical point: a review of accelerating seismic moment/energy release prior to large and great earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 155: 279–306. https://doi.org/10.1007/s000240050266
26. Klein F.W. **1976**. Earthquake swarms and the semidiurnal solid earth tide. *Geophysical J. International*, 45: 245–295. https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1976.tb00326.x
27. Kossobokov V.G., Healy J.H., Dewey J.W. Testing an earthquake prediction algorithm. *Pure and Applied Geophysics*, 149: 219–232. https://doi.org/10.1007/bf00945168
28. Linde A.T., Gladwin M.T., Johnston M.J.S., Gwyther R.L., Bilham R.G. **1996**. A slow earthquake sequence on the San Andreas Fault. *Nature*, 383(6595): 65–68. http://dx.doi.org/10.1038/383065a0
29. Métiévier L., de Viron O., Conrad C.P., Renault S., Diament M., Patau G. **2009**. Evidence of earthquake triggering by the solid earth tides. *Earth and Planetary Science Letters*, 278: 370–375. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.024
30. Peng Z., Gomberg J. **2010**. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature Geosciences*, 3(9): 599–607. http://dx.doi.org/10.1038/ngeo940
31. Rebsky Yu.L., Polets A. Yu., Zlobin T.K. **2016**. The state of stress in the Earth's crust along the northwestern flank of the Pacific seismic focal zone before the Tohoku earthquake of 11 March 2011. *Tectonophysics*, 685: 60–76. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.07.016
32. Sacks I.S., Suyehiro S., Linde A.T., Snoko J.A. **1978**. Slow earthquakes and stress redistribution. *Nature*, 275(5681): 599–602. http://dx.doi.org/10.1038/275599a0

33. Sekine S., Hirose H., Obara K. **2010**. Short-term slow slip events correlated with non-volcanic tremor episodes in southwest Japan. *J. of Geophysical Research*, 115(B9): B00A27. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006059>
34. Smith M.L. **1974**. The scalar equations of infinitesimal elastic-gravitational motion for a rotating, slightly elliptical Earth. *Geophysical J. International*, 37(3): 491–526. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1974.tb04099.x>
35. Sornette D., Sammis C.G. **1995**. Complex critical exponents from renormalization group theory of earthquake prediction. *J. de Physique I (France)*, 5: 607–619. <https://doi.org/10.1051/jp1:1995154>
36. Stroup D.F., Bohnenstiehl D.R., Tolstoy M. et al. **2007**. Pulse of the seafloor: Tidal triggering of microearthquakes at 9°50' N East Pacific Rise. *Geophysical Research Letters*, 34: L15301.
37. Tanaka S., Ohtake M., Sato H. **2004**. Tidal triggering of earthquakes in Japan related to the regional tectonic stress. *Earth, Planets and Space*, 56(5): 511–515. <https://doi.org/10.1186/bf03352510>
38. Wahr J.M. **1981a**. A normal mode expansion for the forced response of a rotating Earth. *Geophysical J. of the Royal Astronomical Society*, 64: 651–675. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1981.tb02689.x>
39. Wahr J.M. **1981b**. Body tides on an elliptical, rotating, elastic and ocean less earth. *Geophysical J. of the Royal Astronomical Society*, 64: 677–703. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1981.tb02690.x>
40. Wei M., McGuire J.J., Richardson E. **2012**. A slow slip event in the south central Alaska subduction zone and related seismicity anomaly. *Geophysical Research Letters*, 39(15): L15309. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL05235>
41. Yin X.C. et al. **1995**. A new approach to earthquake prediction: The Load/Unload Response Ratio (LURR) theory. *Pure and Applied Geophysics*, 145(3-4): 701–715. <https://doi.org/10.1007/bf00879596>
42. Yin X.C., Wang Y.C., Peng K.Y., Bai Y.L., Wang H.T., Yin X.F. **2001**. Development of a new approach to earthquake prediction: The Load/Unload Response Ratio (LURR) theory. *Pure and Applied Geophysics*, 157(11-12): 2365–2383. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-7695-7_29

TRANSLATION

УДК 551.53/.55

<https://doi.org/10.30730/gtrz.2021.5.3.192-208.208-222>

Concerning the theory of LURR based deterministic earthquake prediction

Yury L. Rebetsky

Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*E-mail: reb@ifz.ru

Abstract. This paper considers theoretical aspects of a trigger effect of earth tides on earthquake initiation under the LURR approach. The growth of Coulomb stress, which appears resulting from this phenomenon, is shown to occur not for all regimes of stress state acting in the studied region. Its greatest increase corresponds to the regime of the horizontal extension and shear associated with the faults with kinematics of the normal and strike-slip faults. The low level of additional Coulomb stress for the horizontal compression regime allows asserting the low probability of the trigger effect for the faults with kinematics of the reverse faults. It is noted, that there is also an indirect factor in the form of additional pressure caused by the sea tides in addition to the main factor of the earth tides effect on deformations in the solid earth for island arcs and coastal areas of the continental crust. This is an additional vertical pressure for the ocean floor, and a lateral pressure for the crust of island arcs and coastal areas of the continents. Indirect factors significantly complicate the effect of earth tides on the Earth's crust, completely neutralizing the influence of the direct factor in some cases.

Keywords: earth tides, trigger, earthquakes, Coulomb stress

For citation: Rebetsky Yu.L. Concerning the theory of LURR based deterministic earthquake prediction. *Geosistemy perednykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2021, vol. 5, no. 3, pp. 192–222. (In Russ. & in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtrz.2021.5.3.192-208.208-222>

Acknowledgements and Funding

The work is carried out within the framework of a budgetary theme of the state assignment of the Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences.

Translation of the article published in the present issue of the Journal: Ю.Л. Ребецкий. К теории детерминированного прогноза землетрясений методом LURR. *Translation by G.S. Kachesova.*

Introduction

The developing of a deterministic theory of earthquake prediction is based on the hypothesis of the critical state of the rock mass before seismic destruction [Sornette, Sammis, 1995; Bowman et al., 1998]. It is believed, that the faults are constantly in the pre-critical state in the seismogenic zones of the Earth's crust. Large earthquake occurrence in the region dissipates a part of accumulated elastic energy and brings the fault out the critical state. Subsequently, a tectonic load brings the fault into the critical state again. It was shown in [Bufe, Varnes, 1993; Jaume, Sykes, 1999], that cumulative release of the seismic moment from weak and medium strong earthquakes before the large one approaches the power-law relationship with time.

This concept, formulated several decades ago, should be supplemented with modern knowledge about the mechanisms of elastic energy dissipation on the faults. After a series of works [Gao et al., 2012; Jordan, 1991; Linde et al., 1996; Peng, Gomberg, 2010; Sacks et al., 1978; Sekine et al., 2010; Wei et al., 2013], a standard earthquake became evident not to be the only way to release the energy accumulated in the Earth's crust. Earthquakes can develop due to slow, very slow sliding (low-period and very-low-period earthquakes) and ultra-slow (silent earthquakes) sliding. There are also tremors of intermittent slow sliding. These events generate elastic vibrations, which are recorded by broadband seismic sensors, and end with creep – aseismic sliding along the faults. Beside the indicated ambiguity of the consequences of reaching a critical state, when developing the deterministic prediction theory, it is necessary to reveal the difference between the ways of elastic energy dissipation due to many weak earthquakes or single large one [Kocharyan et al., 2014; Rebetsky, 2018; Rebetsky, Guo, 2020].

It is supposed in the deterministic prediction theory that the faults, which are close to the critical state, react differently to load and unload. Elastic-quasi-plastic deformation takes place with an increase in the load, and elastic unloading occurs with its decrease. These differences in the geological medium behavior should be most clearly manifested under the action of periodic loading and unloading processes. The results, which support this hypothesis, was obtained in the experimental work [Yin et al., 2004]. In [Nikolaev, 1994; Yin, 1995; Yin et al., 2001] the authors proposed to consider the gravitational effect of the Moon and Sun on the tides in the solid earth (earth tides) as sufficient in intensity in order to create a *trigger effect* for an earthquake. This concept actually

assumes a correlation between the phases of the earth tides and seismic regime.

It is believed, that the approach to critical state appears on the phase of additional loading. The LURR parameter was proposed, which is defined as a ratio of Benioff strain release during the loading cycles compared to the unloading ones, caused by the earth tides on *the optimally oriented faults*. Values of the LURR parameter greater than 1 indicate that the region is prepared to a great or large earthquake.

A large group of researchers in our country [Zakupin, 2016; Zakupin, Zherdeva, 2017; Zakupin, Kamenev, 2017; Zakupin, Semenova, 2018; Zakupin et al., 2020; etc.] and abroad [Métivier et al., 2009; Tanaka et al., 2004; etc.] develops this direction of the strong earthquakes prediction.

This work is not a review of the results of studies of the correlation between the seismic regime and the phases of earth tides. A similar review can be found in [Descherevsky, Sidorin, 2012; Baranov et al., 2019]. They show that there are many works in which both positive and negative results have been obtained.

The presented work should be considered as an analytical study of the basic concepts of the LURR approach in terms of studying the regularities of change in the natural stress state on faults caused by the earth tides. The optimality of the faults response to the process of loading and unloading is estimated based on the Coulomb–Mohr criterion [Cochran et al., 2004; Métivier et al., 2009]. The latter concept is extremely important, since for the crust, which is in different types of stress state (horizontal compression, extension, or shear), the loading and unloading phases can be different phases of the earth tides.

It is important to note that, according to the defining position of the LURR, the correlation of the seismic regime with certain phases of the earth tides for weak earthquakes should manifest itself for fault zones close to the critical state. In those faults for which such a state is far from critical, similar correlation should not be observed.

On the influence of the earth tides on stationary stress field of the faults

Since the influence of the earth tides (ET) from the gravitational effect of the Moon and the Sun has the same nature, but is separated by intensity, periodicity, spatial manifestation on the Earth's sphere [Avsyuk, 1996], this work will analyze only the Moon influence. The total luni-solar influence will retain all the features identified for the Moon, changing the areal and temporal distribution of the maxima of this influence.

According to the existing ideas about the deformation that occurs in the crust during the earth tides, it is believed that in the phase of maximum uplift, the rock mass undergoes volume increasing deformations, and in the opposite phase, volume decreasing deformation. The maximum amplitudes of these deformations are of the order of $1-3 \cdot 10^{-8}$. If we assume that the deformations are mainly elastic, then using the volume modulus of $5 \cdot 10^5$ bar and Young's modulus of $7.5 \cdot 10^5$ bar, we find that additional compressive or tensile isotropic pressure of about 0.01 bar and latitudinal stresses of about 0.075 bar or 7.5 kPa (for Poisson's ratio of 0.25) appear in the rocks. This corresponds to the stress assessments made, for example, in [Klein, 1976; Emtner, 1997; Wilcock, 2001; Cochran et al., 2004; Stroup et al., 2007].

When assessing the effect of ET deformations in the solid earth, we will take the stress state corresponding to the zero effect of tides as the reference model. Further, this model will be referred to as the *stationary initial stress state* (SISS). Such a model will first of all identify the *regional geodynamic type of the stress state of the earth's crust*, that depends on the index of the principal stress, which is oriented subvertically, i.e. stress state of the horizontal compression, extension or shear are possible, as well as their combination [Rebetsky et al., 2017].

We will use the rule for the signs of stresses accepted in continuum mechanics, i.e. tensile stress is positive. Accordingly, the principal stresses

$\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ are defined as the stresses of the least compression, the intermediate principal, and the stress of the greatest compression.

Trajectories of critical Coulomb stress in the model of the earth tides in the form of isotropic compression and extension. When analyzing the ET effect, it is convenient to represent the coordinates on the Earth's sphere not in the geocentric coordinate system associated with the Earth's rotation axis, but in the system associated with the position of the Moon in relation to the Earth (Fig. 1). The axis of such a system, directed to the Moon, can be used to divide the Earth's sphere into the latitudes and meridians, as shown in Fig. 1. We will call such a coordinate system inertial.

If we proceed from a simplified concept of the ET waves effect only on the change in bulk deformations and, therefore, only on the change in isotropic pressure by a small amount $\delta\sigma$ (as suggested in [Yin X., Yin C., 1991; Yin, 1993, 1995; Yin et al., 2001]), then it makes completely no difference how the seismogenic fault is oriented in relation to the direction of a meridian of the inertial system on the Earth's sphere (Fig. 1) and what geodynamic regime of the stress state is realized in the Earth's crust of the region.

It should be noted that the ratio of the maximum of the tidal effect in the Earth and the position of the Moon, which is shown in Fig.1, is simplified and does not takes into account the

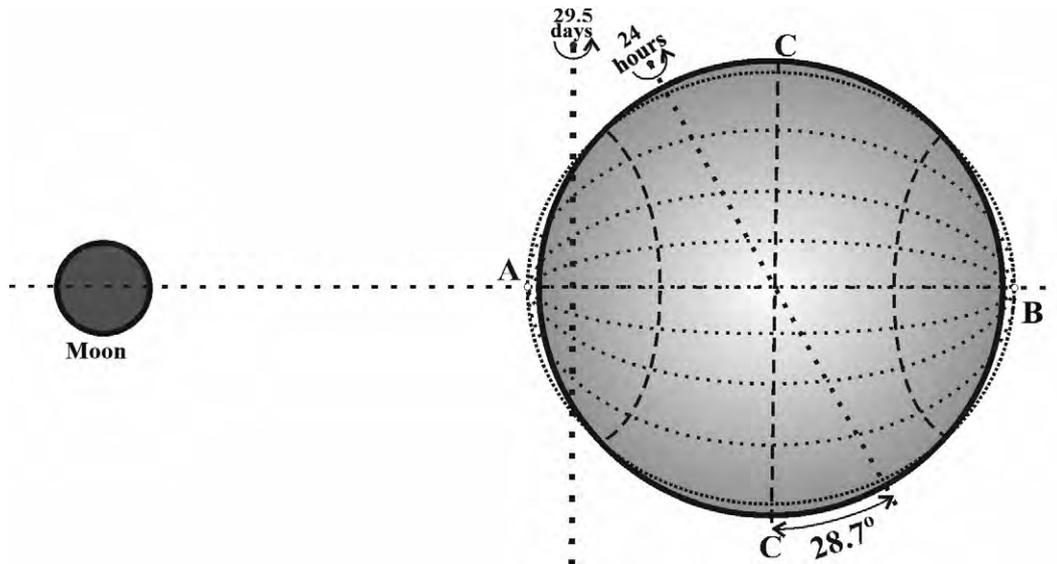


Fig. 1. The meridians location on the Earth's sphere (loosely dotted line) in the inertial coordinate system and the change in the Earth's shape under the influence of ET. The Earth's sphere deformed by the lunar tides is shown with a densely dotted line. Maximum uplifts occur near the points A and B on the Earth's sphere, the CC line (long-dashed line) corresponds to the maximum subsidence. The latitude of 45°, at which the sign of vertical movements changes during ET, is shown with a long-dotted line. The plane of the orbit of the Moon and the Earth (horizontal short-dashed line) relative to their baric center (vertical thick dotted line) and the axis of the Earth's diurnal rotation (skewed loosely dotted line) are shown. The state of space bodies at the moment when the axis of the Earth's rotation coincides with the plane, which passes through the centers of the Earth and the Moon and the axis of their mutual rotation, is presented.

effect of the Earth’s diurnal rotation. Because of this, the maximum of the uplift of ET is displaced in the direction of the Earth’s diurnal rotation by approximately two degrees.

To estimate the hazard of the stress state, we will use the rock strength criteria based on the Coulomb–Mohr theory. In particular, we will use the concept of Coulomb stress:

$$\tau_c = \tau_n + k_f \sigma_{nn}^* \leq \tau_f, \text{ when } \sigma_{nn}^* = \sigma_{nn} - p_{fl}. \quad (1)$$

Here τ_f and k_f are tensile bond strengths and coefficients of static friction at the plane of break, τ_n and σ_{nn}^* are the shear and effective normal (weakening effect of fluid pressure p_{fl} is taken into account) stresses at the occurred or activated fault, respectively (Fig. 2). The rule of signs in continuum mechanics is used in this paper, i.e. normal tensile stresses are positive, and the compression ones are negative.

Coulomb stress τ_c reaches the largest values in the point *C* (Fig. 2). A normal to the plane, which corresponds to the point *C*, lies in a plane of action of two principal stresses σ_1 and σ_3 , deviating from the axis of minimal compression (σ_1) by the angle of internal friction $\varphi_f = \arctan k_f$. Coulomb stress calculated for this point using the formula (1) actually represents the difference between stresses, tending to displace the crack sides, and friction stresses. When friction stresses are higher than shear ones, Coulomb stress is negative. In this case, the stress state point on the Mohr’s diagram (Fig. 2) is below the line of minimum friction resistance.

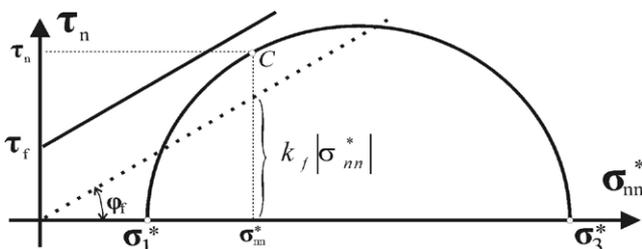


Fig. 2. Mohr’s diagram with notes to the calculation of Coulomb stress. An oblique solid line – brittle strength, dotted line – minimal friction resistance. Negative values of the normal stresses are plotted to the right.

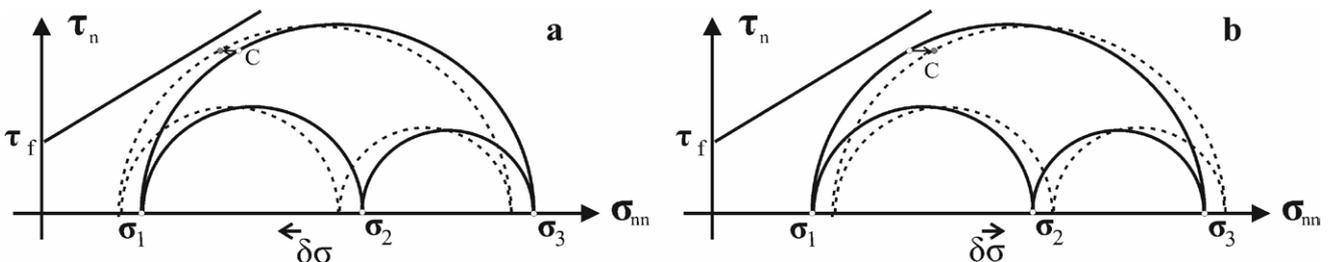


Fig. 3. Change in SISS due to ET at the phase of maximum rise (a) and subsidence (b). Mohr’s dotted circles correspond to the changed stress state, the arrow shows the direction of the stress state displacement at the point *C*, which corresponds to the shear plane (maximum level of Coulomb stress), and the solid line is an approximation of the curve of ultimate internal strength. Negative values of normal stress (compression) are plotted horizontally to the right.

In the case of the point *C*, this always occurs when great Mohr’s circle is below the line of minimum friction resistance (Fig. 2). When great Mohr’s circle is above the line of friction resistance, but does not contact with the line of ultimate strength, Coulomb stress is positive, but less than τ_f . In the case of using the normalized value of Coulomb stress:

$$\bar{\tau}_c = \tau_c / \tau_f, \quad (2)$$

$\bar{\tau}_c > 0$ is a sign of the approach of Coulomb stress to critical values, that determines the intersection of great Mohr’s circle with the line of resistance friction, and $\bar{\tau}_c \rightarrow 1$, that corresponds to the approach of Coulomb stress to the line of strength.

In terms of simplified representation of ET role when uplifting the surface, we obtain, that additional and identical tensile stresses must appear for all components of the principal stresses ($\delta\sigma > 0$). This brings to the shift of the great Mohr’s circle to the left on the Mohr’s diagram, as the isotropic pressure and compressive stress decrease. Accordingly, the point *C* will also move to the left (Fig. 3 a), i.e. the normalized Coulomb stress $\bar{\tau}_c$, which are calculated for it, will approach to 1.

When the surface is lowered $\delta\sigma < 0$, therefore the point *C* moves to the right of the line of brittle strength (Fig. 3 b) and $\bar{\tau}_c$ decreases.

In this way, an approach to the critical state occurs when the surface uplifts, and a distance from the critical state appears during subsidence. This means that the faults of any kinematics in the uplift areas, where, according to the above hypothesis, uniform extension takes place, can experience a trigger effect due to the ET influence, but there is no such effect in the areas of subsidence.

On the tensor of additional stresses due to the earth tides. The above scheme for estimating the effect of ET is simplified, since it does not take into account the fact that additional tidal deformations are a tensor, i.e. they cannot be identically described by a single scalar parameter of the pressure

increment. Actually, the linear components of tidal additional deformations depend on the direction [Mel'khior, 1964], so that they are several times larger in the direction of the meridian (M) in the adopted above inertial coordinate system, than in the latitudinal (F) direction. In this case, there are deformations of the opposite sign in the vertical (R) direction in contrast to the lateral one.

Thus, the principal stress of maximum extension and an intermediate principal stress (also extension) act in the lifting phase for an additional stress state along the meridian and latitude of the inertial system. The minimum (zero) stress acts in the direction to zenith. In the case of the subsidence phase along the meridian and latitude, the principal stress of maximum compression and an intermediate principal stress (compression) act. The minimum (zero) compression stress acts in the direction to zenith.

Taking the model of elastic spherical layer with zero vertical stresses ($\delta\sigma_R = 0$) into account for estimating the parameters of additional stress state of the Earth's crust, which occurs during ET, we find the principal bulk deformation to be associated with the lateral ones $\delta\theta = 2(\delta\varepsilon_M + \delta\varepsilon_F)/3$ (when Poisson's ratio $\nu = 0.25$). In this case, the stresses in lateral direction are associated with the lateral deformations in the following way:

$$\delta\sigma_M = E(\delta\varepsilon_M + \nu\delta\varepsilon_F)/(1-\nu^2), \quad \delta\sigma_F = E(\delta\varepsilon_F + \nu\delta\varepsilon_M)/(1-\nu^2). \quad (3)$$

Existing estimates shows, that the ratio of lateral and latitudinal deformations from ET ($\delta\varepsilon_M : \delta\varepsilon_F$) can vary within the order, while they have the same sign for compression or extension area (Fig. 1). In Fig. 1 these extension and compression areas are separated approximately along the latitude of 45° in the inertial coordinate system.

There are the following data for Osakayama tidal observing site [Mel'khior, 1964, Fig. 81, p. 284] on the principal lateral deformations in the phase of maximum tide (rise) $\delta\varepsilon_1 = 1.8 \cdot 10^{-8}$, $\delta\varepsilon_2 = 0.3 \cdot 10^{-8}$. If we take them as deformations, respectively, in the M and F directions of the inertial coordinate system, then we obtain the following estimates for the lateral stresses moduli: $|\delta\sigma_M| \approx 0.01$ bar and $|\delta\sigma_F| \approx 0.005$ bar, when Young's modulus $E = 7 \cdot 10^5$ bar.

Since the vertical stress can be considered equal to zero, the stress state concerned is characterized by the Lode–Nadai coefficient value equal to -0.66 . The obtained values of the Lode – Nadai coefficient characterize the Osakayama observation point located at high enough latitudes of the adopted inertial coordinate system. At the poles of this system, this coefficient approaches $+1$, and at the equator -1 .

Additional tensile stresses act in the area of surface rise along the meridians and latitudes of the inertial system (Fig. 4 a), according to the concept of ET effect on the deformations of the Earth's sphere (Fig. 1). Here, the normal faults of SISS can be considered as possible for activation of ET action. Since the greatest extension acts along the meridian, the greatest impact will be at the sublatitudinal location of the normal fault.

Accordingly, in the subsidence area along the meridians and latitudes, there is an additional compression stress, which determines the high probability of activation of the reverse faults of SISS (Fig. 4 c). Since the greatest compression of an additional stress state acts along the meridian, the reverse faults of sublatitudinal strike are the most dangerous.

The most dangerous for such reverse and normal faults in extension and compression phases are the dip angles close to 45° , on the planes of which additional shear $\delta\tau_n$ and normal $\delta\sigma_n$ stresses appear due to the fact that vertical additional stresses are equal to zero $|\delta\sigma_n| = |\delta\tau_n|$. At this, these stresses have the following values for latitudinal and meridional orientation of the faults:

$$\text{along the latitudes } \delta\tau_n = 0.5E(\delta\varepsilon_M + \nu\delta\varepsilon_F)/(1-\nu^2), \\ \delta\sigma_n = 0.5E(\delta\varepsilon_M + \nu\delta\varepsilon_F)/(1-\nu^2), \quad (4)$$

$$\text{along the meridians } \delta\tau_n = 0.5E(\delta\varepsilon_F + \nu\delta\varepsilon_M)/(1-\nu^2), \\ \delta\sigma_n = 0.5E(\delta\varepsilon_F + \nu\delta\varepsilon_M)/(1-\nu^2). \quad (5)$$

Positive values of shear stresses in (4, 5) in the extension areas mean, that they act in a direction of the dip of the faults, and in the compression areas – in a direction of dipping of fault. That is, in both cases, additional shear stresses have directions corresponding to the direction of displacement at the faults of SISS. Additional normal stresses on the fault are tensile in the extension area and compressive in the compression one.

For the faults in the form of SISS strike-slips in the areas of uplift and subsidence from ET, the most dangerous is their skewed (45°) orientation in relation to the latitudes and meridians of the inertial system. Fig. 4 b, d shows the right-lateral and left-lateral strike-slips of the corresponding most dangerous kinematics. The strike-slips are usually subvertical. For such faults, the additional shear and normal stresses are determined by the expressions

$$\delta\tau_n = \pm 0.5E(\delta\varepsilon_M + \delta\varepsilon_F)/(1+\nu), \\ \delta\sigma_n = 0.5E(\delta\varepsilon_M + \delta\varepsilon_F)/(1-\nu). \quad (6)$$

Positive values of the shear stresses in (6) mean that they act in the same direction as the

direction of displacement along the fault plane in SISS. The local coordinate system associated with the fault is taken in such a way that the shear stresses of SISS for right-lateral and left-lateral strike-slips are positive.

Fig. 5 shows the influence of additional stress states for faults of various kinematic types (Fig. 4). In contrast to Fig. 3, the displacements of Mohr's circles are not shown here, but only the direction of movement of the point *C*, which characterizes the most dangerous stress state acting along the shear plane, is shown.

As can be seen, the point *C* should be displaced to the position of the point "b" and the trajectory of this displacement is almost parallel to the ultimate strength line in the case of the reverse faults of SISS within the compression zone. This is due to the fact that there is not only an increase in shear stresses in the compression areas from ET on reverse faults, but also an increase in compression stress (4, 5), normal to the fault plane. In this case, according to (1) and (6), the increment of Coulomb stress is identified by the expression

$$\delta\tau_C = \frac{1-k_f}{2(1-\nu^2)} E |\delta\varepsilon_M + \nu\delta\varepsilon_F| \text{ when } \delta\varepsilon_M, \delta\varepsilon_F < 0. \quad (7)$$

If coefficient of friction $k_f \geq 0.6$ [Byerlee, 1978], then the increment of Coulomb stress is positive, but it is small enough.

In the case of normal faults of SISS, the point *C* for the extension state is shifted to the position of

the point "a", and the trajectory of this displacement is orthogonal to the ultimate strength line. There is a simultaneous decrease in compression stresses (4, 5), which are normal to the fault plane, in the extension areas due to ET on normal faults according to (1) and (6), we have the expression for the increment of the Coulomb stress

$$\delta\tau_C = \frac{1+k_f}{2(1-\nu^2)} E |\delta\varepsilon_M + \nu\delta\varepsilon_F| \text{ when } \delta\varepsilon_M, \delta\varepsilon_F > 0. \quad (8)$$

According to (8), the increment of Coulomb stress for normal faults is 4-5 times higher than for reverse faults.

In the case of strike-slips of SISS of the orientation shown in Fig. 4 in the extension areas, an increase in shear stresses occurs simultaneously with a decrease in compression normal to the fault plane, i.e. the point *C* is moved to the position of the point "a". For compression areas, an increase in shear stresses is accompanied by an increase in compression normal to the fault plane, i.e. the point *C* moves to the position of the point "b". According to (1) and (6), the increments of the Coulomb stress are identified by the expression for them:

$$\delta\tau_C = \frac{1+k_f}{2(1+\nu)} E (\delta\varepsilon_M + \delta\varepsilon_F) \text{ when } \delta\varepsilon_M, \delta\varepsilon_F > 0,$$

$$\delta\tau_C = \frac{1-k_f}{2(1+\nu)} E |\delta\varepsilon_M + \delta\varepsilon_F| \text{ when } \delta\varepsilon_M, \delta\varepsilon_F < 0. \quad (9)$$

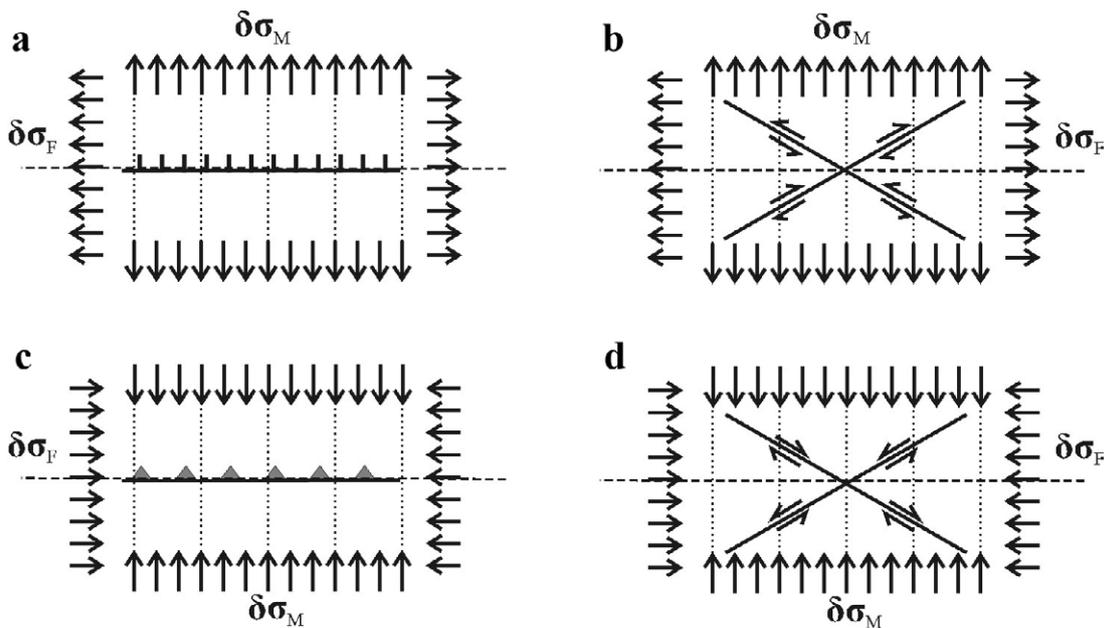


Fig. 4. Additional stress state in the uplift (a, b) and subsidence (c, d). Latitudinal faults of normal (a) and reverse (c) types are shown for the uplift and subsidence areas, respectively, since additional stress state correlates with the SISS for them. Kinematics of skew-oriented right-lateral and left-lateral strike-slips (b, d) of the SISS for the uplift and subsidence areas has also been taken as the one, which corresponds to additional stress state due to ET. Dotted line is a meridian, dashed line is a latitude in the inertial system.

It follows from (9) that the strike-slips in the extension areas become significantly more hazardous in terms of the possibility of realizing the trigger effect of ET than in the compression areas. Additional Coulomb stresses are 4-5 times higher for them in the extension areas, than in the compression ones.

It is important to note, that normalized Coulomb stress increases both for normal faults in extension areas and for reverse faults in compression ones and $\bar{\tau}_c \rightarrow 1$ regardless of their orientation. This is due to the fact that both lateral principal stresses of the additional state due to ET are either positive (uplift areas) or negative (subsidence areas), and the vertical one is always zero. In this case, the most dangerous condition is when the fault plane is sublattitudinal in the inertial coordinate system.

The situation differs in the case of the strike-slip faults. The most dangerous condition here is when their plane is vertical and oriented at an angle of 35–45° to the axis of greatest compression (subsidence area) or least extension (uplift area) of the additional stress state. Rotation of the plane of the strike-slip faults by 90° from this direction leads to the decrease in $\bar{\tau}_c$ by ET and the state will move away from the ultimate.

Thus, it turns out that ET have a selective effect on faults, and this selectivity depends on their kinematic type. The normal and strike-slip faults of SISS, for which the state can approach the ultimate at the moments of their presence in the phase of rising, are much more dangerous for the realization of the trigger effect of ET. For reverse and strike-slip faults in the subsidence phase due to ET, the trigger effect is less likely to be realized during ET, but still it is possible because of the significantly smaller increment in the Coulomb stress. It is important to note here that for the strike-slips that can be activated in the rising or in the subsidence phase due to ET, a decrease in Coulomb stress occurs in the rising or subsidence phase respectively.

It is necessary to pay attention once again to the fact that the conclusions obtained in this sec-

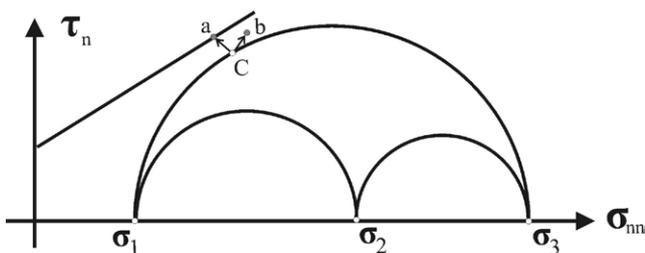


Fig. 5. Trajectory of the point C in the phases of rise and subsidence due to ET: for reverse faults (C–b), for normal faults (C–a). Both variants of change in stress state are possible for strike-slips, more dangerous (C–a) are in the uplift zones.

tion refer to those cases of ET, when the additional shear stresses at the faults created by them coincide with the shear stresses due to SISS (Fig. 4).

Evolution of deformations due to the earth tides at the faults

Since various orientations of seismogenic faults are possible under real conditions, it is important to understand how real the situation, which is depicted in Fig. 3, is for a fault of any orientation. How often can such dangerous fault locations occur in relation to the stresses of the additional stress state?

In fact, change in the direction of action of the principal stresses of the additional stress state with respect to a certain fault in the process of the Earth’s diurnal rotation and the mutual rotation of the Moon and the Earth are not obvious. Let us analyze the movement trajectory of the characteristic points at which the direction of the fault’s strike is set on the Earth’s sphere in the process of the Earth’s diurnal rotation in relation to the direction to the Moon. Fig. 6 shows the trajectory of the point of the studied fault position on the Earth’s sphere in a projection onto the plane of the Moon’s orbit. In order to simplify the analysis, we will assume that the Moon rotates around the Earth’s center, not around the mass center of the Earth–Moon system (Fig. 1). We will also approximately assume that the tilt of the Earth’s rotation axis (the point N) to the plane of the Moon’s orbit is 30°, and at the initial moment of our analysis, the projection of this axis onto the plane of the Moon’s orbit coincides with the LL axis (Fig. 6). We assume, that the position of the Earth’s diurnal rotation axis does not change in this coordinate system.

Let us consider the movement trajectory of the point a, which was at a latitude of 30° of the Earth’s geocentric coordinate system at the initial moment of our analysis. The point a coincides with the pole of the lunar-axial system (Fig. 1) for the assigned angle of tilt of the Earth’s rotation axis. We assume there is a fault of the latitudinal strike in the Earth’s geocentric coordinate system at the point a (Fig. 6), which is respectively directed along the meridian of the inertial coordinate system. The latitude of 30° of the Earth’s geocentric coordinate system selected for the analysis of the fault behavior corresponds approximately to the middle of the Eurasian seismogenic zone between 15° and 45°.

The location of the fault in the initial inertial system changes during the Earth’s diurnal rotation. The point a moves sequentially from its initial position to the points b, c and d every quarter of a day. The fault orientation on the sphere changes

according to these displacements. Graphical analysis on the stereosphere shows that the strike of the fault will make an angle of about 18° with the LL axis at the points *b* and *d*. At the point *c*, the fault is parallel to its initial location at the point *a*.

Assuming the Moon to rotate around the Earth in 30 days (one more approximation), we receive that every ¼ day it rotates about 3° relative to the Earth’s center. In this case, following the change in the position of the Moon, the position of the latitude of 45° of the inertial system (division of the compression and extension areas of ET), which corresponds to the new relative position of the Moon and the Earth, also changes. The Moon will pass an arc of 90° relative to the center of the Earth in 7.5 earth days.

Thus, the rotation of the fault, specified at the point *a*, and its position in the current inertial coordinate system is the sum of two factors: the diurnal rotation of the Earth and the rotation of the Moon around the Earth’s center. The diurnal rotation should create a periodic movement of the point *a* along the meridian of the initial inertial coordinate system.

Fig. 6 shows how the latitude of the fault location changes during the Earth’s diurnal rotation in the inertial coordinate system associated with the motion of the Moon. We will call such an inertial coordinate system as the current one. It can be seen that the location of the fault plane also gradually changes relative to their origin location in the initial inertial system due to the rotation of the axis to the Moon at the points *b*, *c* and *d* of its orbit. Fig. 7

horizontally shows the angles of the Moon rotation. Since we consider its uniform motion, then every 12° along the horizontal correspond to one earth day.

As one can see, the fault is in the compression area most of the time every day. The fault changes its orientation by almost 180° in less than one day in this area. In the extension area, the fault changes its orientation to angles close to 90° in certain periods only (the beginning and end of the time interval in Fig. 7). In general, these changes are small, just about 40–60°.

In our example, we have selected a fault of the latitudinal strike at the point *a* (Fig. 6). According to Fig. 7, this fault remains sublatitudinal or deviates from this position by an angle of about 45° most of the time in extension areas. There is a deviation from the sublatitudinal position by almost 90° only at a time moment corresponding to the angle of the Moon rotation at 139, 154 and 166°. This means that in certain cases (such as those shown in Fig. 4), a fault that has the kinematics of normal fault into the SISS can regularly, every day, be in a state of growth of Coulomb stress due to ET, as shown in Fig. 5. But there may be the other cases. For instance, such a dangerous situation can arise literally several times during the lunar month (two times within 3 days) in the meridional location of a fault at the point *a*. The same can be said about strike-slip faults.

It follows from the data in Fig. 7 that the fault constantly changes its orientation relative to the principal stresses of the additional stress state due to ET. At some moments of time, this orientation

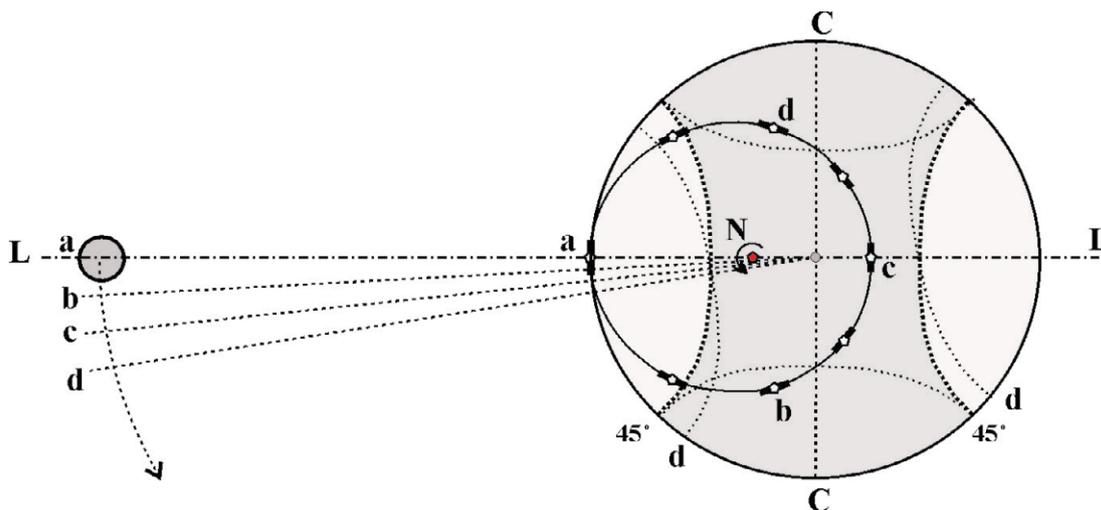


Fig. 6. Scheme, explaining the change in location and direction of the fault on the Earth’s surface in the initial inertial coordinate system during the Moon’s rotation relative to the Earth’s mass center (simplified concept) and during its diurnal rotation. The Moon’s rotation orbit lies in the plane of the figure. *N* is a projection of the north pole of the axis of Earth’s diurnal rotation onto the plane of the figure. *a*, *b*, *c*, *d* – location of the fault on the Earth’s sphere every ¼ days. Dotted latitude in the inertial system (45°) divides the Earth’s sphere into the areas of extension (highlighted in white) and compression (highlighted in grey) due to ET. Thick dotted line for the latitudes of 45°, which correspond to the Moon position after 24 hours from the initial state (*d*). The image of the point trajectory and direction of the fault plane are presented in Wolf stereographic projections. The change in the location of projection of the Earth’s diurnal rotation axis onto the Moon every ¼ days is also shown.

of the principal stresses can increase the level of the total Coulomb stress at the fault, and at some moments it can decrease them.

It was shown above that for the strike-slip and normal faults, an increment of Coulomb stress that is many times greater than in the case of reverse faults can appear in the extension areas of ET. Therefore, we will further associate *the possible trigger effect due to ET only with the extension areas*.

And now, if we interpret the result obtained in Fig. 7 from the standpoint of estimating the change in the ultimate stress state, given in Fig. 5, then we can say that only those moments of time when the fault is in the extension area can be considered dangerous in terms of the trigger effect. In this case, the faults, for which there was a normal and strike-slip fault in the SISS, may experience additional stresses bringing their state closer to the ultimate.

At that, the faults of any strike in the topocentric coordinate system for 7.5 days are twice in a state where ET will create additional stresses that bring their state closer to the ultimate (Fig. 5). The same result occurs in 15 earth days for the strike-slip faults. It is during this time that the fault of strike-slip type for SISS with any orientation in the topocentric coordinate system will once be in a dangerous state for the implementation of the trigger effect of ET.

If we set the fault at the initial moment of analysis at a latitude of more than 60° or less than 0° (i.e., more than 60° or less than 0° in the geocentric coordinate system), then the residence time for the fault in the extension area is significantly reduced. In this regard, a dangerous situation for a fault will occur for a much longer time, but during the lunar month such a situation will surely arise. It results from the performed analysis that the faults located at high latitudes of more than 60° but less than 75° cannot fall into the extension area at all and, therefore, ET do not create an opportunity for them to increase the Coulomb stress.

Sea tides effect on the stress in the lithosphere of oceans and continental coasts

The considered above deformation effect of tides in the solid earth on the faults stress state is primarily related to continental regions remote from the sea and ocean coasts. This is the so-called direct effect of ET influence.

Let us now consider the indirect effects of gravitational influence of the Moon on the stress state of the crust due to the presence of water masses of the oceans. In terms of the considered problem, the main difference with the continents is associated with the appearance of an additional load from the oscillation of the water surface of the oceans.

There are several indirect factors associated with the impact of water masses [Melkhor, 1964]: (A) additional masses of water actually; (B) trough of the ocean floor; (C) deformations of crustal rocks that determine the change in the gravitational potential of the Earth. If we exclude the coasts, then the range of ocean level fluctuations during the periods of maximum uplift and subsidence will be from 5 to 70 cm. Average amplitude of fluctuations is about 0.5 m. *We will assume the amplitudes of the ocean floor sinking at the phase of rise to coincide with the amplitudes for the subsidence phase.*

The estimate of influence of fluctuations in the level of the oceans of the ebb and tide stage will correspond to 0.5 m of the rise and fall of the water level, while remaining within the above adopted reference system in the form of SISS. Converting this into a vertical load, we get 0.05 bar or 5 kPa, which is several times higher than the level of stress from linear deformations caused by ET. The obtained values correspond to the level of stress calculated in [Wilcock, 2001; Stroup et al., 2007], and an order of magnitude lower than the values used in [Cochran et al., 2004; Baranov et al., 2019].

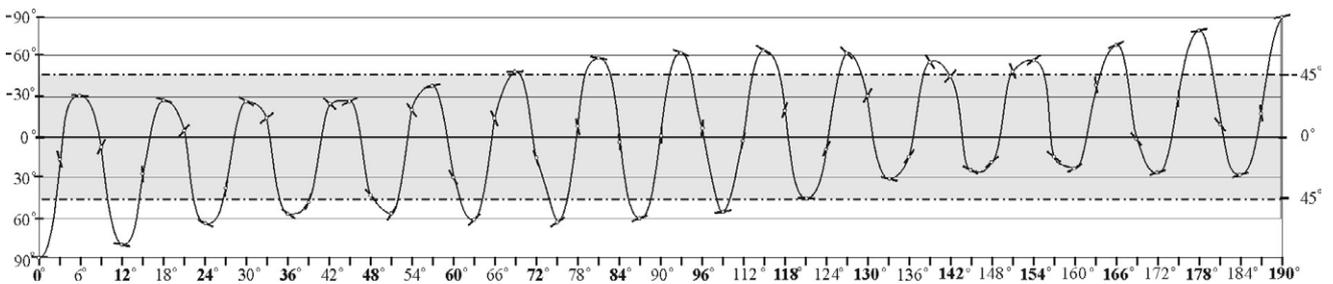


Fig. 7. The trajectory of a point on the Earth's sphere in the current inertial coordinate system and the strike of the fault relative to the direction to the Moon (LL in Fig. 6). The latitude in the inertial system (positive values for the hemisphere from the side of the Moon) is shown vertically, the horizontal is the angle by which the Moon has rotated relative to the Earth's center (12° correspond to one earth day), the angles corresponding to the fault position at the point *a* are highlighted in bold. The compression area is highlighted in grey. The linear section shows the strike of the fault area in the current inertial coordinate system.

Note that ocean tides at any point in the lithosphere create the same type of stress state, characterized by a Lode–Nadai coefficient close to +1, which greatly simplifies the calculation of the Coulomb stress of the additional state.

The performed estimates of value of the additional vertical stress, caused by the weight from the changing ocean level, show that at the moment of maximum uplift in the oceanic crust additional vertical compression stresses of the order of -0.05 bar and additional lateral compression stresses of about -0.017 bar (elastic effect of lateral constraint for Poisson's ratio of 0.25) occur due to the increased ocean level. Accordingly, at the moment of maximum subsidence, these additional stresses become positive.

The obtained stresses must be summed up with the stresses arising from the change in the shape of the Earth's during tides, which gives general additional stresses. Due to the linearity of the elastic problem and the additivity of its solution, it is possible to separately analyze the contribution to the change in the stress state from both factors. Therefore, estimates of stress change only due to load and unload from change in the ocean level performed here.

The obtained values of additional stresses correspond to the regions of oceanic spreading, which is far from the continents. As a rule, earthquakes occur here with normal or strike-slip fault mechanisms, which corresponds to the regime of horizontal extension and horizontal shear.

At the same time, the level of vertical stresses from ocean tides used in [Cochran et al., 2004; Baranov et al., 2019], is more consistent with continental slopes (bays and sea shelves). The amplitudes of sea tides can reach 2–7 m here. Most of the SISS is horizontal compression in these zones, which corresponds to subduction zones with faulting kinematics in the form of reverse faults.

Areas of great influence of indirect factors on gravimetric measurements are both coastal continental areas and islands. Of the indirect effects listed above for the oceanic crust, (B) and (C) are remained in this case. Both factors that determine the physical nature of these indirect effects are located directly in the sea part and therefore cannot significantly affect the deformation of the crust of the coastal part of the continents and islands. There is another factor that can affect the results of gravimetric measurements and stress in the crust of specified areas – an additional horizontal compression stresses that appear in the coastal continental crust due to fluctuations in the level of the sea and ocean surfaces. These fluctuations amplitudes, due to the peculiarities of changes in the

bottom near the ocean coasts, can be significantly higher than for oceanic areas remote from them, reaching 1.5 m (we will take 1 m as an average). Thus, an additional pressure of 0.1 bar acts in the water along the continental slope of the crust during the tides. *We believe that a similar, but opposite (decrease) of the lateral pressure relative to the SISS takes place during the ocean ebbs.*

The performed estimates of lateral pressure effect on the coast, caused by additional water pressure, show that in the crust it can capture depths of up to 10–20 km (seismogenic layer), decreasing (inversely) both with depth and with horizontal distance from the coast. At a distance of 100 km from the continental coast, this pressure is 100 times greater than the vertical additional stresses and is about 0.01 bar. In order of magnitude, this corresponds to the estimates of the stress caused by ET in solid earth. In the case of small isometric islands (less than 100 km) or islands with one of the characteristic dimensions of 100–200 km (Sakhalin, Japan), the lateral pressure will decrease significantly less.

Thus, ocean tides are capable of creating additional horizontal compression or extension, which can be either isotropic or unidirectional depending on the geometry of the islands. The latter type of additional horizontal compression also corresponds to the continental crust of the coastal zones.

One can use the additivity property of elastic deformations to study the contribution of this type of additional stresses.

Trajectories of critical Coulomb stress in the crust of continental coasts caused by ocean tidal motion

The compression and extension stress state, which are formed in the oceanic crust from ocean tide and ebb, differs from the case of isotropic compression and extension considered in Fig. 3. This is due to the fact that for the elastic model, the lateral stresses arising in the oceanic crust are three times less than the vertical load from change in the ocean level (for Poisson's ratio 0.25).

Fig. 8 shows the change in the size and position of the Mohr's circles for the stress state of horizontal compression (reverse fault), horizontal extension (normal fault), and horizontal shear (strike-slip fault). Additional vertical stress coincides with the direction to the zenith, which is marked on the Mohr's diagram for each type of stress state as: Z^{com} , Z^{ext} , Z^{sh} . It is believed that the axis of one of the principal stresses coincides with the axis to the zenith. Additional horizontal stresses are 3 times less than the vertical ones, and in

Fig. 8 they only slightly displace the corresponding points of the principal stresses.

The effect of change in ocean level is greatest in the case of reverse faults (horizontal compression). And it is practically absent for normal faults (horizontal extension) and strike-slips (horizontal shear).

Thus, the greatest influence of the additional stress state caused by the ocean ebb and leading to an increase in Coulomb stress should affect the reverse faults corresponding to the regime of the horizontal compression of SISS. In this case, additional shear stresses arise on the faults in the direction of the uprising of its plane and the stresses of normal compression decrease. At the same time, extension takes place in the oceanic crust due to the influence of the direct effect of ET on the deformation of the solid earth, which brings, according to expression (7), to a reduce in Coulomb stress because of the decrease in shear stresses. The summation of these two factors of ET effect significantly reduces the possibilities of the trigger effect.

The indirect effect of ET associated with ocean tides and ebbs can be ignored in the case of regimes of the horizontal shear and extension of the SISS, which correspond to the strike-slip and normal faults.

The effect of additional isotropic or unidirectional lateral compression or extension that occurs in the case of oceanic islands and coastal continents can be studied using the analysis results presented in Fig. 5. This is due to the similarity of the finite expressions for Coulomb stress of these indirect effects with expressions (7)–(9) for the direct effect of ET influence.

Ocean tides, which create additional lateral compression, bring to an increase in shear stress and compression normal to a fault for the SISS reverse faults. The expression for the increments of the Coulomb stress for them is similar to (7) and has a factor $(1 - k_f)$. The same thing is observed for the SISS normal faults, there is a factor

$(1 + k_f)$ as in expression (8). The same similarity of expression is observed for strike-slip faults (9). The difference is in values depending on whether this lateral pressure is isotropic – uniform (islands), or unidirectional (coastal parts of the continents). In the first case, they do not depend on the strike of the faults, and in the second, they do, since the greatest lateral compression or extension is orthogonal to the strike of the coastline.

It should also be taken into account that ET create additional extension or compression directly in solid earth, and in the same phases, ocean ebbs and tides for the same areas create additional compression and extension, respectively. The values themselves of additional Coulomb stress in the crust of the continental coast or islands caused by the ocean tide for distances up to 100 km from the coastline are comparable to those that can occur due to ET in solid earth (direct effect). Therefore, it can be assumed that in the coastal zone further than 200 km and on islands with a size of more than 200 km, the ET trigger effect should not manifest itself.

Discussion

A detailed review of the state of a problem of the relationship between the seismic regime and gravitational tides is given in [Descherevsky, Sidorin, 2012]. The publications of two groups of authors are given, one of which claims that there is a relationship between these two phenomena, while the other group of works shows that there is no such relationship. There are also the authors who, in the process of conducting their research, have changed their point of view on the problem. It should be specially noted that there are publications of the most recent time in both groups of works.

What is the reason for such a diametrical discrepancy in the results of these studies? It can be related to several factors. All of them are determined by the above different influence of the phases of rise and subsidence due to ET on the stress state of faults of different kinematic types.

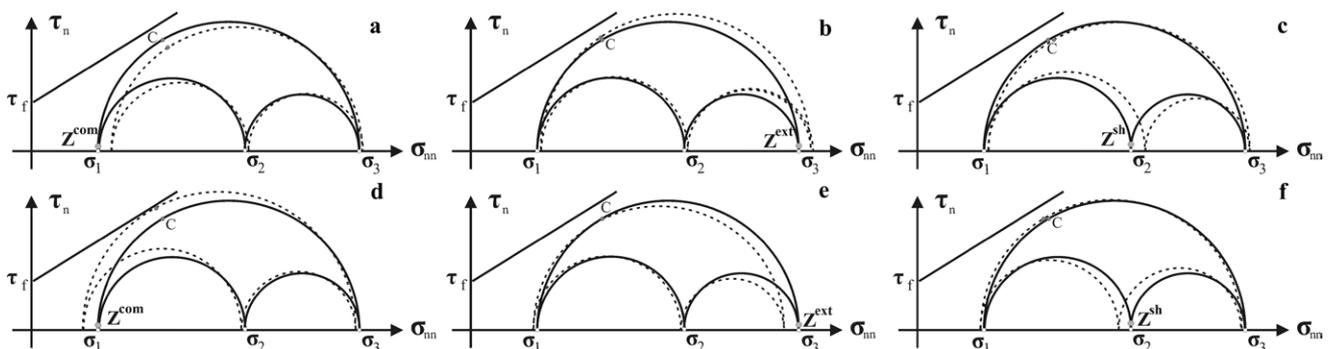


Fig. 8. Change in SISS and position of the point C in the ocean crust due to oceanic ebbs and tides for the regimes: the horizontal compression and the reverse faults (a, d); the horizontal extension and the normal faults (b, e); the horizontal shear and the strike-slip faults (c, f). See Fig. 3 caption.

1. It is usually considered that the period of the greatest amplitudes of rise or subsidence corresponds to the stage of the maximum hazardous effect of tidal influence (tides in the solid earth or ocean tides) for a particular fault or source of an earthquake that has occurred. As shown above, the criterion for the effect is the additional Coulomb stress $\delta\tau_c$ appears at the fault. And their calculation is treated as a scalar quantity.

In fact, the Coulomb stress is a vector, which determines that in the direction of the action of the shear stress (for example, r) acting at the fault with the normal n , its sides can be displaced.

Since the additional Coulomb stress must be summed up with the Coulomb stress τ_c due to SISS, the resulting Coulomb stress will increase only when the additional shear stresses $\delta\tau_n$ at the fault make an acute angle with the shear stresses τ_{nr} due to SISS (r is a vector that coincides with the direction of the action of the shear stresses at the fault). Thus, additional Coulomb stress can be considered as a trigger when their component in the r direction is positive. The following expression should be used to calculate this component of Coulomb stress:

$$\delta\tau_c^r = \delta\tau_{nr} + k_f \delta\sigma_m. \quad (10)$$

If $\delta\tau_{nr}$ is positive, then the component of the Coulomb stress $\delta\tau_c^r$ may be positive too (when $\delta\tau_{nr} > k_f |\delta\sigma_m|$).

As noted above, not only the intensity of tidal stresses changes in the process of changing the amplitudes of the tidal wave effect, but also the directions of action of their principal components with respect to the strike of the analyzed fault. This brings to the fact that the intensity of the component of additional Coulomb stress can be maximum not when the tidal effect is maximum.

Not just catalogs of earthquakes, but catalogs of earthquake focal mechanisms (Global CMT) were used in [Cochran et al., 2004] to study the effect of the earth and ocean tides on the seismic regime. This was done in order to calculate additional Coulomb stress arising due to tides. Since the plane realized in the form of a seismic fault is unknown, the calculation of the Coulomb stress was carried out for both nodal planes of the focal mechanism. In this case, the increase in the danger due to tides was associated with a change in the Coulomb stress, and not with that component that increases the vector of Coulomb stress due to SISS.

2. It should be noted that there are practically no regions on a scale of the first hundreds of kilometers or more, in which a single stress state regime acts in the crust: horizontal compression,

horizontal extension, or horizontal shear. In addition, these regimes are often combined (compression with shear, extension with shear, shear in the vertical plane).

As shown in [Rebetsky, 2015], for intracontinental orogens there is a combination of horizontal compression for the crust of alpine uplifts with horizontal shear in the crust of intramontane depressions and horizontal extension in the crust of large intermontane depressions. Horizontal extension or shear regimes can act in the crust of mountain uplifts such as plateaus and highlands. The regime of horizontal compression in the crust of the continental slope is replaced by the regime of horizontal extension in the oceanic lithosphere for active continental margins (subduction zones) [Rebetsky, Polets, 2014; Rebetsky et al., 2016]. A combination of horizontal compression and horizontal shear may occur in the crust of the continental slope in the case of oblique subduction (Aleutian arc). There is also no uniform stress state regime in the zones of oceanic spreading. Areas of horizontal extension can be replaced by areas of horizontal shear here [Rebetsky, 2020].

Such nonuniformity of the stress state regime is reflected in the nonuniformity of the kinematic types of active faults in the regions. Since the very fact of an earthquake occurrence is quite often taken as a positive effect (see, for example, [Métivier et al., 2009]), some faults (normal and strike-slip faults) in the studied region can experience activation during the rise phase, while the other ones (reverse and strike-slip faults) – in the subsidence phase. Thus, a simple analysis of the intensity of regional seismicity in different phases of ET will not allow establishing the correct correlations without an accurate understanding of the kinematic types of activated faults. In particular, in [Métivier et al., 2009], all earthquakes were a priori actually assigned a reverse fault mechanism, which does not correspond to reality as was mentioned above [Rebetsky, Polets, 2014; Rebetsky et al., 2016].

3. Our experience in studying the regularities of the Coulomb stress distribution in the seismically active areas of the Northern Tien Shan [Rebetsky, Kuzikov, 2016] and Western Sichuan (the work was accepted for publication in the “Geotectonics” journal) showed that only about 20 % for the Tien Shan and about 30 % for Sichuan of the total length of active faults identified in the region by geological and seismic methods have positive values of the Coulomb stress. Only 10–20 % of them have a level of Coulomb stress close to critical. The tectonophysical inversion of natural stresses from seismological data made it possible to perform calculations for the mentioned territories

on the scale of stress averaging 20–30 km (Tien Shan) and 30–50 km (Sichuan), respectively. This means that only 3–5 % of the total length of active faults can be considered hazardous, located near the critical state, capable of generating earthquakes with magnitudes exceeding 6.5 for the Tien Shan and 7.0 for Sichuan.

It is clear that the presented research results do not negate the possibility of the tides effect on the generation of weak and medium-strength earthquakes (for the above regions with $M < 6.0$), but the knowledge obtained should change the strategy of strong earthquakes prediction and, in particular, require certain rules for the practical application of the prediction using the LURR method. So, if we analyze the entire area of the regions for the indicated territories, then the number of weak earthquakes for active, but not dangerous fault areas (positive Coulomb stress of low level) will be significantly (by an order of magnitude) greater than the number of earthquakes occurring in the hazardous fault areas. If the LURR-based method of strong earthquake prediction is applied, such a disproportion will bring to the fact that the main contribution to the analysis will be made by the earthquakes outside the hazardous areas.

In order to avoid this, it is necessary to apply the LURR technology not to areas, but to seismogenic faults, scanning them along their length in a sliding window, the size of which corresponds to the size of the source of the predicted earthquake, as it is done, for example, when predicting strong earthquakes using the M8 method [Kossobokov et al., 1997].

Conclusion

The presented above analysis of ET influence on the stress state of the crust showed that the possibility of a trigger effect depends on the kinematic type of seismogenic faults, i.e. on the geodynamic type of the current stress state. Both a direct effect and indirect one take place. The direct ET effect is caused by the solid earth straining, and an indirect one is caused by ocean tides. These issues were brought to attention in the works [Smith, 1974; Wahr, 1981; Métivier et al., 2009].

Direct (ET) and indirect (ocean tides) factors are shown to make contributions of opposite sign to the additional Coulomb stress arising due to gravitational influence of the Moon. Therefore, mutual compensation of additional stresses, neutralizing the effect of ET, can occur. The influence of ocean tides is absent only in the case of continental seismic focal zones, remote from the coast at a distance of more than 200 km.

The analysis of additional Coulomb stress, formed due to the direct ET effect, showed that the greatest probability of a trigger effect occurs in the crust with a regime of horizontal extension (normal faults), which correspond to rift zones, large intermontane depressions, foredeeps, plateaus, and uplands [Rebetsky, 2015]. The increased efficiency of the trigger effect for normal faults is manifested in the phases of solid-state extension and is associated with an increase in the level of shear stresses at the fault with a simultaneous decrease in the level of compression normal to the fault.

The next in terms of the increase in Coulomb stress due to ET action is the crust with a horizontal shear regime (strike-slip faults), which most often occurs for the crust of slabs, platforms [Sim, 1996], large intramontane depressions involved in the uplift, and sometimes for intermontane depressions [Rebetsky, 2015], as well as in the zones of transform faults.

The manifestation of a trigger effect is least probable for the regions with a horizontal compression regime (reverse faults), which are mainly concentrated in the crust of mountain uplifts in the form of ridges and platform shields. The low efficiency of the trigger effect for reverse faults is due to the fact that in the phases of compression (surface subsidence) the level of shear stresses grows on the fault plane, but at the same time the level of compression normal to the fault plane increases too. Additional stresses reduce the level of compressive stresses at the fault in the extension phase, but the level of shear stresses also decreases, which in total does not bring to an increase in Coulomb stress.

It should be noted that the shown greater predisposition of the ET effect on well-defined kinematic types of faults was mentioned in [Cochran et al., 2004; Métivier et al., 2009]

Thus, seismically active areas of the Baikal Rift Zone, Sakhalin (for strike-slip faults in a zone further 50 km from the coast), and individual regions of the Altai-Sayan (large intermontane depressions) with a horizontal extension regime are the most promising in Russia for using the LURR prediction method.

In the case of oceanic crust, the indirect ET factor associated with the rise and subsidence of the sea surface creates additional stresses that are directly opposite to those that appear due to the rise and subsidence of the solid surface of the ocean floor. Due to this, it is possible to assume low efficiency of the ET trigger effect for seismic focal zones of the oceanic crust and in the crust of the continental slope of subduction zones.

The most important conclusion from all of the above is the need to treat the calculation of Coulomb stress as a vector, and not as a scalar quantity. This requires the calculation of the Coulomb

stress component in the direction of the realized displacement in the predicted earthquake source. This requirement was met in the graphical analysis on Mohr diagrams presented in this paper.

References

1. Avsyuk Yu.N. **1996**. *Prilivnye sily i prirodnye protsessy [Tidal forces and natural processes]*. Moscow: OIFZ RAN, 188 p.
2. Baranov A.A., Shebalin P.N., Baranov S.V. **2019**. A quantitative estimate of the effects of sea tides on aftershock activity: Kamchatka. *J. of Volcanology and Seismology*, 13(1): 56–69. <https://doi.org/10.1134/s0742046319010020>
3. Bowman D.D., Ouillon G., Sammis C.G., Sornette A., Sornette D. **1998**. An observational test of the critical earthquake concept. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 103: 24359–24372. <https://doi.org/10.1029/98jb00792>
4. Bufe C.G., Varnes D.J. **1993**. Predictive modeling of the seismic cycle of the Greater San Francisco Bay region. *J. of Geophysical Research*, 98(B6): 9871–9883. <https://doi.org/10.1029/93jb00357>
5. Byerlee J.D. **1978**. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 116: 615–626. <https://doi.org/10.1007/bf00876528>
6. Cochran E.S., Vidale J.E., Tanaka S. **2004**. Earth tides can trigger shallow thrust fault earthquakes. *Science*, 306: 1164–1166. <https://doi.org/10.1126/science.1103961>
7. Deshnevskii A.V., Sidorin A.Ya. Search for tidal seismicity in Greece using different techniques: Part 1. Analysis of spectra and periodograms. *Seismicheskie pribory = Seismic Instruments*, 48(4): 5–26. (In Russ.).
8. Emter D. **1997**. Tidal triggering of earthquakes and volcanic events. In: *Tidal Phenomena: Lect. Notes Earth Sci.* Berlin, Springer-Verlag, 66: 293–310. <https://doi.org/10.1007/bfb0011468>
9. Gao H., Schmidt D.A., Weldon R.J. **2012**. Scaling relationships of source parameters for slow slip events. *Bull. of the Seismological Society of America*, 102(1): 352–360. <http://dx.doi.org/10.1785/0120110096>
10. Jaum' e S.C., Sykes L.R. **1999**. Evolving towards a critical point: a review of accelerating seismic moment/energy release prior to large and great earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 155: 279–306. <https://doi.org/10.1007/s000240050266>
11. Klein F.W. **1976**. Earthquake swarms and the semidiurnal solid earth tide. *Geophysical J. International*, 45: 245–295. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1976.tb00326.x>
12. Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Novikov V.A., Ostapchuk A.A. Slow slip events: parameters, conditions of occurrence, and future research prospects. *Geodynamics & Tectonophysics*, 5(4): 863–891. (In Russ.). <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-4-0160>
13. Kossobokov V.G., Healy J.H., Dewey J.W. Testing an earthquake prediction algorithm. *Pure and Applied Geophysics*, 149: 219–232. <https://doi.org/10.1007/bf00945168>
14. Linde A.T., Gladwin M.T., Johnston M.J.S., Gwyther R.L., Bilham R.G. **1996**. A slow earthquake sequence on the San Andreas Fault. *Nature*, 383(6595): 65–68. <http://dx.doi.org/10.1038/383065a0>
15. Métivier L., de Viron O., Conrad C.P., Renault S., Diament M., Patau G. **2009**. Evidence of earthquake triggering by the solid earth tides. *Earth and Planetary Science Letters*, 278: 370–375. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.024>
16. Mel'khior P. **1968**. *Zemnye prilivy [Earth tides]*. M.: Mir, 482 p. (In Russ.).
17. Nikolaev V.A. **1994a**. [Spatio-temporal features of the strong earthquakes relationship with tidal phases]. In: *Navedionnaia seismichnost' [Induced seismicity]*. Moscow: Nauka, 103–114. (In Russ.).
18. Nikolaev V.A. **1994b**. [Strong earthquake response to the Earth tide phases]. *Fizika Zemli = Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 11: 49–58. (In Russ.).
19. Peng Z., Gombert J. **2010**. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature Geosciences*, 3(9): 599–607. <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo940>
20. Rebetsky Yu.L. **2015**. On the specific state of crustal stresses in intracontinental orogens. *Geodynamics & Tectonophysics*, 6(4): 437–466. (In Russ.). <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-4-0189>
21. Rebetsky Yu.L. **2020**. Pattern of Global crustal stresses of the Earth. *Geotectonics*, 54(6): 723–740. [doi:10.1134/S0016852120060114](https://doi.org/10.1134/S0016852120060114)
22. Rebetsky Yu.L., Kuzikov S.I. **2016**. Active faults of the northern Tien Shan: tectonophysical zoning of seismic risk. *Russian Geology and Geophysics*, 57: 967–983. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2016.05.004>
23. Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu. **2014**. The state of stresses of the lithosphere in Japan before the catastrophic Tohoku earthquake of 11 march 2011. *Geodynamics & Tectonophysics*, 5(1): 469–506. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0137>

24. Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu., Zlobin T.K. **2016**. The state of stress in the Earth's crust along the north-western flank of the Pacific seismic focal zone before the Tohoku earthquake of 11 March 2011. *Tectonophysics*, 685: 60–76. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.07.016>
25. Rebetskiy Yu.L., Sim L.A., Marinin A.V. **2017**. *Ot zerkal skol'zheniya k tektonicheskim napryazheniyam. Metodiki i algoritmy [From slickensides to tectonic stresses. Methods and algorithms]*. M.: GEOS, 234 p.
26. Sacks I.S., Suyehiro S., Linde A.T., Snoke J.A. **1978**. Slow earthquakes and stress redistribution. *Nature*, 275(5681): 599–602. <http://dx.doi.org/10.1038/275599a0>
27. Sekine S., Hirose H., Obara K. **2010**. Short-term slow slip events correlated with non-volcanic tremor episodes in southwest Japan. *J. of Geophysical Research*, 115(B9): B00A27. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006059>
28. Sim L.A. **1996**. *Neotektonicheskie napryazheniya Vostochno-Evropeyskoy platformy i struktur obramleniya [Neotectonic stresses of the East European Plain and frame structures]: [extended abstract of diss. ... doctor of Geol. and Miner.]*. Moscow, Lomonosov Moscow State University, 41 p.
29. Smith M.L. **1974**. The scalar equations of infinitesimal elastic-gravitational motion for a rotating, slightly elliptical Earth. *Geophysical J. International*, 37(3): 491–526. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1974.tb04099.x>
30. Sornette D., Sammis C.G. **1995**. Complex critical exponents from renormalization group theory of earthquake prediction. *J. de Physique I (France)*, 5: 607–619. <https://doi.org/10.1051/jp1:1995154>
31. Stroup D.F., Bohnenstiehl D.R., Tolstoy M. et al. **2007**. Pulse of the seafloor: Tidal triggering of micro-earthquakes at 9°50' N East Pacific Rise. *Geophysical Research Letters*, 34: L15301.
32. Tanaka S., Ohtake M., Sato H. **2004**. Tidal triggering of earthquakes in Japan related to the regional tectonic stress. *Earth, Planets and Space*, 56(5): 511–515. <https://doi.org/10.1186/bf03352510>
33. Wahr J.M. **1981a**. A normal mode expansion for the forced response of a rotating Earth. *Geophysical J. of the Royal Astronomical Society*, 64: 651–675. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1981.tb02689.x>
34. Wahr J.M. **1981b**. Body tides on an elliptical, rotating, elastic and ocean less earth. *Geophysical J. of the Royal Astronomical Society*, 64: 677–703. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1981.tb02690.x>
35. Wei M., McGuire J.J., Richardson E. **2012**. A slow slip event in the south central Alaska subduction zone and related seismicity anomaly. *Geophysical Research Letters*, 39(15): L15309. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL05235>
36. Yin X.C. et al. **1995**. A new approach to earthquake prediction: The Load/Unload Response Ratio (LURR) theory. *Pure and Applied Geophysics*, 145(3-4): 701–715. <https://doi.org/10.1007/bf00879596>
37. Yin X.C., Wang Y.C., Peng K.Y., Bai Y.L., Wang H.T., Yin X.F. **2001**. Development of a new approach to earthquake prediction: The Load/Unload Response Ratio (LURR) theory. *Pure and Applied Geophysics*, 157(11-12): 2365–2383. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-7695-7_29
38. Zakupin A.S. **2016**. Program complex for the analysis of instability of seismic process. *Geoinformatika*, 1: 34–43. (In Russ.). (In Russ.).
39. Zakupin A.S., Kamenev P.A. **2017**. Space-time localization probability of enhanced seismic hazard in LURR medium-term prediction technique as applied to New Zealand territory. *Geosistemy perekhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, (3): 40–49. (In Russ.). doi.org/10.30730/2541-8912.2017.1.3.040-049
40. Zakupin A.S., Semenova E.P. **2018**. Study of the process of preparation of strong earthquakes ($M_w > 5$) on Sakhalin using the LURR method. *Vestnik KRAUNTs. Fiz.-mat. nauki = Bulletin KRASEC. Physical and Mathematical Sciences*, 5: 83–98. (In Russ.). <https://doi.org/10.18454/2079-6641-2018-25-5-83-98>
41. Zakupin A.S., Zherdeva O.A. **2017**. Retrospective evaluation of applicability for medium-range prediction of earthquakes within the Northern Sakhalin region. *Vestnik DVO RAN = Vestnik of the Far East Branch of RAS*, 1: 18–25. (In Russ.).
42. Zakupin A.S., Bogomolov L.M., Boginskaya N.V. **2020**. Application of methods of analysis of seismic sequences SDP and LURR for earthquake prediction on Sakhalin. *Geophysical Processes and Biosphere*, 19(1): 66–78. (In Russ.). <https://doi.org/10.21455/GPB2020.1-4>

Об авторе

РЕБЕЦКИЙ Юрий Леонидович (ORCID 0000-0003-3492-2452), доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией тектонофизики, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, reb@ifz.ru

About the Author

Yury Leonidovich REBETSKY (ORCID 0000-0003-3492-2452), Doctor of Physics and Mathematics, Head of the Laboratory of tectonophysics, Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, reb@ifz.ru

Изменение амплитудных показателей в приливных вариациях силы тяжести в период подготовки близких землетрясений

© 2021 М. Г. Валитов, З. Н. Прошкина*

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

*E-mail: pro-zo@yandex.ru

Резюме. Впервые применив подход, основанный на методике расчета приливных параметров в скользящем окне с различной длиной выборки (от 30 до 120 сут), авторы выявили эффект в вариациях гравитационного поля для главной лунной волны O1, который предшествовал близким землетрясениям. Поскольку наблюдаемые данные были избавлены от океанической нагрузки, то предполагается, что данный эффект связан с локальной перестройкой плотностной среды в твердой Земле. Для волны K1 выявлена сезонная цикличность. Такая цикличность не учитывалась при составлении модели твердой Земли PREM (предварительная эталонная модель Земли).

Ключевые слова: приливные вариации силы тяжести, геодинамика, сейсмичность, гравитационный эффект

Change in the amplitude indicators in tidal variations of gravity during the preparation of nearby earthquakes

Maksim G. Valitov, Zoya N. Proshkina*

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

*E-mail: pro-zo@yandex.ru

Abstract. The authors revealed an effect of gravitational field variations for the principal lunar wave O1, which preceded nearby earthquakes, using for the first time the approach based on the method of calculating tidal parameters in a sliding window with various window width (from 30 to 120 days). Since the observed data were free from the oceanic load, this effect is assumed to be associated with a local restructuring of the density medium in the solid Earth. A seasonal cyclicity was revealed for the K1 wave. Such cyclicity was not taken into account when compiling a solid Earth model PREM (preliminary reference Earth model).

Keywords: tidal variations of gravity, geodynamics, seismicity, gravity effect

Для цитирования: Валитов М.Г., Прошкина З.Н. Изменение амплитудных показателей в приливных вариациях силы тяжести в период подготовки близких землетрясений. *Геосистемы переходных зон*, 2021, т. 5, № 3, с. 223–228. <https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.3.223-228>

Благодарности и финансирование

Авторы благодарны рецензенту за внимательное прочтение работы и конструктивные замечания. Работа выполнена по программе фундаментальных научных исследований Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН (рег. № 121021500053-6).

Постановка задачи. В настоящее время актуальной задачей науки остается прогноз землетрясений – наиболее опасных геодинамических событий. Традиционно для этих целей используются изучение сейсмического режима [Семенов, 2010; Соболев 1997], геодезические наблюдения, в том числе с применением

For citation: Valitov M.G., Proshkina Z.N. Change in the amplitude indicators in tidal variations of gravity during the preparation of nearby earthquakes. *Geosistemy perhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2021, vol. 5, no. 3, pp. 223–228. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.3.223-228>

Acknowledgements and Funding

Authors are grateful to the Peer Reviewer for careful reading of the paper and constructive comments. The work was carried out under the program of Basic Scientific Research of the V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS (№ 121021500053-6)

спутниковой геодезии [Сдельникова, Стеблов, 2016], электромагнитные исследования [Довбня и др., 2019], анализ вариаций газовых эманаций [Уткин, Юрков, 2010], мониторинг деформаций и уровнемерные наблюдения [Долгих и др., 2007; Федотов, 1988], гравиметрические измерения [Добровольский, 2005] и др.

Гравиметрические исследования, как правило, основываются на методах, направленных на измерение абсолютного значения ускорения свободного падения и позволяющих с максимальной точностью определить высоту, а через нее вертикальные перемещения массива земной коры в точке наблюдения. Единственный недостаток этих измерений – их малая дискретность, но он целиком перекрывается главным преимуществом – отсутствием дрейфа или «сползания нуля».

Геодинамические процессы порождают множество откликов в физических полях Земли. Гравитационное поле также подвержено этому влиянию. Помимо нормального влияния Луны и Солнца, которое образует периодические вариации поля силы тяжести [Мельхиор, 1968], в наблюдаемом поле существуют аномальные эффекты, вызванные перераспределением масс внутри планеты, изменением упруго-вязких свойств, а вместе с ними и отклика земной поверхности на периодическое воздействие. Эти эффекты носят название непериодических вариаций силы тяжести. Они могут быть потенциально полезны при обнаружении подготовки сейсмического события в окрестностях пункта наблюдения.

С целью выявления в поле вариаций силы тяжести таких эффектов, которые могут быть вызваны как подготовкой землетрясения, так и постсейсмическими изменениями в литосфере, было выполнено исследование, основанное на методике расчета приливных параметров (ПП) в скользящем окне. С помощью этой методики можно проследить плавное изменение основных параметров главных приливных волн, а используя выборки разной длительности – определить оптимальную ширину окна для фиксации непериодических аномальных эффектов. Данная методика для расчета приливных параметров применяется впервые, поэтому исследование носит экспериментальный характер, и одной из целей работы является ее апробация. В целом исследование было направлено на обнаружение эффектов в гравитационном поле Земли, связанных с геодинамическими процессами, протекающими в зоне перехода от континента к Японскому морю, т.е. в геодинамически активном регионе. Стационарный гравиметрический пункт (СГП) находится на территории Морской экспериментальной станции «Мыс Шульца» (Приморский край, п-ов Гамова, бухта Витязь, 42.583° с.ш., 131.158° в.д.) (рис. 1) [Прошкина и др., 2015], где начиная с 2012 г. идет круглогодичный мониторинг вариаций гравитационного поля Зем-

ли. Для регистрации используется лабораторный относительный гравиметр gPhone № 111.

Экспериментальный материал. Методика исследований заключалась в многократном расчете в программе ETERNA [Wenzel, 1996] основных параметров (амплитудного δ -фактора и задержки фаз α) главных приливных волн (O1, K1, P1, M2, S2, K2) с различной длиной анализируемой выборки и шагом смещения расчетного окна. Такой подход к расчету приливных параметров используется впервые. Иными словами, из имеющейся выборки наблюдений вариаций силы тяжести выбирались «окна» определенной продолжительности, внутри которых выполнялись вычисления. При выборе размеров окна авторы стремились учесть две противоположности: зашумленность получаемых данных при минимальных размерах расчетного окна и сглаживание аномального эффекта при большой длине выборки. Качество получаемых приливных параметров оценивалось по среднеквадратичной ошибке (СКО) их определения. При длине анализируемой выборки 38 сут и более СКО определения дельта-фактора не превышала 0.001. При проведении вычислений расчетное окно «сдвигалось» на определенное количество суток (от 3 до 12) и вычисления повторялись. Величина «сдвига» зависела от размера окна и не превышала 0.1 от его значения.

Таким образом, для генеральной выборки (куда вошли ближайшие к пункту наблюдения землетрясения, т.е. с 2012 по 2014 г.) были получены серии расчетов с выборками различной длины, в которых начиная с определенной ширины окна, как мы предполагаем, могут присутствовать эффекты от геодинамических процессов, связанных с сейсмичностью региона. При увеличении ширины окна аномальный эффект должен плавно затухать, а параметры главных приливных волн должны стремиться к параметрам, полученным при анализе полного временного ряда.

Кроме того, при подготовке данных наблюденные вариации гравитационного поля были избавлены от влияния океанической нагрузки путем вычитания океанического прилива, полученного с использованием уровнемерных наблюдений. Данная методика подробно описана в работе [Прошкина и др., 2021].

Данные по землетрясениям получены из каталога National Earthquake Information Center (NEIC) (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>) Геологической службы США (рис. 1).

В Приморском крае наиболее часто случаются глубокофокусные землетрясения (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>). Они в основном сосредоточены в южных, юго-восточных, восточных районах Приморья и прилегающей акватории Японского моря. Прослеживается явная тенденция уменьшения глубины гипоцентров с запада на восток. Коровые землетрясения проявлены значительно реже. В основном они фиксируются на Ханкайском массиве и сопредельной территории западного Китая. Стоит отметить, что на протяжении длительного периода инструментальных наблюдений в Приморье работали только две сейсмостанции [Горелов, Шкабарня, 2014], не позволяющие в полной мере учитывать коровую сейсмичность, что в целом повлияло на общую сейсмическую изученность региона. На п-ове Корея регистрируются (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>) коровые землетрясения, обусловленные техногенными событиями – испытаниями ядерного оружия КНДР. Некоторые из происходящих в регионе землетрясений фиксируются на записи гравиметра, установленного на СГП «мыс Шульца», прохождением сейсмических волн. Замечено, что коровые землетрясения Китая более интенсивно воздействуют на гравиметр, чем аналогичные землетрясения Японии, находящиеся на сопоставимом удалении и имеющие сопоставимую магнитуду.

Результаты

С применением данной методики расчета приливных параметров в скользящем окне, с различной шириной окон (от 30 до 120 сут), был выявлен эффект в вариациях гравитационного поля, избавленных от влияния океанической нагрузки [Прошкина и др., 2021], для главной лунной волны O1 при подготовке близкого землетрясения (рис. 2). Поскольку описываемые землетрясения произошли в период апрель–ноябрь 2013 г., то для визуализации полученного результата был выбран участок записи с 2012 по 2014 г.

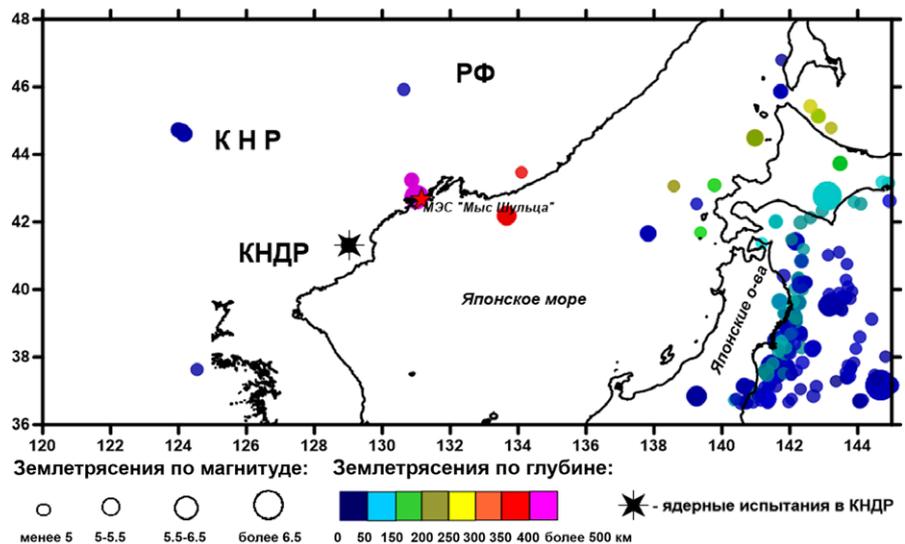


Рис. 1. Карта сейсмичности региона в 2013 г.

(<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>) с указанием места расположения СГП.

Fig. 1. Seismicity map of the region in the period from 01.01.2013 to 31.12.2013 (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>) with SGP location.

Сразу необходимо отметить, что интерполированные участки, связанные с техническим простом гравиметра, дают значительные сдвиги по амплитудным показателям, и важной задачей при использовании подобной методики является минимизация перерывов в записи.

При счете с размером окна 38 сут зафиксированы аномальные скачки амплитудных показателей у волны O1 в период двух серий близких землетрясений, одна из которых произошла на границе России и КНДР вблизи пункта измерения 5–6 апреля 2013 г. на глубине около 600 км с магнитудами от 5.8 до 6.3. Другая серия из четырех коровых землетрясений произошла на территории Китая 31 октября и 22 ноября 2013 г. с глубиной гипоцентра от 2 до 10 км и магнитудами от 4.7 до 5.4. В обоих случаях перед землетрясениями примерно за 20 сут зафиксировано снижение амплитудных показателей для волны O1, для китайских землетрясений более значительное. При этом в период землетрясений на границе России и КНДР нет интерполированных участков, на которые можно было бы списать выявленные аномалии, как в случае с китайскими землетрясениями, когда такой участок мог внести погрешность в расчеты. Но и в этом случае, с учетом небольшого размера окна в 38 сут, интерполированный участок незначительно перекрыл анализируемый период, поэтому можно считать, что аномалии связаны именно с сейсмическими событиями.

Для сравнения на рис. 2 и 3 добавлено сильнейшее землетрясение, произошедшее в Охотском море на глубине 609 км с магнитудой 8.3.

Как видно, никаких значимых эффектов в период его подготовки не наблюдается.

Поскольку наблюдаемые данные были избавлены от океанической нагрузки, то предполагается, что данный эффект у главной лунной

волны O1 связан с локальной перестройкой плотностной среды в твердой Земле. Поэтому, чтобы судить об аномальности выявленного эффекта, было решено обработать по такой же методике модельные значения для твердой

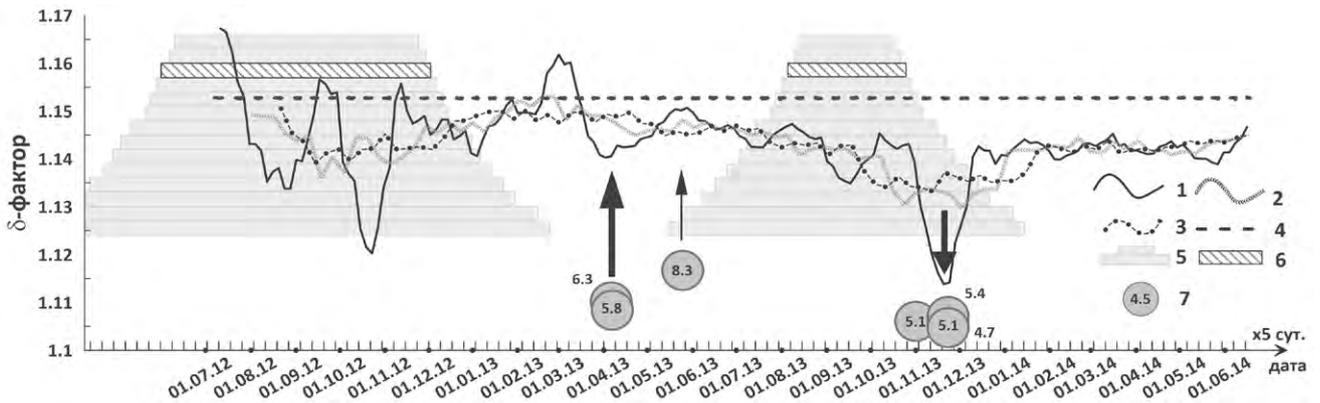


Рис. 2. Расчет амплитудного параметра (δ -фактора) в скользящем окне для главной лунной приливной волны O1 (период с 2012 по 2014 г.): 1–3 – наблюдаемый δ -фактор для ширины окна 38 сут (1), 80 (2) и 120 сут (3); 4 – δ -фактор для твердой Земли по модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981]; 5–6 – области возможного влияния интерполированных участков записи, связанных с техническим простоем гравиметра, для ширины расчетного окна от 30 до 120 сут (5) и 38 сут (6); 7 – близкие к месту расположения СГП землетрясения с указанием магнитуды. Жирной черной стрелкой отмечены моменты ближайших землетрясений, тонкой черной стрелкой – момент удаленного землетрясения.

Fig. 2. Computation of the amplitude parameter (δ -factor) in a sliding window for the principal lunar tidal wave O1 (period from 2012 to 2014): 1–3 – observed δ -factor for the window width of 38 days (1), 80 days (2) and 120 days (3); 4 – δ -factor for the solid Earth according to the PREM model [Dziewonski, Anderson, 1981]; 5–6 – areas of possible influence of interpolated recording areas associated with technical downtime of the gravimeter, for the calculated window width from 30 to 120 days (5) and 38 days (6); 7 – the earthquakes close to SGP location with magnitudes. The thick black arrow marks the moments of the nearest earthquakes, the thin black arrow marks the moment of the distant earthquake.

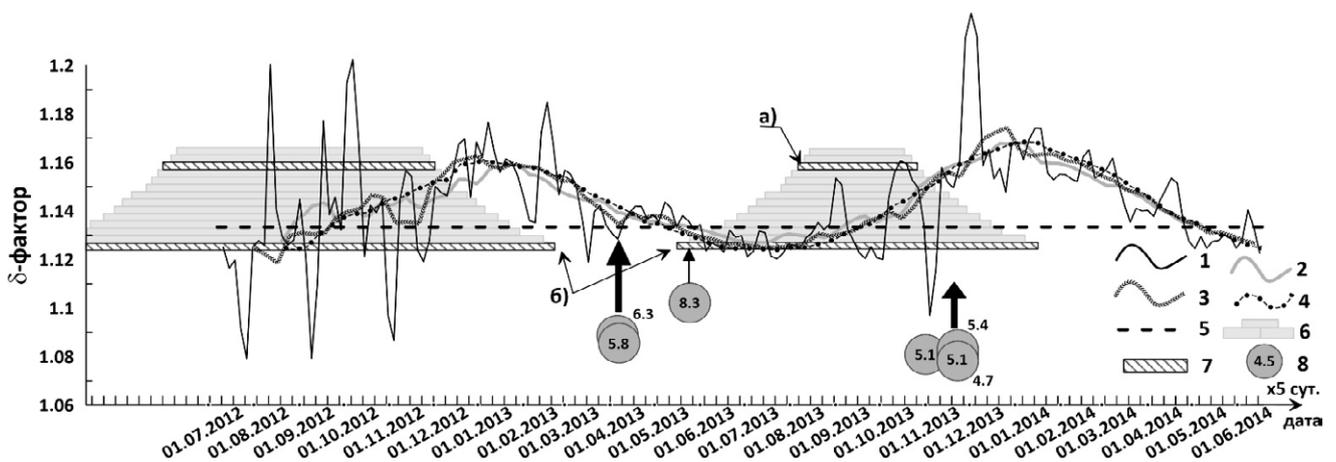


Рис. 3. Расчет амплитудного параметра (δ -фактора) в скользящем окне для главной солнечной приливной волны K1 (период с 2012 по 2014 г.): 1–2 – δ -фактор для ширины окна 38 сут наблюдаемый (1) и сглаженный по 21 точке (2); 3–4 – наблюдаемый δ -фактор для ширины окна 80 сут (3) и 120 сут (4); 5 – δ -фактор для твердой Земли по модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981]; 6–7 – области возможного влияния интерполированных участков записи, связанных с техническим простоем гравиметра, для ширины расчетного окна от 30 до 120 сут (6) и для ширины окон 38 сут (7, а), 120 сут (7, б); 8 – близкие к СГП землетрясения с указанием магнитуды. Жирной черной стрелкой отмечены моменты ближайших землетрясений, тонкой черной стрелкой – момент удаленного землетрясения..

Fig. 3. Computation of the amplitude parameter (δ -factor) in a sliding window for the principal solar tidal wave K1 (period from 2012 to 2014): 1–2 – δ -factor for the window width of 38 days observed (1) and smoothed over 21 points (2); 3–4 – observed δ -factor for the window width of 80 days (3) and 120 days (4); 5 – δ -factor for solid Earth according to the PREM model [Dziewonski, Anderson, 1981]; 6–7 – areas of possible influence of interpolated recording areas associated with technical downtime of the gravimeter, for the calculated window width from 30 to 120 days (6) and for the window widths of 38 days (7, a), 120 days (7, b); 8 – the earthquakes close to SGP location with magnitudes. The thick black arrow marks the moments of the nearest earthquakes, the thin black arrow marks the moment of the distant earthquake.

Земли по модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981] (рис. 2). Как видим на рис. 2, амплитудный показатель модельной волны O1 остается постоянным на всем периоде наблюдений, тогда как у наблюдаемой волны слабо изменяется в периоды затишья и испытывает резкие скачки перед близкими землетрясениями.

Кроме выявленного гравитационного эффекта для волны O1, применяемая методика позволила зафиксировать гравитационный эффект у главной солнечной волны K1, по всей видимости связанный с цикличностью солнечной активности (рис. 3).

Как видно из рис. 3, при расчете амплитудного показателя волны K1 с шириной окна 38 сут наблюдается скрытая цикличность, осложненная высокочастотными выбросами. Но сглаживание в скользящем окне шириной 21 точка позволило избавиться от осложняющих факторов. Похожая цикличность прослеживается и для расчетов в окне 80 сут, здесь ее можно наблюдать без дополнительной фильтрации. При увеличении ширины окна до 120 сут цикличность проявляется наиболее четко, причем максимумы и минимумы амплитудных показателей приурочены к холодным и теплым сезонам соответственно. В модели твердой Земли PREM такой цикличности не наблюдается, следовательно, это локальный эффект, который не учтен при составлении данной модели. Предположительно, этот эффект связан с сезонными изменениями, происходящими в окрестностях пункта наблюдения (температурными эффектами, воздействую-

щими на кристаллический массив, на котором расположен пункт наблюдений, остаточными гидродинамическими и атмосферными эффектами или их совместным воздействием).

Выводы

Применение методики расчета приливных параметров в скользящем окне позволило выявить снижение амплитудного показателя (δ -фактора) в приливных вариациях силы тяжести для волны O1, при этом данный эффект наблюдался за несколько дней до землетрясений, локализованных вблизи пункта наблюдения и различающихся по глубинности и магнитуде. При этом оптимальная ширина расчетного окна для рассматриваемого СГП составила 38 сут. Для суточной волны K1 выявлена сезонная цикличность, связанная, на наш взгляд, с температурным эффектом, воздействующим на массивы горных пород, на которых установлен пункт наблюдения.

Негативным фактором в реализации данной методики являются разрывы в записи, поэтому необходимо минимизировать технические простои гравиметра, что позволит более качественно отслеживать эффекты, связанные с геодинамическими процессами, протекающими на границах литосферных плит в геодинамически активном регионе. Проведенное исследование является ретроспективным и по большей части имеет цель апробации новой методики обработки временных рядов, но, возможно, оно окажется полезным в составлении краткосрочных прогнозов опасных сейсмических событий.

Список литературы

1. Горелов П.В., Шкабарня Н.Г. **2014**. Современная сейсмическая активность Приморского края. *Вестник инженерной школы ДВФУ*, 4(21): 97–102.
2. Добровольский И.П. **2005**. Гравитационные предвестники тектонического землетрясения. *Физика Земли*, 4: 23–28.
3. Довбня Б.В., Пашинин А.Ю., Рахматулин Р.А. **2019**. Краткосрочные электромагнитные предвестники землетрясений. *Геодинамика и тектонофизика*, 10 (3): 731–740. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-3-0438>
4. Долгих Г.И., Купцов А.В., Ларионов И.А., Марапулец Ю.В., Швец В.А., Шевцов Б.М., Широков О.П., Чупин В.А., Яковенко С.В. **2007**. Деформационные и акустические предвестники землетрясений. *Доклады Академии наук*, 413(1): 96–100.
5. Мельхиор П. *Земные приливы*. **1968**. М.: Мир, 483 с.
6. Прошкина З.Н., Валитов М.Г., Колпащикова Т.Н., Наумов С.Б. **2021**. Оценка влияния гидродинамики на приливные вариации силы тяжести в зоне перехода от континента к Японскому морю. *Физика Земли*, 1: 109–121.
7. Прошкина З.Н., Валитов М.Г., Кулинич Р.Г., Колпащикова Т.Н. **2015**. Изучение приливных вариаций силы тяжести в зоне перехода от континента к Японскому морю. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 3(27): 71–79.
8. Сдельникова И.А., Стеблов Г.М. **2016**. Мониторинг цунамигенных землетрясений методами спутниковой геодезии. *Геофизические исследования*, 17(1): 46–55.
9. Семенов Р.М. **2010**. Землетрясение 27.08.2008 года на юге Байкала и его предвестники. *Геодинамика и тектонофизика*, 1(4): 441–447.
10. Соболев Г.А. **1993**. *Основы прогноза землетрясений*. М.: Наука, 313 с.

11. Уткин В.И., Юрков А.К. **2010**. Радон как индикатор геодинамических процессов. *Геология и геофизика*, 51(2): 277–286.
12. Федотов С.А., Магуськин М.А., Левин В.Е. и др. **1988**. Деформации земной поверхности на восточном побережье Камчатки и их связь с сейсмичностью. *Вулканология и сейсмология*, 1: 24–40.
13. Dziewonski A.M., Anderson D.L. **1981**. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25: 297–356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
14. Wenzel H.G. **1996**. The nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30. *Bull. Inf. Marées Terrestres*, 124: 9425–9439.

References

1. Gorelov P.V., Shkabarnya N.G. **2014**. The present day seismic activity in Primorsky Krai. *FEFU: School of Engineering Bull.*, 4(21): 97–102.
2. Dobrovolsky I.P. **2005**. Gravitational precursors of a tectonic earthquake. **2005**. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 41 (4): 273–278.
3. Dovbnya B.V., Pashinin A.Yu., Rakhmatulin R.A. **2019**. Short-term electromagnetic precursors of earthquakes. *Geodynamics & Tectonophysics*, 10(3): 731–740. (In Russ). <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-3-0438>
4. Dolgikh G.I., Kuptsov A.V., Larionov I.A., Marapulets Y.V., Shvets V.A., Shevtsov B.M., Shirokov O.P., Chupin V.A., Yakovenko S.V. **2007**. Deformation and acoustic precursors of earthquakes. *Doklady Earth Sciences*, 413(1): 281–285. <https://doi.org/10.1134/S1028334X07020341>
5. Mel'khior P. **1968**. *Zemnye prilivy [Earth tides]*. M.: Mir, 482 p. (In Russ.).
6. Proshkina Z.N., Valitov M.G., Kolpashchikova T.N., Naumov S.B. **2021**. Estimation of Hydrodynamic effect on tidal variations in gravity in the transition zone from the continent to the Sea of Japan. *Izv., Physics of the Solid Earth*, 57(1): 98–109. URL: <https://link.springer.com/article/10.1134%2FS1069351321010067> (accessed 15.06.2021).
7. Proshkina Z.N., Valitov M.G., Kulinich R.G., Kolpashchikova T.N. **2015**. Investigation of tidal gravity in the transition zone from continent to the Sea of Japan. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o Zemle = Bull. of KRAESC. Earth Sciences*, 3(27): 71–79. (In Russ.).
8. Sdelnikova I.A., Steblov G.M. **2016**. Monitoring of the tsunamigenic earthquakes by means of satellite geodesy. *Geophysical Research*, 17(1): 46–55. (In Russ.).
9. Semenov R.M. **2010**. Earthquake of 27 August 2008 in the Southern Baikal area and its precursors. *Geodynamics & Tectonophysics*, 1(4): 441–447 (In Russ).
10. Sobolev G.A. **1993**. [*The basis for earthquake prediction*]. Moscow: Nauka, 314 p. (In Russ).
11. Utkin V.I., Yurkov A.K. **2010**. Radon as a tracer of tectonic movements. *Russian Geology and Geophysics*, 51(2): 220–227. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.12.022>
12. Fedotov S.A., Magus'kin M.A., Levin V.E. et al. **1988**. [Earth surface deformations at the eastern coast of Kamchatka and their relation to the seismicity]. *Volcanology & Seismology*, 1: 24–40. (In Russ).
13. Dziewonski, A.M., Anderson, D.L. **1981**. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25: 297–356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
14. Wenzel H.G. **1996**. The nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30. *Bull. Inf. Marées Terrestres*, 124: 9425–9439.

Об авторах

ВАЛИТОВ Максим Георгиевич (<https://orcid.org/0000-0001-5442-5969>), кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН, Владивосток, valitov@poi.dvo.ru

ПРОШКИНА Зоя Николаевна (<https://orcid.org/0000-0002-2460-9916>), кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН, Владивосток, pro-zo@yandex.ru

About the Authors

VALITOV Maksim Georgievich (<https://orcid.org/0000-0001-5442-5969>), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Head of the laboratory, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of the Far Eastern Branch of the RAS, Vladivostok, valitov@poi.dvo.ru

PROSHKINA Zoya Nikolaevna (<https://orcid.org/0000-0002-2460-9916>), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Researcher, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of the Far Eastern Branch of the RAS, Vladivostok, pro-zo@yandex.ru

УДК 550.84

<https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.3.229-239>

Особенности аномальных газогеохимических полей в Восточно-Дерюгинском грабене Охотского моря

© 2021 Р. Б. Шакиров*¹, А. Л. Веникова*¹, Н. Л. Соколова¹, А. И. Обжиров¹,
О. В. Веселов², Е. В. Мальцева¹, Ф. В. Кузив³, В. К. Лексин⁴

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

³ ООО «Первая Геотехническая компания», Санкт-Петербург, Россия

⁴ ООО «РН-СахалинНИПИморнефть», Южно-Сахалинск

*E-mail: ren@poi.dvo.ru; anett29@mail.ru

Резюме. Представлены данные по изучению распределения метана в районе наиболее активных газовых выходов, связанных с газогидратами во впадине Дерюгина Охотского моря. В Восточно-Дерюгинском грабене известен уникальный выход метана, пространственно совпадающий с участком уникальной аутигенной барит-карбонатной минерализации. Рассмотрен вопрос о природе источника, с которым связана эмиссия метана в районе исследования.

Ключевые слова: метан, газовые гидраты, аутигенная баритовая минерализация, аномальные поля метана, впадина Дерюгина, Охотское море

Peculiarities of anomalous gas-geochemical fields in the East Deryugin graben of the Sea of Okhotsk

Renat B. Shakirov*¹, Anna L. Venikova*¹, Natalia L. Sokolova¹, Anatolii I. Obzhirov¹,
Oleg V. Veselov², Elena V. Maltceva¹, Fedor V. Kuziv³, Vasilii K. Leksin⁴

¹ V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

² Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

³ LLC FGTC, Saint-Petersburg, Russia

⁴ «RN-SakhalinNIPImorнеft» LLC, Yuzhno-Sakhalinsk

*E-mail: ren@poi.dvo.ru; anett29@mail.ru

Abstract. This paper presents the research data on methane distribution in the area of the most noticeable gas discharges in the Deryugin Basin of the Sea of Okhotsk. In the East Deryugin graben, a unique methane seep is known, which spatially coincides with the local authigenic barite-carbonate mineralization. The question of the source nature, which is associated with the methane emission in the studied area, is considered.

Keywords: methane, gas hydrates, authigenic barite mineralization, anomalous methane fields, Deryugin basin, the Sea of Okhotsk

Для цитирования: Шакиров Р.Б., Веникова А.Л., Соколова Н.Л., Обжиров А.И., Веселов О.В., Мальцева Е.В., Кузив Ф.В., Лексин В.К. Особенности аномальных газогеохимических полей в Восточно-Дерюгинском грабене Охотского моря. *Геосистемы переходных зон*, 2021, т. 5, № 3, с. 229–239.

<https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.3.229-239>

Благодарности и финансирование

Исследования выполнены в рамках госзаданий Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН (рег. № 121021500055-0 и № АААА-А19-119122090009-2) при частичной поддержке РФФИ (гранты № 20-55-50005 и № 20-55-12010).

For citation: Shakirov R.B., Venikova A.L., Sokolova N.L., Obzhirov A.I., Veselov O.V., Maltceva E.V., Kuziv F.V., Leksin V.K. Peculiarities of anomalous gas-geochemical fields in the East Deryugin graben of the Sea of Okhotsk. *Geosistemy perexodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2021, vol. 5, no. 3, pp. 229–239. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.3.229-239>

Acknowledgements and Funding

This work was carried out within the state assignments of the V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS (state registration no. 121021500055-0 and no. АААА-А19-119122090009-2), and was partially supported by the Russian Foundation for Basic Research (project no. 20-55-50005 and no. 20-55-12010).

Введение

Активные выходы метана, связанные в том числе с областями скопления газовых гидратов, сосредоточены в основном в зонах, подверженных процессам активного тектогенеза. Подводная газовая разгрузка встречается обычно в областях глубокого прогибания, в окраинных бассейнах и перед дугами в зонах субдукции [Nelson et al., 1979; Suess, 2018]. Необходимым условием для углеводородной дегазации таких участков, как правило, являются разрывные нарушения, дополнительными составляющими процесса служат складчатые дислокации, геодинамическая активность, а также повышенная сейсмичность некоторых районов активных континентальных окраин [Шакиров, 2003; Пестрикова, 2008]. При этом наиболее благоприятными путями для вертикальных перетоков углеводородов рассматриваются узлы пересечения разнонаправленных напряжений, кольцевые структуры и диапиры [Мясникова, Шпильман, 2003]. В этом плане Охотское море сочетает в себе весь набор факторов и условий для существования газогидратов и подводной газовой разгрузки [Обжиров и др., 2021].

Большинство выявленных участков северо-западного и центрального сектора Охотского моря расположены в пределах впадины Дерюгина. Считается, что впадина Дерюгина сформировалась в результате рифтогенной деструкции и находится в настоящее время под влиянием современной сейсмической активности [Харахинов, 1998]. Впадина Дерюгина – одно из самых заметных в геологическом отношении образований Охотского моря. Ее отличают своеобразные геолого-геофизические характеристики: пониженная мощность земной коры, высокая дифференцированность гравимагнитных полей и теплового потока, внутрикоровые внедрения диапиров, интенсивная карбонатно-баритовая минерализация, железомарганцевые образования, широкое распространение газогидратов и существенные выделения газа со дна [Веселов и др., 2018].

Цель данной работы заключается в обсуждении природы источников метановых выходов в районе Восточно-Дерюгинского грабена Охотского моря, особенно на участке проявления уникальной баритовой минерализации. Проведен комплексный анализ газогеохимических, геофизических, гидроакустических данных, полученных во время экспедиционных исследований и в процессе последующей об-

работки результатов и сопоставления их с литературными источниками.

Для изучения аномальных и фоновых полей метана в водной толще и донных осадках Охотского моря был применен газогеохимический метод [Обжиров, 1993; Обжиров и др., 1999].

Результаты исследования

Особенности распределения углеводородных газогеохимических полей в районе исследования

В целях общего представления особенностей распределения метана в районе исследований удобно использовать результаты региональных газогеохимических исследований, выполненных в рамках совместных работ Севморгео – ТОИ ДВО РАН на региональных профилях (рис. 1.). Работы были проведены в рамках программы изучения глубинного строения Охотского моря (2006–2009 гг.) для установления юрисдикции Российской Федерации в его центральной части.

В целом для района исследований отмечается общая закономерность возрастания концентраций метана вниз по разрезу с различным градиентом (рис. 2 б), отражающим газонасыщенность осадков и углеводородный потенциал осадочных бассейнов. Наибольший градиент обнаруживается в зонах разломов (рисунки 2 а, 3). Выделяется не менее 7 зон проявления аномальных полей метана в осадке по профилю 1-ОМ (рис. 2 а). В отдельные аномальные зоны можно выделить участок в северо-восточной части впадины Дерюгина, Кашеваровский прогиб, желоб Макарова и участок на склоне Курильской котловины протяженностью около 30 км. В центральной области Охотского моря в маломощных осадках формируются главным образом фоновые газогеохимические поля.

Полученные материалы позволяют наблюдать основные особенности газовой углеводородной изменчивости по латерали и вертикали в Охотском море в соответствии с его геологическим строением (рисунки 2 б, 3). Метан установлен во всех газовых пробах, отобранных из донных отложений в концентрациях от 0.02 до 87.7 мкл/дм³ (рис. 4). Наиболее сильные аномалии метана проявлены в пределах Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы (ХССС) и Курило-Камчатской системы.

Выделяются локальные аномальные поля метана, углеводородных и других газов, а также ртути в Восточно-Дерюгинском грабене, Кашеваровском прогибе, Макаровском желобе

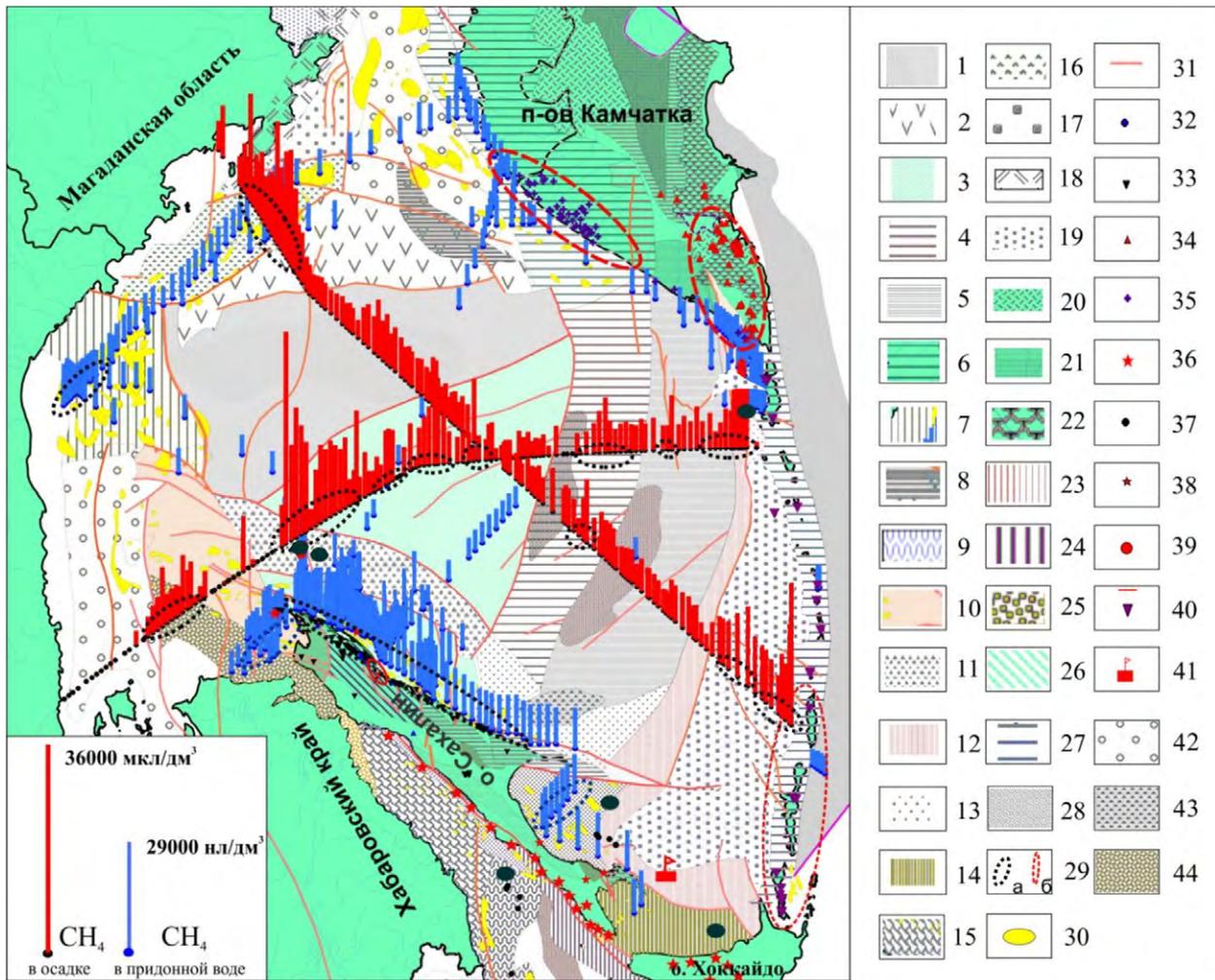


Рис. 1. Распределение CH_4 в донных отложениях на региональных профилях 2-ДВ-М (побережье Магаданской области – о. Уруп) и 1-ОМ (Шантарские о-ва – о. Парамушир) (Севморгео – ТОИ ДВО РАН, 2009 г.) и газопроявления в Охотском нефтегазоносном регионе, на основе авторских материалов и тектонической карты В.В. Харахинова [1998]. 1 – Центрально-Охотский массив, 2 – Тинровская деструкционная система, 3 – Восточно-Дерюгинский грабен, 4 – грабен Макарова, 5 – поднятие Академии Наук, 6 – Западно-Камчатский прогиб, 7 – Кухтуйский прогиб, 8 – котловина ТИНРО, 9 – Южно-Татарский грабен, 10 – Шмидтовская складчато-сдвиговая зона, 11 – Дерюгинский прогиб, 12 – поднятия, 13 – Пограничный прогиб, 14 – Анивский прогиб, 15 – Центрально-Татарский прогиб, 16 – Магаданский прогиб, 17 – Гижигинская впадина, 18 – Кони-Тайгоносский террейн, 19 – Южно-Охотская котловина, 20 – Центрально-Камчатский вулканогенный пояс, 21 – Ирунейский позднемеловой террейн, 22 – Ганальский метаморфический террейн, 23 – континентальный склон, 24 – прогиб Исикари, 25 – Северо-Татарский прогиб, 26 – Северо-Сахалинский прогиб, 27 – вулканическая дуга, 28 – аккреционный склон, 29 – зоны проявления аномальных газогеохимических полей высокой интенсивности (а) и аномальных полей преимущественно метаморфогенных газов с проявлениями геотермального флюида (б), 30 – локальные возможно нефтегазоносные структуры, 31 – разломы, 32 – термальные углеводородные проявления, 33 – поверхностные газопроявления, 34 – термальные источники, 35 – станции отбора придонной воды, 36 – палеовулканы, 37 – пикеты отбора осадков, 38 – грязевые вулканы, 39 – газогидраты установленные, 40 – газогидротермы, 41 – гигантский газовый факел, 42 – постаккреционная система, 43 – поднятие Полевого, 44 – деструкционная система.

Fig. 1. Distribution of CH_4 in the Sea of Okhotsk along the 2-DV-M profile (coast of the Magadan Region – Urup Island) and 1-OM profile (Shantar Islands – Paramushir Island) (Sevmorgeo – POI FEB RAS, 2009 г.), and gas flows in the Okhotsk oil and gas region, based on the tectonic map of V.V. Kharakhinov [1998].

1 – Central Okhotsk massif, 2 – Tinrovskaya destruction system, 3 – East Deryugin graben, 4 – Makarov graben, 5 – The Akademii Nauk elevation, 6 – West Kamchatka depression, 7 – Kukhtui depression, 8 – TINRO basin, 9 – South Tatar graben, 10 – Schmidtovskaya fold-strike-slip zone, 11 – Deryugin depression, 12 – elevations, 13 – Pogranichny depression, 14 – Aniva depression, 15 – Central Tatar depression, 16 – Magadan depression, 17 – Gizhiginskaya depression, 18 – Koni-Taigonos Terrane, 19 – South Okhotsk basin, 20 – Central Kamchatka volcanic belt, 21 – Iruneian Late Cretaceous terrane, 22 – Ganal metamorphic terrane, 23 – continental slope, 24 – Ishikari depression, 25 – North Tatar depression, 26 – North Sakhalin depression, 27 – volcanic arc, 28 – accretion slope, 29 – zones of manifestation of anomalous gas-geochemical fields of high intensity (a) and anomalous fields of predominantly metamorphogenic gases with manifestations of geothermal fluid (b), 30 – local possibly oil and gas structures, 31 – faults, 32 – thermal hydrocarbon manifestations, 33 – surface gas flows, 34 – thermal springs, 35 – stations for sampling bottom water, 36 – paleovolcanoes, 37 – pickets of precipitation selection, 38 – mud volcanoes, 39 – ascertained gas hydrates, 40 – gas hydrotherms, 41 – giant gas flare, 42 – post-accretionary system, 43 – Polevoy elevation, 44 – destruction system.

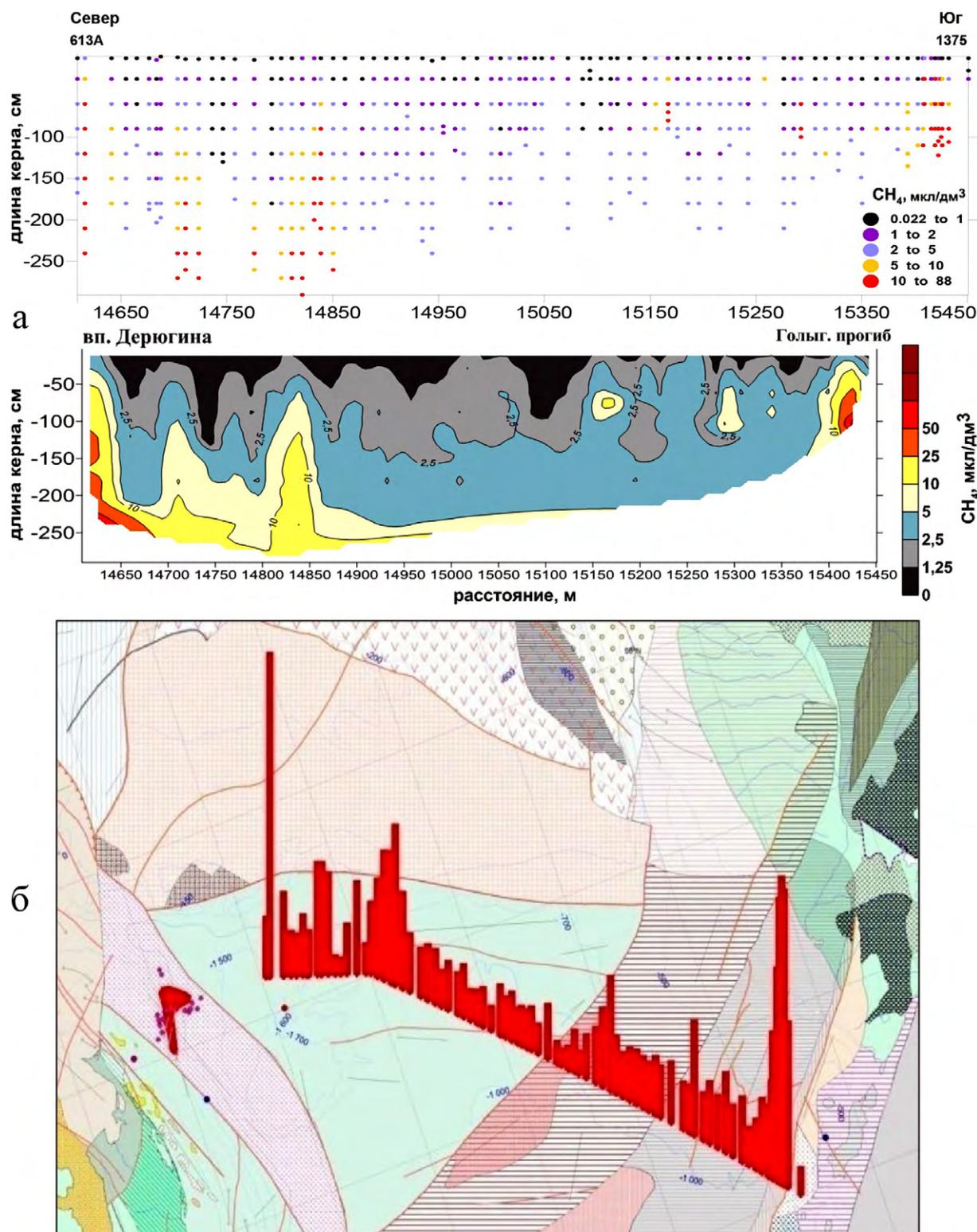


Рис. 2. Распределение метана (mcl/dm^3) в осадках Охотского моря по профилю 1-ОМ (участок впадина Дерюгина – Гольгинский прогиб), 2009 г. (а) Градациями желтого и красного показаны «слепые» аномальные геохимические поля метана. (б) Диаграммы содержания метана в осадках построены по логарифмической шкале. Красный полигон – залежь газогидратов; розовые точки и синие точки – газовые «факелы»; розовые овалы – локальные структуры; желтые – нефтегазовые месторождения; красные линии – разломные зоны. (Фрагмент тектонической карты районирования Охотоморской нефтегазоносной провинции В.В. Харахинова [1998].)

Fig. 2. Distribution of methane (mcl/dm^3) in the sediments along the 1-OM profile (the Deryugin basin – the Golygin depression part), 2009. (a) “Blind” anomalous geochemical fields of methane are highlighted in gradations of yellow and red; (b) Bar graphs of methane content (mcl/dm^3) in precipitation are plotted on a logarithmic scale; red polygon – gas hydrate deposit; pink and blue dots – gas “torches”; pink ovals – local structures; yellow ovals – oil and gas fields; red lines – fault zones. (The tectonic map of zoning of the Okhotsk oil and gas province V.V. Kharakhinov [1998].)

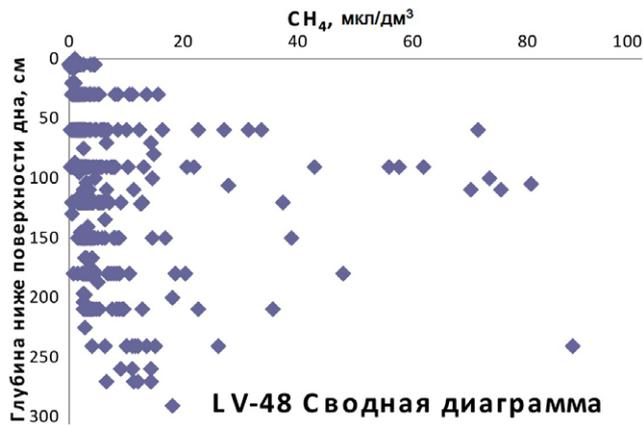


Рис. 3. Сводная диаграмма вертикального распределения метана в кернах осадка в Охотском море по профилю 1-ОМ, 2009 г.

Fig. 3. Summary diagram of the vertical distribution of methane in sediment cores in the Sea of Okhotsk along the 1-OM profile, 2009.

и в зонах структурных выступов, где могут, в том числе за счет оползневых явлений, формироваться относительно мощные линзы осадочного материала. На этих участках с увеличенным градиентом концентраций метана отмечаются потоки миграционных газов.

В этих осадочных телах, по аналогии с другими газоносными участками Охотского моря, идут процессы генерации газообразных углеводородов. Наличие признаков постмагматических процессов в Кашеваровской рифтогенной зоне также заставляет принять их во внимание при интерпретации распределения газов.

Метан-баритовое проявление в Восточно-Дерюгинском грабене

В Восточно-Дерюгинском грабене на сегодняшний день известен уникальный выход метана, пространственно совпадающий с локальной аутигенной барит-карбонатной мине-

рализацией [Suess, 1999; Деркачев и др., 2000]. Постройки на дне, сложенные баритом, достигают в высоту 20 м («баритовые холмы»). Масса баритов во впадине Дерюгина, определенная акустическим методом, составляет около 3.0 млн т [Саломатин, Юсупов, 2009].

Изучаемый участок расположен в районе чрезвычайно активного проявления деструктивных геологических процессов. Для этого района характерен повышенный тепловой поток (на трех станциях зафиксированы высокие значения – 90, 109 и 156 мВт/м² [Веселов и др., 2018], рис. 5) и предполагается деструкция низов осадочной толщи под влиянием высоких термобарических условий в глубинных слоях. Согласно [Харахинов, 1998], в таких жестких условиях преимущественно глинистые и кремнисто-глинистые толщи не успевают полностью реализовать свой нефтематеринский потенциал, и одновременно идет деструкция уже генерированных нефтяных углеводородов. Предполагается, что здесь должна возрастать доля abiогенных углеводородов [Харахинов, 1998]. В пределах изучаемого участка Восточно-Дерюгинского грабена современный тектонический режим является компрессионным [Viebow et al., 2000]. Фундамент бассейна разбит на систему грабенов и горстов. Грабены заполнены мощными толщами хорошо стратифицированных осадков. Клинораздвиговая система может формировать зоны проницаемости за счет разуплотнения (дилатантные зоны), при этом в верхней части осадочного чехла не исключается образование условий сжатия в конкретных зонах. В донных отложениях Восточно-Дерюгинского грабена установлены метан и его гомологи – этилен, этан, пропилен, пропан.

Концентрации метана на аномальных полях на участке с проявлением массивной баритовой

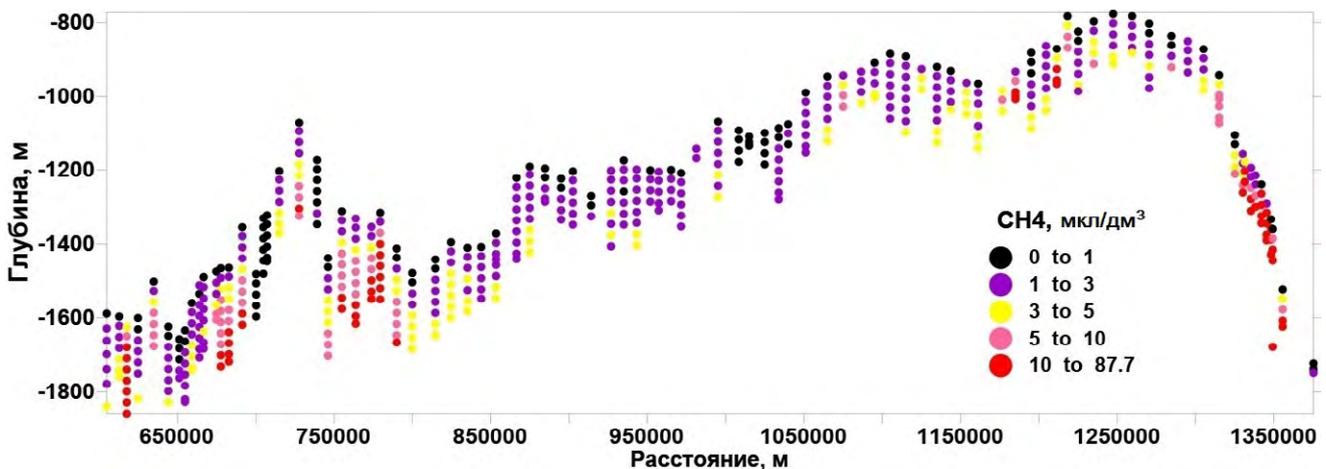


Рис. 4. Распределение метана (мкл/дм³) в кернах осадка Охотского моря по профилю 1-ОМ, 2009 г.

Fig. 4. Distribution of methane (mcl/dm³) in sediment cores of the Sea of Okhotsk along the 1-OM, 2009.

минерализации достигали 1000–5700 нл/л, превышая фоновые значения в 100 раз (период 1998–2004 гг.). Максимальное содержание 5700 нл/л обнаружено на станции, которая находится ближе всего к взбросу. Примечательно, что эта станция лежит между двумя локальными небольшими возвышениями с отметками 1500 м. Аномальные поля метана встречаются на небольшой площади (около 10–20 км²) в слое придонной воды мощностью 50–70 м на глубине 1420–1500 м. Участок «баритовых холмов», в пределах которого обнаружено устойчивое придонное поле метана, расположен в зоне грабенообразных структур и приурочен к крутопадающим взбросам, опережающим предполагаемые крупные субмеридиональные (С-С3) сдвиги [Varanov et al., 1999, 2000]. Взбросы в пределах участка баритовой минерализации, в пределах которого обнаружены аномалии метана до 5700 нл/л, являются, согласно [Varanov et al., 1999], результатом компрессионных тектонических условий. Благодаря этому взбросы активны и достигают поверхности дна, а места их пересечений со сдвиговыми дислокациями служат наиболее благоприятными путями миграции метан-барийсодержащего флюида на поверхность дна. Наличие обнаруженного нами высокоинтенсивного устойчивого аномального поля метана в пределах этих структур является подтверждением тектонического контроля Восточно-Дерюгинского метан-бариевого источника (рис. 6, 7а).

Природа источника, с которым связана эмиссия метана на участке «баритовых холмов», вызывает острые дискуссии. Аутигенная баритовая минерализация пространственно сопряжена с эмиссией метана. Крупные постройки барита обнаружены на небольшой площади (около 20 км² по данным на 2002 г.). В настоящее

время существуют три основные гипотезы природы рассматриваемого источника. Согласно самой ранней, источником флюидов является низкотемпературная гидротермальная деятельность [Астахова и др., 1987, 1990]. Подтверждением этой гипотезы являются результаты исследования комплексом физико-химических методов (барий-стронциевый модуль, параметры элементарной ячейки барита, фазовый минералогический анализ, радиационная оценка, сопоставление с баритами установленного генезиса) травертиноподобных баритов [Ахманов и др., 2015].

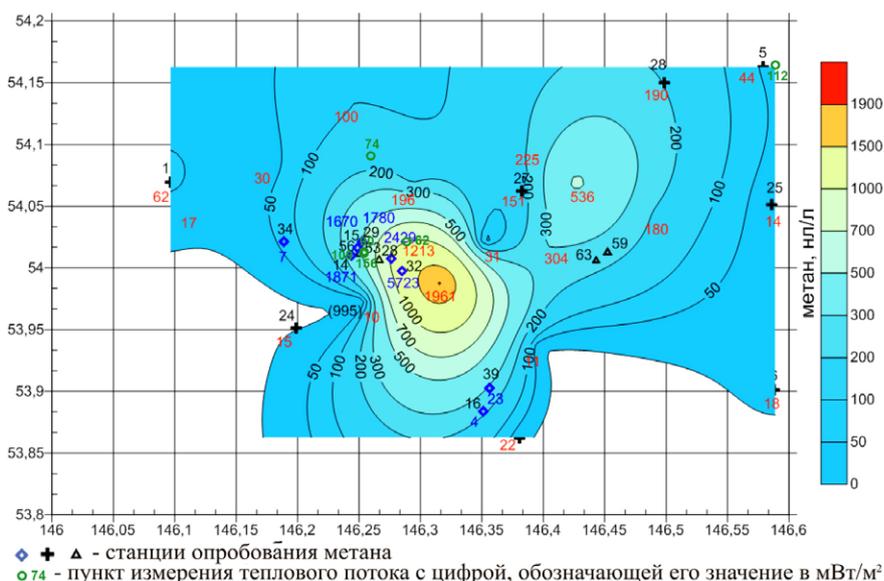


Рис. 5. Схема придонного устойчивого аномального поля метана высокой интенсивности на участке баритовой минерализации во впадине Дерюгина, с нанесенными значениями теплового потока.

Fig. 5. Bottom stable anomalous methane field of high intensity in the area of barite mineralization in the Deryugin Basin, with marked values of the heat flux.

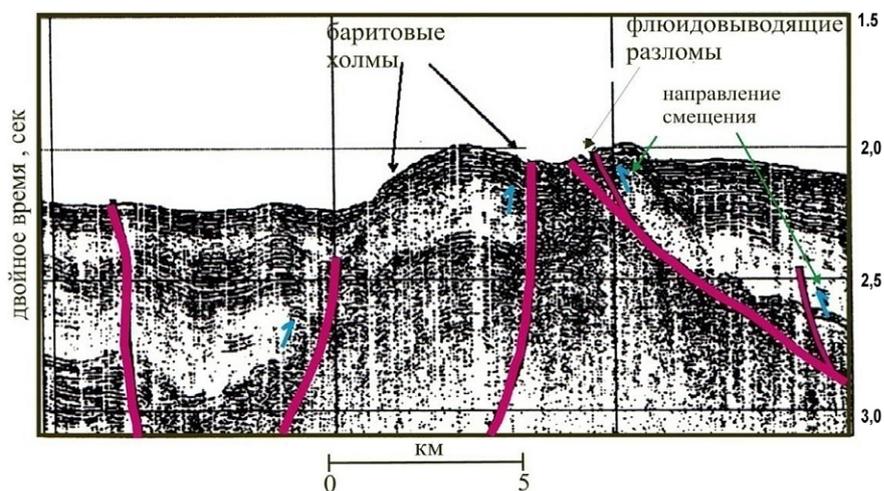


Рис. 6. Сейсмический разрез НСП по профилю, проходящему через участок баритовой минерализации [Biebow et al. (eds), 2000]. Красными линиями обозначены активные разломы.

Fig. 6. Seismic section of the CSP along the profile passing through the area of barite mineralization [Biebow et al. (eds), 2000]. The active faults are marked with red lines.

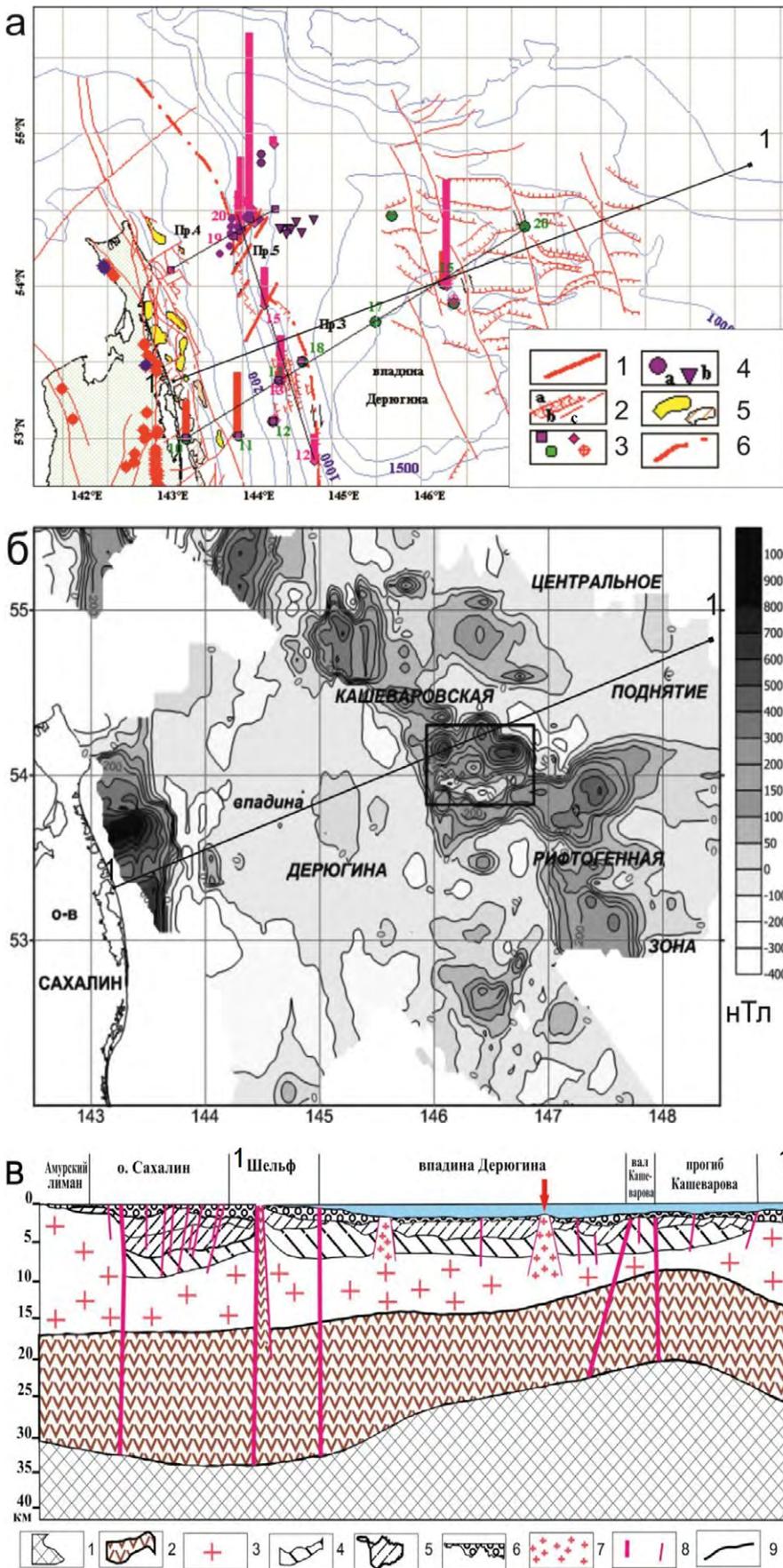


Рис. 7. (а) Тектоническое строение северо-восточного шельфа и склона о. Сахалин и восточной части впадины Дерюгина: 1 – разломы (установленные); 2 – сбросы (а), взбросы(б), сдвиги предполагаемые (с); 3 – станции мониторинга метана 1998–2000 гг.; 4 – выходы метана в 1998–2000 гг. (красными столбиками схематично показаны повышенные концентрации CH₄) (а), по литературным данным (б); 5 – нефтегазонасные структуры; 6 – Восточно-Сахалинская разломная зона; Пр.3, Пр.4 и Пр.5 – профили отбора проб; 1–1 – разрез шельф о. Сахалин – впадина Дерюгина – Кашеваровская рифтогенная зона [Гнибиденко, 1979; Кулинич, Обжиров, 2003]. (б) Магнитное поле [Кулинич, Обжиров, 2003]. (в) Глубинная структура северо-восточного шельфа о. Сахалин, впадины Дерюгина [Гнибиденко, 1979] и Кашеваровской рифтогенной зоны [Кулинич, Обжиров, 2003]: 1 – верхняя мантия, 2 – метабазальтовый слой, 3 – гранитно-метаморфический слой, 4 – вулканогенно-осадочный складчатый слой, 5 – нижний деформированный чехол, 6 – верхняя осадочная толща чехла, 7 – выступы гранитоидного комплекса, 8 – разломы (глубинные и коровые), 9 – границы разделов. На разрезе положение участка «баритовые холмы» показано стрелкой красного цвета.

Fig. 7. (a) Tectonic structure of the northeastern shelf and slope of Sakhalin Island and the eastern part of the Deryugin basin: 1 – faults (ascertained); 2 – normal faults (a), reverse faults (b), supposed strike-slip faults (c); 3 – methane monitoring stations 1998–2000; 4 – methane seepages during 1998–2000 (increased CH₄ concentrations are schematically shown with red bars) (a), according to literature data (b); 5 – oil and gas bearing structures; 6 – East Sakhalin fault zone; Пр.3, Пр.4, Пр.5 – sampling profiles; 1–1 the shelf section Sakhalin Island – the Deryugin depression – Kashevarovskaya riftogenic zone [Gnibidenko, 1979; Kulinich, Obzhirov, 2003]. (b) magnetic field [Kulinich, Obzhirov, 2003]. (v) Deep structure of the northeastern shelf of Sakhalin Island, the Deryugin Basin [Gnibidenko, 1979], and Kashevarovskaya riftogenic zone [Kulinich, Obzhirov, 2003]: 1 – upper mantle, 2 – metabasaltic layer, 3 – granite-metamorphic layer, 4 – folded volcanogenic-sedimentary layer, 5 – lower deformed cover, 6 – upper sedimentary cover, 7 – protrusions of the granitoid complex, 8 – faults (deep and crustal), 9 – section boundaries. The position of the Barite Mounds site is shown in the section with an arrow.

2 – metabasaltic layer, 3 – granite-metamorphic layer, 4 – folded volcanogenic-sedimentary layer, 5 – lower deformed cover, 6 – upper sedimentary cover, 7 – protrusions of the granitoid complex, 8 – faults (deep and crustal), 9 – section boundaries. The position of the Barite Mounds site is shown in the section with an arrow.

В результате авторы пришли к выводу о гидротермальном происхождении баритовых построек. Согласно второй гипотезе, это долгоживущие холодные газово-флюидные источники и ремобилизация бария в верхней части осадочного разреза впадины Дерюгина [Деркачев и др., 2000]. Результаты комплексной интерпретации магнитных, гравитационных и газогеохимических данных и анализа имеющихся сведений по геологии района легли в основу третьей гипотезы [Кулинич, Обжиров, 2003] (рис. 7 б). В ней обосновано, что барит-карбонатная минерализация и аномальное поле метана расположены в пределах вулканогенно-осадочной депрессии в узле пересечения разнонаправленных тектонических разломов. Согласно этой работе, данная структура была сформирована главным образом в результате тектоно-магматической активности в олигоцен–миоцене и в настоящее время представляет собой вулканотектоническую депрессию. При этом современная эмиссия метана может быть проявлением остаточных постмагматических процессов, а барит-карбонатная минерализация – вторичным эффектом этих процессов. С этим согласуются выводы В.В. Харахинова [1998], согласно которым в подошве осадочной толщи впадины Дерюгина существуют или существовали такие термобарические условия, которые не давали органическому веществу реализовать нефтематеринский потенциал в достаточной мере. Это, вероятно, обусловило генерацию преимущественно метана.

Таким образом, большинство авторов сходятся на предположении о формировании особенных геологических условий, благоприятствующих миграционной природе метана и барийсодержащего флюида. Геолого-тектонические условия в пределах района, куда входит изучаемый участок, создали возможность в основном газовой реализации органического вещества осадочных пород. Длительная тектоно-магматическая активность должна благоприятствовать или разрушению уже сформированных нефтегазовых залежей, или генерации природного газа преимущественно метанового состава в условиях остаточной постмагматической активности.

Для обсуждения представленных данных авторами привлечены результаты более ранних геолого-геофизических исследований Г.С. Гнибиденко [1979]. По результатам этой работы, основанной на комплексировании геолого-геофизических методов и совокупности всей имеющейся на тот период времени информации, для

Охотского моря были построены региональные разрезы. На одном из региональных разрезов, пересекающем изучаемый участок, обнаруживается крупное вертикальное тело магматического происхождения мощностью около 10 км (диапир), достигающее верхних горизонтов чехла. Заслуживает внимания результат сопоставления глубинного разреза и положения участка баритовой минерализации. Положение аномального поля метана и баритовой минерализации совпадает с выступом комплекса пород, прорванного, предположительно, интрузиями гранитоидов [Гнибиденко, 1979] (рис. 7 в). Сопоставление с данными, полученными авторами, позволяет сделать вывод, что локальный долгоживущий выход метана, сопряженный с баритовой минерализацией, контролируется узлами пересечения взбросов с крутыми углами падения и сдвигов северо-северо-западного простирания. Устойчивое придонное аномальное поле метана в нижнем 70-метровом слое водной толщи участка «баритовые холмы» характеризует современную активность барий-метанового проявления.

В соответствии с приведенными данными источником метана и барийсодержащего флюида могут быть постмагматические и наложенные биогенные процессы, которые и обусловили наблюдаемое явление выходов метана и баритовых построек на дне. Подобные процессы наблюдаются в различных областях Мирового океана [Kelley et al., 2002]. Это в целом говорит в поддержку гипотезы постмагматического происхождения восходящего флюида, поскольку масштабы геодинамических процессов определяют длительный в геологическом времени характер формирования флюидной системы района. Авторы не исключают существование наложенных процессов биогенной генерации углеводородных газов в верхней зоне катагенеза по аналогии с западным газогидратоносным бортом Восточно-Дерюгинского грабена.

Можно отметить, что существование разломных зон глубокого заложения (до 10 км) и блоковой структуры в рассматриваемой части Восточно-Дерюгинского грабена подтверждается также современными комплексными исследованиями [Сакулина, 2011]. Как было выявлено в ходе российско-германского проекта КОМЭКС (Курило-Охотский морской эксперимент), зона метаново-бариевого проявления во впадине Дерюгина также характеризуется развитием уникальной экосистемы [Biebow et al. (eds), 2000].

Заключение

В донных отложениях Восточно-Дерюгинского грабена установлены метан и его гомологи – этилен, этан, пропилен, пропан. Наблюдается общая закономерность возрастания концентраций метана вниз по разрезу с различным градиентом, отражающим газонасыщенность осадков и перспективы обнаружения залежей углеводородов. Наибольший градиент обнаружен в зонах разломов. В отдельные аномальные зоны можно выделить участок «баритовых холмов» в северо-восточной части впадины Дерюгина, Кашеваровский прогиб, желоб Макарова и участок на склоне Курильской котловины. Все они демонстрируют потоки миграционных газов.

В Восточно-Дерюгинском грабене Охотского моря находится уникальный выход метана, пространственно приуроченный к зоне локальной аутигенной барит-карбонатной минерализации. Изучаемый участок расположен в пределах района, в котором существуют геолого-тектонические условия, создающие возможность в основном газовой реализации органического вещества осадочных пород и восходящей миграции флюида вдоль глубинной зоны проницаемости.

Аномальные поля метана на участке с проявлением массивной баритовой минерализации составляли 1000–5700 нл/л, что превышает фон в 100 раз. Зона проницаемости в пределах

области распространения баритовой минерализации и аномального поля метана является, по всей видимости, результатом глубинных магматических процессов и разломной тектоники, связанных с особенностями региональной геодинамической обстановки. Этот вывод подтверждается исследованиями теплового потока.

В верхней части осадочного чехла сформирована система разломов, некоторые из них достигают поверхности дна, а места их пересечений представляют собой наиболее благоприятные зоны проникновения метан-барий-содержащего флюида на поверхность дна.

Для решения проблемы происхождения баритовой минерализации необходимы детальные геолого-геофизические исследования и изучение изотопов элементов, образующих аутигенный барит. Необходимо отметить, что подобные участки с сочетанием газовой и рудообразующей флюидной эмиссии могут быть на арктическом шельфе, где распространены тектонические депрессии с глубинными разломными зонами.

Работа вносит важный вклад в национальный план действий в рамках Десятилетия наук об океане ООН в интересах устойчивого развития. Работа выполнена также для реализации плана Рабочей группы по газогидратам и климату в рамках подкомиссии ЮНЕСКО по западной части Тихого океана (WESTPAC).

Список литературы

1. Астахова Н.В., Липкина М.И., Мельниченко Ю.И. 1987. Гидротермальная баритовая минерализация во впадине Дерюгина Охотского моря. *Доклады АН СССР*, 295: 242–245.
2. Астахова Н.В., Нарнов Г.А., Якушева И.Н. 1990. Карбонат-баритовая минерализация во впадине Дерюгина (Охотское море). *Тихоокеанская геология*, 3: 37–42.
3. Ахманов Г.Г., Егорова И.П., Михайлик П.Е., Гревцев В.А., Наумкина Н.И., Семенова Г.М. 2015. К генезису травертиноподобных баритов впадины Дерюгина (Охотское море). *Отечественная геология*, 1: 82–87.
4. Веселов О.В., Семакин В.П., Кочергин А.В. 2018. Тепловой поток и неотектоника района впадины Дерюгина (Охотское море). *Геосистемы переходных зон*, 2(4): 312–322. doi.org/10.30730/2541-8912.2018.2.4.312-322
5. Гнибиденко Г.С. 1979. *Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока*. М.: Наука, 161 с.
6. Деркачев А.Н., Борман Г., Грайнерт Й., Можеровский А.В. 2000. Аутигенная карбонатная и баритовая минерализация в осадках впадины Дерюгина (Охотское море). *Литология и полезные ископаемые*, 6: 568–585.
7. Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. 2003. Барит-карбонатная минерализация, аномалии метана и геофизические поля во впадине Дерюгина (Охотское море). *Тихоокеанская геология*, 4: 35–40.
8. Мясникова Г.П., Шпильман А.В. 2003. Дегазация Земли и формирование месторождений нефти и газа. *Вестник недропользователя Ханты-Мансийского автономного округа*.
9. Обжиров А.И. 1993. *Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов*. М.: Наука, 139 с.
10. Обжиров А.И., Астахова Н.В., Липкина М.И., Верещагина О.Ф., Мишукова Г.И., Сорочинская А.В., Югай И.Г. 1999. *Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря*. Владивосток: Дальнаука, 184 с.
11. Обжиров А.И., Соколова Н.Л., Телегин Ю.А. 2021. Геологические условия формирования и разрушения газогидратов в Охотском море: аспекты тектоники и генезиса. *Литология и полезные ископаемые*, 4: 338–348.

12. Пестрикова Н.Л. **2008**. *Поля газогидратов в Охотском море и их геоэкологическое значение*: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН.
13. Сакулина Т.С., Каленич А.П., Атаков А.И., Тихонова И.М., Крупнова Н.А., Пыжьянова Т.М. **2011**. Геологическая модель Охотоморского региона по данным опорных профилей 1-ОМ и 2-ДВ-М. *Разведка и охрана недр*, 10: 11–17.
14. Саломатин А.С., Юсупов В.И. **2009**. Акустическая оценка проявлений баритовой минерализации в Охотском море. *Океанология*, 49(3): 474–477.
15. Харахинов В.В. **1998**. *Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции*: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Оха-на-Сахалине: Сахалин-НИПИморнефть.
16. Шакиров Р.Б. **2003**. *Аномальные поля метана в Охотском море и их связь с геологическими структурами*: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН.
17. Baranov B.V., Karp B.Ya., Wong H.K. **1999**. Areas of gas seepage. In: *KOMEX Cruise Report I RV Professor Gagarinsky, Cruise 22*. Kiel, 45–52. (GEOMAR Report 82 INESSA).
18. Baranov B.V., Dozorova K., Karp B. **2000**. Tectonics of the Okhotsk Sea: extension vs compression. In: *KOMEX Cruise Report V. RV Professor Gagarinsky, Cruise 26*. Kiel: 67–80. (GEOMAR Report 88).
19. Biebow N., Ludmann T., Karp B., Kulinich R. (eds) **2000**. *Cruise Report 88: KOMEX V and KOMEX VI, R/V Professor Gagarinsky cruise 26 and M/V Marshal Gelovany cruise 1*. Kiel, 296 p.
20. Kelley D.S., Baross J.A., Delaney J.R. 2002. Volcanoes, fluids and life at mid-ocean ridge spreading centers. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 30: 385–491. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.30.091201.141331>
21. Nelson C.H., Thor D.R., Sandstrom M.V., Kvenvolden K.A. **1979**. Modern biogenic gas-generated craters (sea-floor "pockmarks") on the Bering Shelf, Alyaska. *Geological Society of America Bull.*, 90(12): 1144–1152. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1979\)90<1144:mbgcsp>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1979)90<1144:mbgcsp>2.0.co;2)
22. Suess E. **1999**. Fluid venting and barite-carbonate-mineralization in the Derugin Basin. In: *Cruise Reports: KOMEX I and II RV Professor Gagarinsky Cruise 22 and RV «Akademik M.A. Lavrentyev»*. Cruise 28. Kiel, 132–134. (GEOMAR Report 82).
23. Suess E. **2018**. Marine Cold Seeps: Background and Recent Advances. In: *Hydrocarbons, Oils and Lipids: Diversity, Origin, Chemistry and Fate*. Switzerland, 1–21.

References

1. Astakhova N.V., Lipkina M.I., Mel'nichenko Yu.I. **1987**. [Hydrothermal barite mineralization in the Deryugin basin of the Sea of Okhotsk]. *Doklady AN SSSR*, 295: 242–245. (In Russ.).
2. Astakhova N.V., Narnov G.A., Yakusheva I.N. **1990**. [Carbonate-barite mineralization in the Deryugin basin (the Sea of Okhotsk)]. *Geology of the Pacific Ocean*, 3: 37–42. (In Russ.).
3. Akhmanov G.G., Egorova I.P., Mikhaylik P.E., Grevtsev V.A., Naumkina N.I., Semenova G.M. **2015**. [To a genesis of travertine-like barites from the Deryugin basin (the Sea of Okhotsk)]. *Otechestvennaya geologiya*, 1: 82–87. (In Russ.).
4. Veselov O.V., Semakin V.P., Kochergin A.V. Heat flow and neotectonics of the Deryugin Basin (Okhotsk Sea). *Geosistemy perhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2(4): 312–322. doi.org/10.30730/2541-8912.2018.2.4.312-322 (In Russ.).
5. Gnibidenko G.S. **1979**. *Tektonika dna okrainnykh morey Dal'nego Vostoka [Tectonics of the floor of the Far East marginal seas]*. Moscow: Nauka, 161 p. (In Russ.).
6. Derkachev A.N., Borman G., Graynert Y., Mozherovskiy A.V. **2000**. [Authigenic carbonate and barite mineralization in sediments of the Deryugin basin (the Sea of Okhotsk)]. *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 6: 568–585. (In Russ.).
7. Kulinich R.G., Obzhairov A.I. **2003**. Barite-carbonate mineralization, methane anomalies and their geophysical fields in the Deryugin Basin (Sea of Okhotsk). *Tikhoookanskaya geologiya*, 4: 35–40. (In Russ.).
8. Myasnikova G.P., Shpil'man A.V. **2003**. [Earth degassing and the formation of oil and gas fields]. *Vestnik nedropol'zovatelya Khanty-Mansiyskogo avtonomnogo okruga*. (In Russ.).
9. Obzhairov A.I. **1993**. *Gazogeokhimicheskie polya pridonnoy sloya morey i okeanov [Gas-geochemical fields of the bottom layer of the seas and oceans]*. Moscow: Nauka, 139 p. (In Russ.).
10. Obzhairov A.I., Astakhova N.V., Lipkina M.I., Vereshchagina O.F., Mishukova G.I., Sorochinskaya A.V., Yugay I.G. **1999**. [Gas-geochemical zoning and mineral association of the floor of the Sea of Okhotsk]. Vladivostok: Dalnauka, 183 p. (In Russ.).
11. Obzhairov A.I., Sokolova N.L., Telegin Yu.A. **2021**. Geological conditions of the formation and destruction of gas hydrates in the Sea of Okhotsk: aspects of tectonics and genesis. *Litologiya i poleznye iskopaemye = Lithology and Mineral Resources*, 4: 338–348. (In Russ.).
12. Pestrikova N.L. **2008**. *Polya gazogidratov v Okhotskom more i ikh geoekologicheskoe znachenie [Gas hydrates fields in the Sea of Okhotsk and their geoecological value]*: [extended abstract of Cand. Sci. (Geol. and Miner.) dissertation]. Vladivostok: TOI DVO RAN. (In Russ.).
13. Sakulina T.S., Kalenich A.P., Atakov A.I., Tihonova I.M., Krupnova N.A., Pyzhjanova T.M. **2011**. Geological model of the Okhotsk Sea region according to basic profiles 1-OM and 2-DW-M. *Razvedka i okhrana neдр*, 10: 11–17. (In Russ.).

14. Salomatin A.S., Yusupov V.I. **2009**. Acoustic estimate of barite mineralization manifestation in the Sea of Okhotsk. *Oceanology*, 49(3): 438–441.
15. Kharakhin V.V. **1998**. *Tektonika Okhotomorskoy neftegazonosnoy provintsii [Tectonics of the Sea of Okhotsk oil-gas province]: [extended abstract of Dr Sci. (Geol. and Miner.) dissertation]*. Okha-na-Sakhaline: Sakhalin-NIPImorneft'. (In Russ.).
16. Shakirov R.B. **2003**. *Anomal'nye polya metana v Okhotskom more i ikh svyaz' s geologicheskimi strukturami [Anomalous methane fields in the Sea of Okhotsk and their relation to the geological structures]: [extended abstract of Dr Sci. (Geol. and Miner.) dissertation]*. Vladivostok: TOI DVO RAN. (In Russ.).
17. Baranov B.V., Karp B.Ya., Wong H.K. **1999**. Areas of gas seepage. In: *KOMEX Cruise Report I RV Professor Gagarinsky, Cruise 22*. Kiel, 45–52. (GEOMAR Report 82 INESSA).
18. Baranov B.V., Dozorova K., Karp B. **2000**. Tectonics of the Okhotsk Sea: extension vs compression. In: *KOMEX Cruise Report V. RV Professor Gagarinsky, Cruise 26*. Kiel: 67–80. (GEOMAR Report 88).
19. Biebow N., Ludmann T., Karp B., Kulnich R. (eds) **2000**. *Cruise Report 88: KOMEX V and KOMEX VI, R/V Professor Gagarinsky cruise 26 and M/V Marshal Gelovany cruise I*. Kiel, 296 p.
20. Kelley D.S., Baross J.A., Delaney J.R. 2002. Volcanoes, fluids and life at mid-ocean ridge spreading centers. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 30: 385–491. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.30.091201.141331>
21. Nelson C.H., Thor D.R., Sandstrom M.V., Kvenvolden K.A. **1979**. Modern biogenic gas-generated craters (sea-floor "pockmarks") on the Bering Shelf, Alyaska. *Geological Society of America Bull.*, 90(12): 1144–1152. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1979\)90<1144:mbgescp>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1979)90<1144:mbgescp>2.0.co;2)
22. Suess E. **1999**. Fluid venting and barite-carbonate-mineralization in the Derugin Basin. In: *Cruise Reports: KOMEX I and II RV Professor Gagarinsky Cruise 22 and RV «Akademik M.A. Lavrentyev». Cruise 28*. Kiel, 132–134. (GEOMAR Report 82).
23. Suess E. **2018**. Marine Cold Seeps: Background and Recent Advances. In: *Hydrocarbons, Oils and Lipids: Diversity, Origin, Chemistry and Fate*. Switzerland, 1–21.

Об авторах

ШАКИРОВ Ренат Белалович (<https://orcid.org/0000-0003-1202-0351>), доктор геолого-минералогических наук, заместитель директора по научной работе, руководитель лаборатории газогеохимии, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, ren@poi.dvo.ru

ВЕНИКОВА Анна Леонидовна (<https://orcid.org/0000-0002-1445-8579>), научный сотрудник лаборатории газогеохимии, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, anett29@mail.ru

СОКОЛОВА Наталья Леонидовна (<https://orcid.org/0000-0002-2248-6924>), кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории газогеохимии, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, natp81@mail.ru

ОБЖИРОВ Анатолий Иванович (<https://orcid.org/0000-0002-4031-6419>), доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник лаборатории газогеохимии, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, obzhirov@poi.dvo.ru

ВЕСЕЛОВ Олег Васильевич (<https://orcid.org/0000-0003-3151-324X>), кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория вулканологии и вулканопасности, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, o.veselov@imgg.ru

МАЛЬЦЕВА Елена Валерьевна (<https://orcid.org/0000-0003-3230-7042>), кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории газогеохимии, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, ekor@poi.dvo.ru

КУЗИВ Федор Владимирович (<https://orcid.org/0000-0002-0307-0552>), инженер-геофизик, ООО «Первая Геотехническая компания», Санкт-Петербург, frostimus@gmail.com

ЛЕКСИН Василий Константинович (<https://orcid.org/0000-0003-2635-9882>), руководитель группы морских изысканий, ООО «РН-СахалинНИПИморнефт», Южно-Сахалинск, lex-vasya@mail.ru

About the Authors

SHAKIROV Renat Belalovich (<https://orcid.org/0000-0003-1202-0351>), Doctor of Geology and Mineralogy, Deputy Director, Head of the Laboratory of gasgeochemistry, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, ren@poi.dvo.ru

VENIKOVA Anna Leonidovna (<https://orcid.org/0000-0002-1445-8579>), Researcher, the Laboratory of gasgeochemistry, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, anett29@mail.ru

SOKOLOVA Natalia Leonidovna (<https://orcid.org/0000-0002-2248-6924>), Cand. of Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, the Laboratory of gasgeochemistry, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, natp81@mail.ru

OBZHIROV Anatolii Ivanovich (<https://orcid.org/0000-0002-4031-6419>), Doctor of Geology and Mineralogy, Principal Researcher, the Laboratory of gasgeochemistry, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, obzhirov@poi.dvo.ru

VESELOV Oleg Vasil'evich (<https://orcid.org/0000-0003-3151-324X>), Cand. of Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, the Laboratory of volcanology and volcanic hazard, Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, o.veselov@imgg.ru

MALTCEVA Elena Valer'evna (<https://orcid.org/0000-0003-3230-7042>), Cand. of Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, the Laboratory of gasgeochemistry, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, ekor@poi.dvo.ru

KUZIV Fedor Vladimirovich (<https://orcid.org/0000-0002-0307-0552>), engineer geophysicist, "LLC FGTC", Saint-Petersburg, frostimus@gmail.com

LEKSIN Vasilii Konstantinovich (<https://orcid.org/0000-0003-2635-9882>), Head of marine survey group, «RN-SakhalinNIPImorneft» LLC, Yuzhno-Sakhalinsk, lex-vasya@mail.ru

Распределение потоков метана на границе вода–атмосфера в различных районах Мирового океана

© 2021 Г. И. Мишукова*, А. В. Яцук, Р. Б. Шакиров

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

*E-mail: gmishukova@poi.dvo.ru

Резюме. Впервые рассчитаны потоки метана на границе вода–атмосфера по экспедиционным данным о концентрациях метана в поверхностном слое воды и придном слое атмосферы на акватории трех океанов: Тихого, Индийского, Атлантического (около 30 000 миль) по ходу движения судна. В результате проведенных исследований в различных акваториях Мирового океана было обнаружено неравномерное пространственное распределение потоков метана от сильного стока до эмиссии аномальной интенсивности. В статье приведены результаты детального изучения глубоководного района открытых вод Индийского океана в северной части Восточно-Индийского хребта. На основе прямых измерений концентраций метана в поверхностном водном слое океана и содержания метана в придном слое атмосферы выявлено как пересыщение, так и недосыщение морской воды относительно его концентраций в атмосфере. Рассмотрено распределение растворенного метана в водной толще Индийского океана.

Ключевые слова: поток метана, распределение, концентрации метана, Индийский океан

Distribution of methane fluxes on the water–atmosphere interface in different regions of the World Ocean

Galina I. Mishukova, Andrey V. Yatsuk, Renat B. Shakirov*

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

*E-mail: gmishukova@poi.dvo.ru

Abstract. For the first time, methane fluxes at the water-atmosphere interface were calculated for the water area of Pacific, Indian, and Atlantic oceans (for the area about 30,000 miles) on the basis of the expeditionary measurements of methane concentrations in the surface layer of water and subsurface layer of the atmosphere along the entire course of the vessel. Methane fluxes at the water-atmosphere interface were calculated for the water areas of the Pacific, Indian and Atlantic oceans. In the result of the studies carried out in various regions of the World Ocean, an uneven spatial distribution of methane fluxes from strong absorption to emission of anomalous intensity was observed. The article presents the results of a detailed study for the deep-water area of the Indian Ocean open waters in the northern part of the Ninetyeast Ridge. Both supersaturation and undersaturation of seawater respectively to its concentrations in the atmosphere have been revealed on the basis of the direct measurements of methane concentrations in the ocean surface water layer. The distribution of dissolved methane in the water column of the Indian Ocean has been considered.

Keywords: methane flux, distribution, methane concentration, Indian Ocean.

Для цитирования: Мишукова Г.И., Яцук А.В., Шакиров Р.Б. Распределение потоков метана на границе вода–атмосфера в различных районах Мирового океана. *Геосистемы переходных зон*, 2021, т. 5, № 3, с. 240–254. (На рус. и англ.).
<https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.3.240-247.247-254>

For citation: Mishukova G.I., Yatsuk A.V., Shakirov R.B. Distribution of methane fluxes on the water–atmosphere interface in different regions of the World Ocean. *Geosistemy perhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2021, vol. 5, no. 3, pp. 240–254. (In Russ. & Engl.).
<https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.3.240-247.247-254>

Благодарности и финансирование

Исследование выполнено в рамках госзадания Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН (тема 0211-2021-0006; регистр. № 121021500055-0).

Acknowledgements and Funding

The study was carried out within the frameworks of state assignment of V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS (theme 0211-2021-0006; registration no. 121021500055-0).

Введение

Океан является одним из источников метана, поступающего в атмосферу. Его поток с поверхности океана был оценен при прямых измерениях концентраций метана в поверхностном водном слое [Ehhalt, 1974], и, по различным оценкам, эффективный вклад его в глобальную эмиссию составляет от 0.005 до 3 % [Conrad, Seiler, 1988; Reeburgh, 2007; Kirschke et al., 2013; Cicerone, Oremland, 1988] или от 5 до 25 млн т/год [Bange et al., 1994; Saunio et al., 2016; Weber et al., 2019]. Однако детальность прямых инструментальных измерений метана на акваториях различна, данных по открытым водам Мирового океана недостаточно. Неопределенность в отношении количества метана, выбрасываемого и потребляемого океанами, в значительной мере объясняется неоднородностью распределения морских источников метана. Источником метана являются современные морские осадки [Reeburgh, 2007; Voetius et al., 2000; Dickens, 2001], скопления субмаринных газогидратов [Kvenvolden, 1988; Kvenvolden, Kastner, 1990; Suess et al., 1999], зоны свободного газа, который располагается ниже зоны стабильности газогидрата [Paull et al., 2003]. «Холодные» очаги подводной дегазации обнаружены вдоль континентальных окраин, где развиты мощные толщи осадков [Long et al., 1998; Mienert, Posewang, 1999; Зубова, 1988; Гинсбург, Соловьев, 1994; Trehu et al., 1999; Callender, Powell, 1999]. Многочисленные подводные участки с локальными выходами природных газов известны в районах современной вулканической и гидротермальной деятельности, районах срединно-океанических хребтов, крупных подводных вулканических провинций в Индийском, Тихом и Атлантическом океанах [Леин, Сагалевич, 2000; Геологическое строение... , 1990; Bohrmann et al., 1998; Sarano et al., 1989; Kopf, 2002]. Предполагается также возможность выбросов значительных количеств метана через толщу вод в атмосферу в результате катастрофических геологических событий [Schubert et al., 1997; Mienert, Posewang, 1999; Max et al., 1999; Горяинов и др., 2000; Fischer et al., 2013].

Изучение распределения потоков метана на границе вода–атмосфера для каждой точки отбора проб морской воды на акваториях северо-западной части Тихого океана за период 1990–2018 гг. показало, что потоки варьируют в широких пределах: от сильного стока -6 моль/($\text{км}^2 \cdot \text{сут}$) до эмиссии ураганных значений -500 моль/($\text{км}^2 \cdot \text{сут}$) [Мишукова

и др., 2007, 2013, 2017; Мишукова, Шакиров, 2017; Shakirov et al., 2019; Шакиров и др., 2019, 2020]. Экспериментально установлено, что высокая изменчивость потока метана определяется пространственным распределением и активностью подводных источников метана, а также связана с сезонными изменениями гидрологических и гидрохимических параметров морской воды и структурой течений в исследуемом регионе [Мишукова и др., 2011; Шакиров, Мишукова, 2019; Mishukova et al., 2019; Мишукова и др., 2015; Обжиров и др., 2016, 2019]. Однако источники выброса метана в водную толщу океана плохо поддаются количественной оценке. Слабо изучены процессы влияния подводных активных геологических источников на распределение метана, величину его потока. Для оценки роли океанов в углеродном цикле в контексте изменения глобального климата необходимы дополнительные экспедиционные данные.

Целью настоящей работы было рассчитать потоки метана на границе вода–атмосфера по пути следования судна и детально рассмотреть их распределение для глубоководного района Индийского океана на основе регулярных измерений концентраций метана и гидрологических параметров (температура, соленость) в поверхностных морских водах, измерений метана в приповерхностном слое атмосферы с постоянной регистрацией метеоданных, а также изучить распределение растворенного метана в водной толще.

Материалы и методы

Работы выполнялись в соответствии с научными темами Программы фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2013–2020 годы и Международными программами WESTPAC и GEOTRACERS. Исследования проведены в ходе рейса № 42 НИС «Академик Борис Петров» в период с 5 января по 28 марта 2017 г. в рамках Второй международной Индоокеанской экспедиции 2015–2020 гг. (Second International Indian Ocean Expedition, ИИОЭ-2; направление 6: Уникальные геологические, физические, биогеохимические и экологические особенности Индийского океана).

Методика проведения работ. Отбор проб воды с поверхностного горизонта (глубина забора воды – 4 м) осуществлялся по ходу движения судна (underway) из носовой проточной системы. Периодичность отбора проб

составляла 2 ч. Одновременно с отбором проб воды измерялись гидрологические параметры (температура, соленость) с использованием проточного термосоленографа SBE-45 (USA) и метеопараметры (давление, температура воздуха, скорость и направление ветра) с использованием метеокомплекса Davis Vantage Pro 2 (USA). Обработку и запись метеопараметров вели в режиме реального времени с использованием программного обеспечения WeatherLink. Дискретность записи метеоданных – 30 мин. Фиксировалось время отбора и навигационная привязка к маршруту движения судна. Отбор проб воды на гидрологических станциях и разрезах осуществлялся с различных горизонтов водной толщи с помощью 12-позиционного пробоотборника «Rosette 1016», оснащенного кассетой поливинилхлоридных батометров системы NISKIN (12–14 батометров). Вода из батометров отбиралась в стеклянные емкости объемом 100 мл. Слянки закрывали герметичными резиновыми пробками, используя иглу для удаления избытка воды и воздуха. Концентрацию CH_4 (метана) в воде определяли методом равновесных концентраций (head space). В качестве газовой фазы использовался атмосферный воздух. Образцы воды перед проведением анализа термостатировались и интенсивно перемешивались в течение 2–3 ч с помощью шейкера LOIP LS-110 (Россия), после чего газовую фазу извлекали шприцем для ввода в газовый хроматограф.

Анализ метана проводили на борту судна с помощью газового хроматографа «ЭХО-EW» мод. 2 (ЭХО-EW-ПИД), снабженного пламенно-ионизационным детектором (ПИД). Условия газохроматографического анализа: ПИД – колонка металлическая, 1 м, заполненная молекулярными ситами 5А, 0.2–0.3 мм, температура колонок в изотермическом режиме 50° , с программированием температуры $50\text{--}175^\circ$, 10 град./мин.; температура детекторов – 190° , газ-носитель – гелий. Для калибровки прибора применяются сертифицированные поверочные газовые смеси производства ООО «ПГС-Сервис». Погрешность измерений составляет 5 %. Чувствительность детектора по метану – $1 \cdot 10^{-5}$ %.

Расчет концентраций метана, растворенного в морской воде, проводили с использованием расчетных констант растворимости метана [Yamamoto et al., 1976] в модификации [Wiesenburg, Guinasso, 1979].

Потоки метана рассчитывались для каждой точки отбора проб по экспериментальным дан-

ными концентраций растворенного метана в поверхностном слое морской воды, содержания метана в приводном слое атмосферы с учетом влияния на механизм газообмена свойств поверхностного микрослоя (ПМС).

Расчет потоков метана проводили по методологии, описанной в работах [Mischoukov, Mishukova, 1999; Мишукова и др., 2007; Vereshchagina et al., 2013]:

$$F = \Delta C \cdot K, \quad (1)$$

где $\Delta C = C_{\text{изм}} - C_{\text{равн}}^*$ – разность между измеренной и равновесной концентрациями метана; K – коэффициент газообмена на границе вода–воздух.

Степень пересыщения N (%) определялась для каждой пробы по формуле

$$N = (\Delta C / C_{\text{равн}}) \cdot 100 \%. \quad (2)$$

Ввиду сильной изменчивости потоков метана на границе вода–атмосфера предлагается использовать 10 градаций значений потоков: сильный сток от -6 до -1 моль/($\text{км}^2 \cdot \text{сут}$), слабый сток от -1 до -0.01 ; равновесие от -0.01 до 0.01 ; эмиссии: слабой интенсивности $0.01\text{--}1$, умеренной $1\text{--}4$, средней $4\text{--}10$, высокой $10\text{--}20$, очень высокой $20\text{--}30$, аномальной интенсивности $50\text{--}150$, ураганные значения эмиссии $150\text{--}500$ моль/($\text{км}^2 \cdot \text{сут}$) [Легкодимов и др., 2019].

Результаты и обсуждение

Потоки метана были рассчитаны для 1100 точек отбора морской воды. В результате проведенного исследования было установлено неравномерное пространственное распределение потоков метана от сильного стока до эмиссии аномальной интенсивности. Около 2/3 длины профиля от порта Тяньцзинь до Калининграда занимают зоны эмиссии метана умеренной интенсивности до 4 моль/($\text{км}^2 \cdot \text{сут}$). Эмиссия аномальной интенсивности до 87.3 моль/($\text{км}^2 \cdot \text{сут}$) обнаружена для мелководной области Индийского океана после прохождения Малаккского пролива. Локальные зоны эмиссии средней, высокой, очень высокой интенсивности регистрируются в глубоководных районах Южно-Китайского (28.4 моль/($\text{км}^2 \cdot \text{сут}$)), Красного (23.9), Средиземного (12.4) морей, в открытых водах Индийского (16.9) и Атлантического (10.9 моль/($\text{км}^2 \cdot \text{сут}$)) океанов. Локальные районы поглощения метана из атмосферы обнаружены в Южно-Китайском (-1.5 моль/($\text{км}^2 \cdot \text{сут}$)), Средиземном ($-1,3$),

Северном (–5,1), Балтийском (–1.4) морях, на акватории Индийского океана (–5.2), в восточной части Атлантического океана (–6,7 моль/(км²·сут)).

В данной статье приведены результаты детального изучения распределения содержания метана в поверхностном слое воды и водной толще и его потоков на границе раздела вода–атмосфера для глубоководного района открытых вод Индийского океана: для 3 полигонов и переходов между ними в северной части Восточно-Индийского хребта (ВИХ).

Зонами эмиссии метана в атмосферу характеризуются 92 % станций. Поток метана варьировал от –5.2 до 14.2 моль/(км²·сут). Исследованиями выявлены 3 площадные зоны с повышенной эмиссией метана в атмосферу и установлен один район, характеризующийся поглощением (рис. 1). Концентрации метана в поверхностном слое воды составляли 0.7–6.7 нмоль/л (в среднем 2.5 нмоль/л); в приводном слое атмосферы – от 1.44 до 1.98 ppm (ме-

диана 1.64 ppm). Температура воды менялась незначительно – от 28.6 °С до 29.8 °С (в среднем 29.2 °С), соленость – от 33.2 до 34.3 ‰ (в среднем 33.9 ‰). При этих значениях равновесная концентрация метана в морской воде находилась в пределах 1.6–2.0 нмоль/л (медиана 1.7 нмоль/л). Диапазон значений насыщения поверхностных вод метаном относительно равновесных с атмосферой составлял от –61 % (недосыщение) до 277 %.

На полигоне 1 и северном участке переходной зоны между полигонами 1 и 2 при повышенной эмиссии метана максимальные значения концентраций метана в поверхностных водах варьировали в пределах 1.8–6.7 нмоль/л, поток метана достигал 11.1 моль/(км²·сут), степень пересыщения – 277 % (рис. 1). На втором полигоне и переходной зоне между вторым и третьим полигонами зафиксированы концентрации метана от 0.7 до 4.1 нмоль/л, поток метана от –5.2 до 7.7 моль/(км²·сут), степень пересыщения/недосыщения метаном от –61 до 121 %.

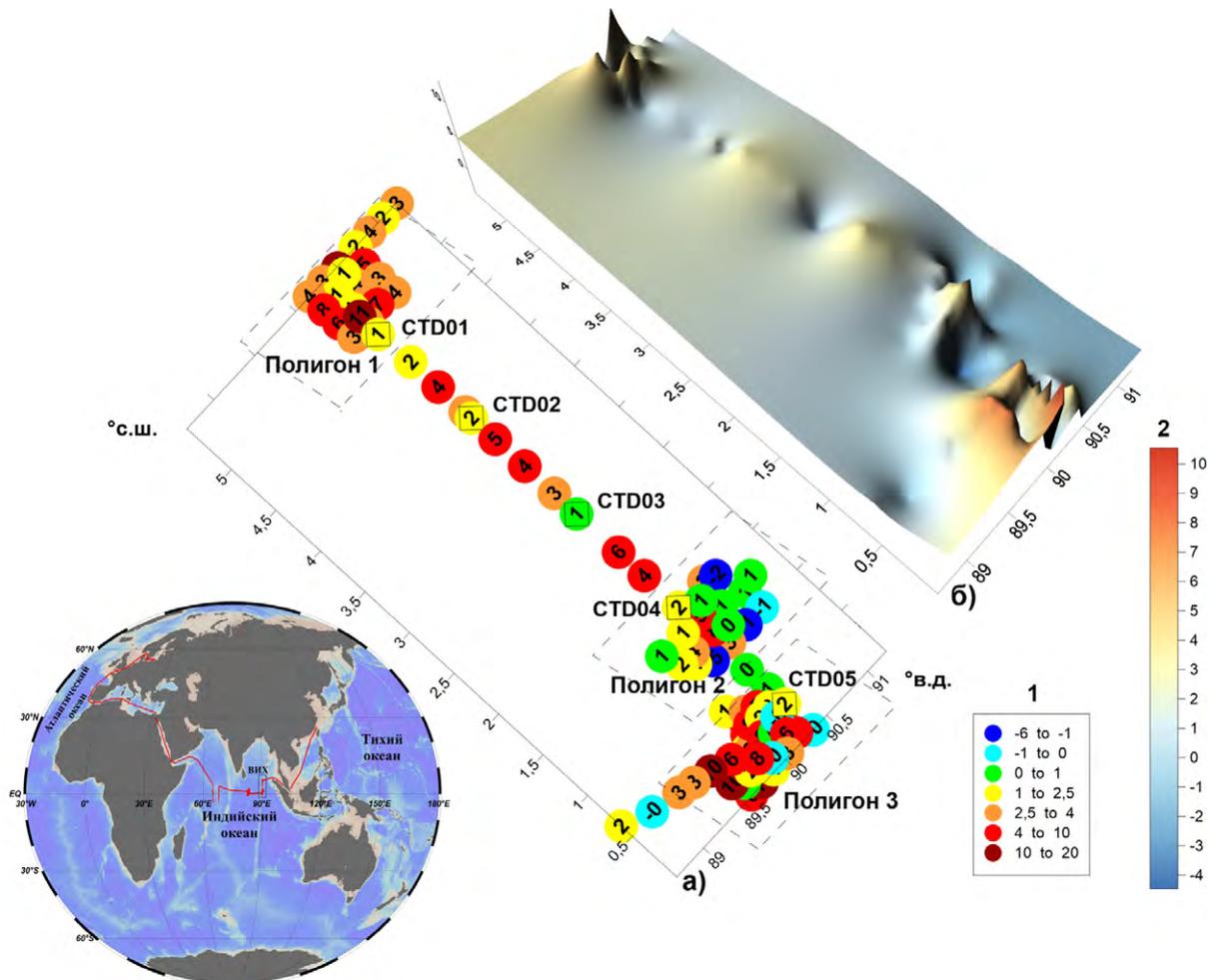


Рис. 1. Распределение потоков метана (моль/(км²·сут)) в районе Восточно-Индийского хребта (90° в.д.) Индийского океана. 1 – шкала потоков для (а); 2 – шкала потоков для (б), величина потоков показана цветом и цифрами. Ромбиками обозначено положение STD станций. На врезке показан маршрут экспедиционного судна и район детального исследования (ВИХ).

В юго-западной части третьего полигона отмечена максимальная величина потока метана 14.2 моль/(км²·сут). На третьем полигоне концентрации метана в воде варьировали от 1.6 до 5.7 нмоль/л и величина недосыщения/пересыщения метаном от –17 до 257 %. В глубоководных районах большей части полигона 2 и юго-восточной части полигона 3 зафиксированы минимальные значения концентраций метана, ниже равновесных, недосыщение и поглощение метана поверхностными водами (рис. 1).

Полученные данные хорошо согласуются с данными по центральной части Бенгальского залива. В качестве аналога доступны данные, полученные в экспедиции SO93 R/V SONNE (январь 1994 г.): рассчитанный поток метана на границе вода–атмосфера для центральной глубоководной части Бенгальского залива Индийского океана (глубины больше 1800 м) изменялся от поглощения –4.2 моль/(км²·сут) до эмиссии 4.7 моль/(км²·сут) [Berner et al., 2003]. Хотя источников влияния на концентрации метана в поверхностном слое для глубоководной акватории Бенгальского залива не установлено, повышенные концентрации метана в этой области и большая изменчивость распределения в водной толще позволили предположить, что источниками метана являются наличие грязевого диапира и газонасыщенные отложения [Berner et al., 2003].

Сравнительный анализ показывает, что северная часть Восточно-Индийского хребта характеризуется как район со стабильной умеренной эмиссией метана в атмосферу.

Распределение метана в водной толще в районе ВИХ показано на рис. 2.

Обычно в морских водах метан неоднородно распределен по глубине. Поверхностные слои открытого океана часто обогащены растворенным метаном и перенасыщены относительно атмосферного равновесия. В среднем пересыщение морской воды относительно воздуха составляет 30 % [Cicerone, Oremland, 1988; Ehhalt, 1974]. Данные, подтверждающие образование метана в водной толще в кислородсодержащих водах, отсутствуют.

Минимальные, но превышающие равновесные концентрации метана (от 2.5 нмоль/л) в поверхностном слое зафиксированы на STD03 и STD05, максимальные (3.5 нмоль/л) – на STD02. В подповерхностном слое, как и на других станциях в открытом океане, повышенные концентрации метана отмечены на горизонтах 50–200 м (рис. 2). Кроме того, экстремумы определены на горизонтах 500 (STD02, STD03, STD05) и 800 м (STD05)

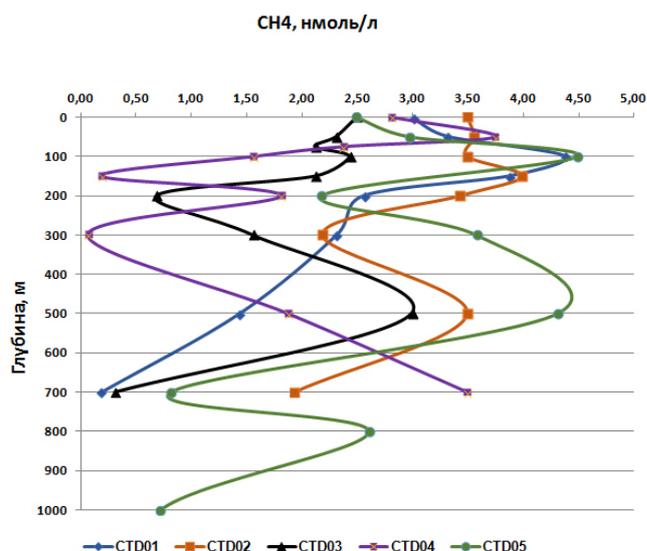


Рис. 2. Распределение метана (нмоль/л) в водной толще на станциях в районе Восточно-Индийского хребта (90° в.д.) Индийского океана.

(глубина зондирования 3100 м). Наиболее резко концентрация метана снижается при переходе от горизонта 500 м к более глубоким слоям. Неравномерное многослойное распределение метана в водной толще может быть как следствием движения водных масс, влияния биохимических процессов, так и индикатором поступления метана из различных глубинных источников. К сожалению, по техническим причинам в экспедиции не удалось провести зондирование водной тощи до самого дна, что, безусловно, дало бы более полную картину происходящих процессов. Полученные результаты могут говорить о возможных дополнительных источниках метана, связанных не только с биохимическими процессами, протекающими в поверхностной воде, но и с подводными источниками, обусловленными современной сеймотектонической активностью региона. Восточно-Индийский хребет, находящийся в северо-восточной части Индийского океана, характеризуется сложной тектонической структурой и геологической историей, повышенной сейсмичностью и наличием вулканических построек, возможно активных по настоящее время [Левченко и др., 2014, 2018].

Заключение

На основе экспедиционных измерений концентраций метана в поверхностных водах и придном слое атмосферы по всему пути следования судна был выполнен расчет потоков метана на границе вода–атмосфера для акваторий Тихого, Индийского, Атлантического

океанов. В данной статье приведены результаты расчетов для глубоководного района открытых вод Индийского океана в северной части Восточно-Индийского хребта. Установлена изменчивость распределения потоков метана, пересыщения поверхностных вод метаном относительно его равновесных содержаний в атмосфере. При преобладании эмиссии умеренной интенсивности на отдельных участках Восточно-Индийского хребта были обнаружены потоки метана средней интенсивности. Большие участки профилей показывают условия, близкие к равновесию, и даже недосыщение метаном по отношению к атмосфере.

Водная толща исследуемой акватории глубоководной части Индийского океана характеризуется неравномерным многослойным распределением метана по горизонтам с ярко выраженными максимумами концентраций. Отдельные кратковременные повышения концентрации метана в приповерхностном слое морской воды и распределение содержаний метана в водной толще, вероятно, являются следствием движения водных масс, влияния биохимических процессов и поступления метана из локальных глубинных источников, предположительно природного происхождения (активные подводные геологические объекты).

Список литературы

1. *Геологическое строение и гидротермальные образования хребта Хуан-де-Фука* (отв. ред. А.П. Лисицын). 1990. М.: Наука, 199 с.
2. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. 1994. *Субмаринные газовые гидраты*. Л.: ВНИИОкеангеология, 86 с.
3. Горяинов Н.И., Грамберг И.С., Смекалов А.С. и др. 2000. О возможной зависимости глобального роста концентраций метана в тропосфере от числа слабых землетрясений. *Геология и геофизика*, 41(8): 1187–1194.
4. Зубова М.А. 1988. *Гидраты природных газов в недрах Мирового океана*. М.: ВИЭМС, 61 с.
5. Левченко О.В., Сборщиков И.М., Маринова Ю.Г. 2014. Тектоника хребта Девяностого градуса. *Океанология*, 54(2): 252–266.
6. Левченко О.В., Ананьев Р.А., Веклич И.А., Иваненко А.Н., Маринова Ю.Г., Турко Н.Н. 2018. Комплексные исследования подводной горы в основании северного сегмента Восточно-Индийского хребта. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 3(39): 90–104. doi:10.31431/1816-5524-2018-3-39-90-104
7. Легкодимов А.А., Мишукова О.В., Швалов Д.А., Максеев Д.С., Шакирова М.В., Бакунина М.С., Еськова Е.И. 2019. К дискуссии об эмиссии метана с акватории Татарского пролива, Японское море (по результатам 55-го рейса НИС «Академик Опарин»). *Вестник ДВО РАН*, 2: 81–87. doi:10.25808/08697698.2019.204.2.009
8. Леин А.Ю., Сагалевиц А.М. 2000. Курильщики поля Рейнбоу – район масштабного абиогенного синтеза метана. *Природа*, 8: 44–53.
9. Мишукова Г.И., Шакиров Р.Б. 2017. Пространственная изменчивость распределения метана в морской среде и его потоков на границе вода–атмосфера в западной части Охотского моря. *Водные ресурсы*, 44(4): 493–503. doi:10.7868/S0321059617040137
10. Мишукова Г.И., Обжиров А.И., Мишуков В.Ф. 2007. *Метан в пресных и морских водах и его потоки на границе вода–атмосфера в Дальневосточном регионе*. Владивосток: Дальнаука, 159 с.
11. Мишукова Г.И., Пестрикова Н.Л., Мишуков В.Ф., Яновская О.С. 2011. Распределение метана и расчет его потоков на границе вода–атмосфера на акватории северо-западной части Японского моря в теплый сезон. *Подводные исследования и робототехника*, 1(11): 68–74.
12. Мишукова Г.И., Пестрикова Н.Л., Верещагина О.Ф., Окулов А.К., Мишуков В.Ф. 2013. Пространственная и временная изменчивость распределения метана и его потоков на границе вода–атмосфера на Прикурильских акваториях в районе Охотского моря и Тихого океана. *Подводные исследования и робототехника*, 1(15): 52–61.
13. Мишукова Г.И., Мишуков В.Ф., Обжиров А.И., Пестрикова Н.Л., Верещагина О.Ф. 2015. Особенности распределения концентрации метана и его потоков на границе раздела вода – атмосфера на акватории Татарского пролива Японского моря. *Метеорология и гидрология*, 6: 89–96.
14. Мишукова Г.И., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И. 2017. Потоки метана на границе вода–атмосфера в Охотском море. *Доклады АН*, 475(6): 697–701. doi:10.7868/S0869565217240203
15. Обжиров А.И., Пестрикова Н.Л., Мишукова Г.И., Мишуков В.Ф., Окулов А.К. 2016. Распределение содержания и потоков метана на акваториях Японского, Охотского морей и Прикурильской части Тихого океана. *Метеорология и гидрология*, 3: 71–81.
16. Обжиров А.И., Мишукова Г.И., Шакиров Р.Б., Мишуков В.Ф., Мальцева Е.В., Соколова Н.Л., Окулов А.К., Яцук А.В., Лифанский Е.В. 2019. Межсезонная изменчивость концентраций и потоков метана на границе вода–атмосфера в западной части Охотского моря. *Океанология*, 59(6): 944–951. doi:10.31857/S0030-1574596944-951
17. Шакиров Р.Б., Мишукова О.В. 2019. Пространственное распределение потоков метана на границе вода–атмосфера в Охотском море. *Геосистемы переходных зон*, 3(1): 107–123. doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.1.107-123

18. Шакиров Р.Б., Яцук А.В., Мишукова Г.И., Обжиров А.И., Югай И.Г., Лан Н.Х., Кыонг Д.Х. **2019**. О потоке метана в атмосферу в Южно-Китайском море. *Доклады АН*, 486(1): 103–107. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524861103-107>
19. Шакиров Р.Б., Валитов М.Г., Сырбу Н.С., Яцук А.В., Обжиров А.И., Мишуков В.Ф., Лифанский Е.В., Мишукова О.В., Саломатин А.С. **2020**. Потоки метана на границе вода–атмосфера в южной части Татарского пролива Японского моря: особенности распределения и изменчивости. *Геология и геофизика*, 61(9): 1215–1230. doi:10.15372/GiG2019184
20. Bange H.W., Bartell U.H., Rapsomanikis S., Andrae M.O. **1994**. Methane in the Baltic and the North Seas and reassessment of marine emissions of methane. *Global Biogeochemical Cycles*, 8(4): 465–480. <https://doi.org/10.1029/94gb02181>
21. Berner U., Poggenburg J., Faber E., Quadfasel D., Frische A. **2003**. Methane in ocean waters of the Bay of Bengal: its sources and exchange with the atmosphere. *Deep Sea Research. Pt II: Topical Studies in Oceanography*, 50(5): 925–950. [https://doi.org/10.1016/s0967-0645\(02\)00613-6](https://doi.org/10.1016/s0967-0645(02)00613-6)
22. Boetius A., Ferdelman T., Lochte K. **2000**. Bacterial activity in sediments of the deep Arabian Sea in relation to vertical flux. *Deep-Sea Research. Pt II: Topical Studies in Oceanography*, 47(14): 2835–2875. [https://doi.org/10.1016/s0967-0645\(00\)00051-5](https://doi.org/10.1016/s0967-0645(00)00051-5)
23. Bohrmann G., Chin C., Petersen S. et al. **1998**. Hydrothermal activity at Hook Ridge in the Central Bransfield Basin, Antarctica. *Geo-Marine Letters*, 18: 277–284. <https://doi.org/10.1007/s003670050080>
24. Callender W.R., Powell E.N. **1999**. Why did ancient chemosynthetic seep and vent assemblages occur in shallower water than they today? *International J. of Earth Sciences*, 88: 377–391. <https://doi.org/10.1007/s005310050273>
25. Cicerone R.J., Oremland R. **1988**. Biogeochemical aspects of atmospheric methane. *Global Biogeochemical Cycles*, 2(4): 299–327. <https://doi.org/10.1029/gb002i004p00299>
26. Conrad R., Seiler W. **1988**. Methane and hydrogen in seawater (Atlantic Ocean). *Deep Sea Research. Pt A. Oceanographic Research Papers*, 35: 1903–1917. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(88\)90116-1](https://doi.org/10.1016/0198-0149(88)90116-1)
27. Dickens G.R. **2001**. Modeling the global carbon cycle with a gas hydrate capacitor: significance for the latest Paleocene thermal maximum. In: C.K. Paull., W.P. Dillon (eds). *Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution, and Dynamics*, p. 19–38. (American Geophysical Union. Geophys. Monograph Series; 124). <https://doi.org/10.1029/GM124p0019>
28. Ehhalt D.H. **1974**. The atmospheric cycle of methane. *Tellus*, 26(84): 58–70. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v26i1-2.9737>
29. Fischer D., Mogollón J., Strasser M. et al. **2013**. Subduction zone earthquake as potential trigger of submarine hydrocarbon seepage. *Nature Geoscience*, 6: 647–651. <https://doi.org/10.1038/ngeo1886>
30. Kirschke S., Bousquet Ph. ... Zeng G. **2013**. Three decades of global methane sources and sinks. *Nature Geoscience*, 6: 813–823. <https://doi.org/10.1038/ngeo1955>
31. Kopf A.J. **2002**. Significance of mud volcanism. *Reviews of Geophysics*, 40(2): 1005. <https://doi.org/10.1029/2000rg000093>
32. Kvenvolden K.A. **1988**. Methane hydrate – a major reservoir of carbon in the shallow geosphere. *Chemical Geology*, 71: 41–51. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90104-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90104-0)
33. Kvenvolden K.A., Kastner M. **1990**. Gas hydrates of the Peruvian outer continental margin. In: Suess E., von Huene R. et al. (eds). *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific results*, 112: 517–526. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.112.147.1990>
34. Long D., Lammers S., Linke P. **1998**. Possible hydrate mounds within large sea-floor craters in the Barents Sea. *Geological Society, London, Spec. Publ.*, 137: 223–237. doi:10.1144/GSL.SP.1998.137.01.18
35. Max M.D., Dillon W.P., Nishimura C., Hurdle B.G. **1999**. Sea floor methane blow-out and global firestorm at the K+T boundary. *Geo-Marine Letters*, 18: 285–291. <https://doi.org/10.1007/s003670050081>
36. Mienert J., Posewang J. **1999**. Evidence of shallow- and deep-water gas hydrate destabilizations in North Atlantic polar continental margin sediments. *Geo-Marine Letters*, 19: 143–149. <https://doi.org/10.1007/s003670050101>
37. Mischoukov V., Mishukova G. **1999**. White caps and bubble mechanisms of gas exchange between ocean and atmosphere. In: Y. Nojiri (ed.). *Proceedings of the 2nd International Symp. "CO₂ in the Oceans"*. Environ. Agency of Japan, 517–520.
38. Mishukova O., Shakirov R., Yatsuk A. **2019**. Methane fluxes on the water-atmosphere interface in the north-west of the Sea of Japan during spring–summer–autumn (2010–2018). In: *Marine Science and Technology for Sustainable Development: Abstracts of the 26th Intern. Conf. of Pacific Congress on Marine Science and Technology (PACON-2019), July 16–19, 2019, Vladivostok, Russia*. Vladivostok: POI FEB RAS, p. 84.
39. Paull C.K., Brewer P.G., Ussler W., Peltzer E.T., Rehder G., Clague D. **2003**. An experiment demonstrating that marine slumping is a mechanism to transfer methane from seafloor gas-hydrate deposits into the upper ocean and atmosphere. *Geo-Marine Letters*, 22: 198–203. <https://doi.org/10.1007/s00367-002-0113-y>
40. Reeburgh W.S. **2007**. Oceanic methane biogeochemistry. *Chemical Reviews*, 107: 486–513. <https://doi.org/10.1021/cr050362v>

41. Sarano F., Murphy R.C., Houghton B.F., Hedenquist J.W. **1989**. Preliminary observations of submarine geothermal activity in the vicinity of the White Island Volcano, Taupo volcanic zone, New Zealand. *J. of the Royal Society of New Zealand*, 19 (4): 449–459. <https://doi.org/10.1080/03036758.1989.10421847>
42. Saunio M., Bousquet Ph., Poulter B., Peregón A., Ciais Ph., Canadell J.G., Dlugokencky E.J., Etiope G., Bastviken D., Houweling S. et al. **2016**. The global methane budget 2000–2012. *Earth System Science Data*, 8: 697–751. doi:10.5194/essd-8-697-2016
43. Schubert C.J., Nurnberg D., Scheele N., Pauer F., Kriewis M. **1997**. ^{13}C isotope depletion in ikaite crystals: evidence for methane release from the Siberian shelves? *Geo-Marine Letters*, 17: 169–174. <https://doi.org/10.1007/s003670050023>
44. Shakirov R.B., Valitov M.G., Obzhairov A.I., Mishukov V.F., Yatsuk A.V., Syrбу N.S., Mishukova O.V. **2019**. Methane anomalies, its flux on the sea-atmosphere interface and their relations to the geological structure of the South-Tatar sedimentary basin (Tatar Strait, the Sea of Japan). *Marine Geophysical Research*, 40: 581–600. <https://doi.org/10.1007/s11001-019-09389-3>
45. Suess E., Torres M.E., Bohrmann G., Collier R.W., Greinert J., Linke P., Rehder G., Trehu A., Wallmann K., Winckler G., Zuleger E. **1999**. Gas hydrate destabilization: enhanced dewatering, benthic material turnover and large methane plumes at the Cascadia convergent margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 170 (1-2): 1–15. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(99\)00092-8](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(99)00092-8)
46. Trehu A.M., Torres M.E., Moore G.F., Suess E., Bohrmann G. **1999**. Temporal and spatial evolution of a gas hydrate-bearing accretionary ridge on the Oregon continental margin. *Geology*, 27(10): 939–942. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0939:taseoa>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0939:taseoa>2.3.co;2)
47. Vereshchagina O.F., Korovitskaya E.V., Mishukova G.I. **2013**. Methane in water columns and sediment of north wester Sea of Japan. *Deep Sea Research. Pt II: Topical studies in Oceanography*, 86–87: 25–33. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.08.017>
48. Weber Th., Wiseman N.A., Kock A. **2019**. Global ocean methane emissions dominated by shallow coastal waters. *Nature Communications*, 10: 4584. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12541-7>
49. Wiesenburg D.A., Guinasso N.L. **1979**. Equilibrium solubility of methane, carbon monoxide, and hydrogen in water and seawater. *J. of Chemical & Engineering Data*, 24(4): 356–360. <https://doi.org/10.1021/je60083a006>
50. Yamamoto S., Alcauskas J.B., Crozier T.E. **1976**. Solubility of methane in distilled water and seawater. *J. of Chemical & Engineering Data*, 21(1): 78–80. <https://doi.org/10.1021/je60068a029>

TRANSLATION

УДК 551.465

<https://doi.org/10.30730/gtrz.2021.5.3.240-247.247-254>

Distribution of methane fluxes at the water–atmosphere interface in different regions of the World Ocean

Galina I. Mishukova*, Andrey V. Yatsuk, Renat B. Shakirov

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

*E-mail: gmishukova@poi.dvo.ru

Abstract. For the first time, methane fluxes at the water-atmosphere interface were calculated for the water area of Pacific, Indian, and Atlantic oceans (for the area about 30,000 miles) on the basis of the expeditionary measurements of methane concentrations in the surface layer of water and subsurface layer of the atmosphere along the entire course of the vessel. Methane fluxes at the water-atmosphere interface were calculated for the water areas of the Pacific, Indian and Atlantic oceans. In the result of the studies carried out in various regions of the World Ocean, an uneven spatial distribution of methane fluxes from strong absorption to emission of anomalous intensity was observed. The article presents the results of a detailed study for the deep-water area of the Indian Ocean open waters in the northern part of the Ninetyeast Ridge. Both supersaturation and undersaturation of seawater respectively to its concentrations in the atmosphere have been revealed on the basis of the direct measurements of methane concentrations in the ocean surface water layer. The distribution of dissolved methane in the water column of the Indian Ocean has been considered.

Keywords: methane flux, distribution, methane concentration, Indian Ocean

Translation of the article published in the present issue of the Journal: Г.И. Мишукова, А.В. Яцук, Р.Б. Шакиров. Распределение потоков метана на границе вода–атмосфера в различных районах Мирового океана. *Translation by G.S. Kachesova.*

For citation: Mishukova G.I., Yatsuk A.V., Shakirov R.B. Distribution of methane fluxes on the water–atmosphere interface in different regions of the World Ocean. *Geosistemy perekhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2021, vol. 5, no. 3, pp. 240–254. (In Russ. & Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.3.240-247.247-254>

Introduction

The ocean is one of the sources of methane emitted into the atmosphere. Its flux from the ocean surface was estimated by means of the direct measurements of methane concentrations in the surface water layer [Ehhalt, 1974], and, according to various estimates, its effective contribution to global emission is from 0.005 to 3 % [Conrad, Seiler, 1988; Reeburgh, 2007; Kirschke et al., 2013; Cicerone, Oremland, 1988] or from 5 to 25 million tons/year [Bange et al., 1994; Saunio et al., 2016; Weber et al., 2019]. However, the detail of direct instrumental measurements of methane in water areas is different; data on the open waters of the World Ocean are insufficient. Uncertainty about the amount of methane emitted and consumed by the oceans is largely attributed to the heterogeneity of the distribution of marine methane sources. The source of methane are modern marine sediments [Reeburgh, 2007; Boetius et al., 2000; Dickens, 2001], accumulations of submarine gas hydrates [Kvenvolden, 1988; Kvenvolden, Kastner, 1990; Suess et al., 1999], and the free gas zone, which is beneath the gas hydrate stability zone [Paull et al., 2003]. “Cold” foci of underwater degassing were found along the continental margins, where thick sediments layers are developed [Long et al., 1998; Mienert, Posewang 1999; Zubova, 1988; Ginsburg, Soloviev, 1994; Trehu et al., 1999; Callender, Powell, 1999]. Numerous underwater areas with local seepages of natural gases are known in the regions of modern volcanic and hydrothermal activity, areas of mid-ocean ridges, large underwater volcanic provinces in the Indian, Pacific and Atlantic oceans [Lein, Sagalevich, 2000; Geological structure... , 1990; Bohrmann et al., 1998; Sarano et al., 1989; Kopf, 2002]. It is also assumed that significant amounts of methane may be released through the water column into the atmosphere as a result of catastrophic geological events [Schubert et al., 1997; Mienert, Posewang, 1999; Max et al., 1999; Goryainov et al., 2000; Fischer et al., 2013].

Study of the distribution of methane fluxes at the water – atmosphere interface for each point of seawater sampling in the waters of the northwestern Pacific Ocean for the period of 1990–2018 showed the fluxes to vary widely: from a strong absorption $-6 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{day})$ to the emission of hurricane values $-500 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{day})$ [Mishukova et al., 2007, 2013, 2017; Mishukova, Shakirov,

2017; Shakirov et al., 2019a, 2019b, 2020]. It has been experimentally established that the high variability of the methane flux is determined by the spatial distribution and activity of underwater methane sources and is also associated with seasonal changes in the hydrological and hydrochemical parameters of seawater and the structure of currents in the studied region [Mishukova et al., 2011; Shakirov, Mishukova, 2019; Mishukova et al., 2019; Mishukova et al., 2015; Obzhirov et al., 2016, 2019]. However, the sources of methane emissions into the oceanic water column are difficult to quantify. The processes of the underwater active geological sources effect on the distribution of methane and the magnitude of its flux are poorly studied. Additional expeditionary data are needed to assess the role of the oceans in the carbon cycle in terms of global climate change.

This work aimed to calculate methane fluxes at the water-atmosphere interface along the vessel’s course and to consider in detail their distribution for the deep-water region of the Indian Ocean based on the regular measurements of methane concentrations and hydrological parameters (temperature, salinity) in the surface seawaters, measurements of methane in the subsurface layer of the atmosphere with continuous registration of meteorological data, as well as to study the distribution of dissolved methane in the water column.

Materials and methods

The works were performed in accordance with the scientific themes of the Program of basic researches of the state academies of sciences for 2013–2020 and WESTPAC and GEOTRACERS International programs. The studies were carried out during the cruise no. 42 of the “Akademik Boris Petrov” research vessel from January 5 to March 28, 2017, within the framework of the Second International Indian Ocean Expedition of 2015–2020 (IIOE-2; theme 6: Unique geological, physical, biogeochemical and ecological features of the Indian Ocean).

The methodology of works. Water sampling from the surface horizon (water uptake depth is 4 m) was carried out along the vessel’s movement (Underway) from the nose flow-through system. The sampling periodicity was two hours. The hydrological parameters (temperature, salinity) were measured using the SBE-45 flow-through thermosalinograph (USA) and meteorological

parameters (pressure, air temperature, wind speed and direction) were measured using the Davis Vantage Pro 2 meteorological complex (USA) simultaneously with water sampling. The processing and recording of meteorological parameters were carried out in real time using the Weather-Link software. Discreteness of recording the meteorological data was 30 min. The sampling time and navigation tie to the vessel's course were recorded. Water sampling at hydrological stations and sections was performed from various horizons of the water column using the "Rosette 1016" 12-position sampler equipped with a cassette of polyvinyl chloride bathometers of the NISKIN system (12–14 bathometers). Water from the bathometers was taken into 100 ml glass containers. The sample bottles were sealed with hermetic rubber corks, removing the excess of water and air by means of a needle. The concentration of CH₄ (methane) in water was determined by the head space method. Atmospheric air was used as the gas phase. Before the analysis, the water samples were thermostated and vigorously stirred for 2–3 h using the LOIP LS-110 shaker (Russia), after which the gas phase was extracted with a syringe to port it into a gas chromatograph.

Methane analysis was carried out on board the vessel using the "EKHO-EW" mod. 2 (ECHO-EW-FID) gas chromatograph equipped with a flame ionization detector (FID). Gas chromatographic analysis conditions are the following: FID: metal column, 1 m, filled with molecular sieves 5A, 0.2–0.3 mm, column temperature in the isothermal mode is 50 °C, with temperature programming 50–175 °C, 10 deg/min; the temperature of the detectors is 190 °C, the carrier gas is helium. Certified calibration gas mixtures manufactured by PGS-Service LLC are used to calibrate the device. The measurement error is 5 %. The detector's sensitivity to methane is $1 \cdot 10^{-5}$ %.

Methane fluxes were calculated for each sampling point based on experimental data on the concentration of dissolved methane in the surface layer of seawater and methane content in the subsurface layer of the atmosphere, taking into account the effect of the properties of the surface microlayer (SML) on the gas exchange mechanism.

The calculation was performed according to the methodology described in the works [Mishchoukov, Mishukova, 1999; Mishulova et al., 2007; Vereschagina et al., 2013]:

$$F = \Delta C \cdot K, \quad (1)$$

where $\Delta C = C_{\text{meas}} - C_{\text{eq}}^*$ – the difference between measured and equilibrium concentrations

of methane; K – gas exchange coefficient at the water-atmosphere interface.

Supersaturation degree N (%) was determined for each sample using the formula

$$N = (\Delta C / C_{\text{eq}}) \cdot 100 \%. \quad (2)$$

Because of the strong variability of methane fluxes at the water–atmosphere interface, it is proposed to use 10 gradations of the flux values: strong absorption from –6 to –1 mol/(km²·day), weak absorption from –1 to –0.01; balance from –0.01 to 0.01; emissions: low intensity from 0.01 to 1, moderate – from 1 to 4, medium – from 4 to 10, high – from 10 to 20, very high – from 20 to 30, anomalous intensity – from 50 to 150, hurricane emission values 150–500 mol/(km²·day) [Legkodimov et al., 2019].

Results and discussion

Methane fluxes were calculated for 1100 seawater sampling points. An uneven spatial distribution of methane fluxes from strong absorption to emission of anomalous intensity was established as a result of the study. About 2/3 of the profile length from the Port of Tianjin to Kaliningrad is occupied by methane emission zones of moderate intensity up to 4 mol/(km²·day). Emission of anomalous intensity up to 87.3 mol/(km²·day) was found for the shallow area of the Indian Ocean after passing the Strait of Malacca. Local emission zones of medium, high, and very high intensity are recorded in the deep-water regions of the South China (28.4 mol/(km²·day)), Red (23.9), and Mediterranean (12.4) seas, as well in the open waters of the Indian (16.9) and Atlantic (10.9 mol/(km²·day)) oceans. Local areas of methane absorption from the atmosphere were found in the South China (–1.5 mol/(km²·day)), Mediterranean (–1.3), North (–5.1), and Baltic (–1.4) seas, in the Indian Ocean (–5.2) and in the eastern part of the Atlantic Ocean (–6.7 mol/(km²·day)).

The article presents the results of a detailed study of methane distribution in the surface water layer and water column, and its fluxes at the water-atmosphere interface for the deep-water area of the open waters of the Indian Ocean: for three polygons and transitions between them in the north part of the Ninetyeast Ridge (NER).

92 % of stations are characterized by the zones of methane emission into the atmosphere. The methane flux varied from –5.2 to 14.2 mol/(km²·day). The studies revealed three areal zones with increased methane emission into the atmosphere and one area characterized by its

absorption (Fig. 1). Methane concentrations in the surface water layer varied from 0.7 to 6.7 nmol/L (on average 2.5 nmol/L); the methane content in the subsurface layer of the atmosphere was from 1.44 to 1.98 ppm (the median is 1.64 ppm). Water temperature varied insignificantly from 28.6 °C to 29.8 °C (29.2 °C on average), salinity was from 33.2 to 34.3 ‰ (33.9 ‰ on average). At these values, the equilibrium concentration of methane in seawater varied within the range of 1.6–2.0 nmol/L (the median is 1.7 nmol/L). The range of values of methane saturation of surface waters relative to those in equilibrium with the atmosphere ranged from –61 % (undersaturation) to 277 %.

At the first polygon and the northern area of a transition zone between the polygons 1 and 2 with increased methane emission, the maximum values of methane concentrations in the surface waters varied within the range of 1.8–6.7 nmol/L, CH_4 flux reached for 11.1 mol/($\text{km}^2 \cdot \text{day}$), supersaturation degree was 277 % (Fig. 1). The concentrations of methane from 0.7 до 4.1 nmol/L,

methane flux from –5.2 to 7.7 mol/($\text{km}^2 \cdot \text{day}$), supersaturation/undersaturation degree by methane from –61 to 121 % were recorded at the second polygon and transition zone between the polygons 2 and 3. A maximum methane flux of 14.2 mol/($\text{km}^2 \cdot \text{day}$) is noted in the southwestern part of the third polygon. Methane concentrations in the third polygon in water varied from 1.6 to 5.7 nmol/L and the value of methane undersaturation/supersaturation varied from –17 to 257 %. Minimum methane concentrations below the values, undersaturation and methane absorption by the surface waters were recorded in the deep-water areas of the most part of the polygon 2 and southwestern part of the polygon 3 (Fig. 1).

The data obtained give good agreement with the data on the central part of the Bay of Bengal. The data obtained during the SO93 R/V SONNE expedition (January, 2014) are available as an analog: the evaluated methane flux at the water-atmosphere interface for the central deep-water part of the Bay of Bengal of the In-

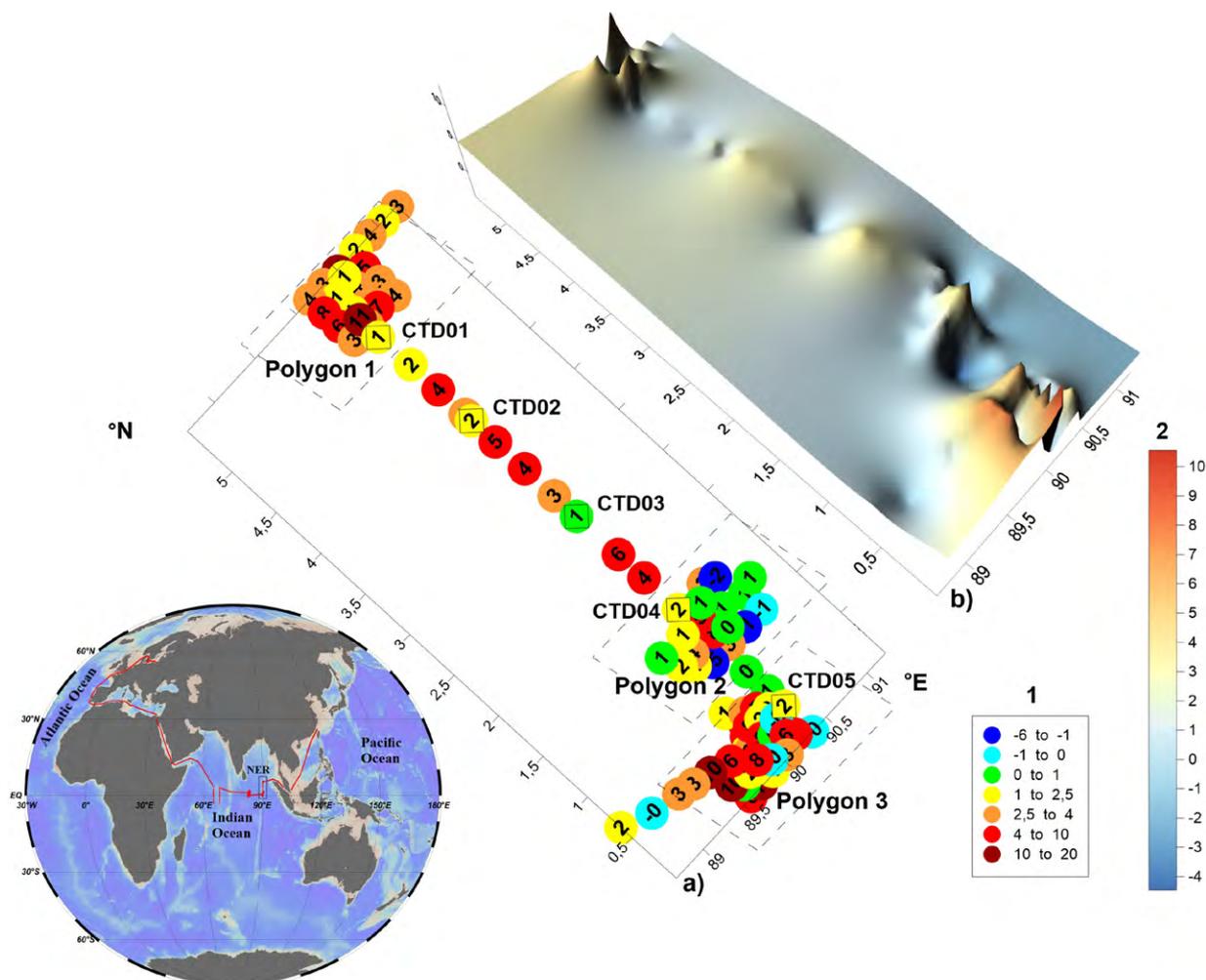


Fig. 1. Methane flux distribution (mol/($\text{km}^2 \cdot \text{day}$)) in the vicinity of the Ninetyeast Ridge (90° E), the Indian Ocean. 1 – flux scale for (a); 2 – flux scale for (b), the flux values are highlighted with colors and numbers. Diamonds indicate the positions of CTD stations. The inset shows the route of the expedition vessel and the area of a detailed study (NER).

dian Ocean (depths greater than 1800 m) varied from absorption of $-4.2 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{day})$ to emission of $4.2 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{day})$ [Berner et al., 2003]. Although the sources of influence on the methane concentration in the surface layer for the deep-water area of the Bay of Bengal have not been found, the increased methane concentrations in this area and the large variability of the distribution in the water column allowed to suggest that the presence of a mud diapir and gas-saturated sediments are the sources of methane [Berner et al., 2003].

Comparative analysis shows the northern part of the Ninetyeast Ridge to be characterized as an area of moderate methane emission into the atmosphere.

Methane distribution in the water column in the vicinity of NER is shown in Fig. 2.

Normally, methane in sea waters is non-uniformly distributed over depth. The surface layers of the open ocean are often enriched in dissolved methane and supersaturated relative to atmosphere equilibrium. The supersaturation of sea water relative to air is 30 % on average [Cicerone, Oremland, 1988; Ehhalt, 1974]. There is no data confirming its formation in the water column in oxygen containing waters.

The minimum, but exceeding the equilibrium concentrations of methane (from 2.5 nmol/L) in the surface layer were recorded at the CTD03 and CTD05, and maximum ones (3.5 nmol/L) – at the CTD02. Increased methane concentrations are noted in the subsurface layer, as well as at the other stations in the open ocean, at the horizons of 50–200 m (Fig. 2). In addition, the extrema were determined at the horizons of 500 m (CTD02, CTD03, CTD 05) and 800 m (CTD05) (probing depth is 3100 m). The concentration

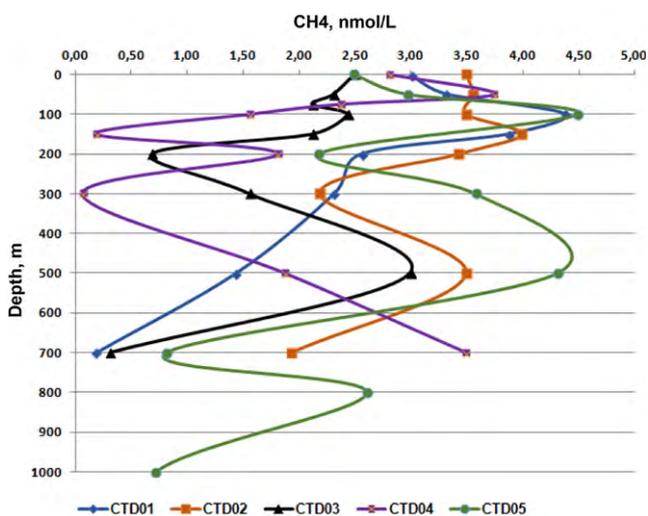


Fig. 2. Methane distribution (nmol/L) in the water column at stations of the Ninetyeast Ridge, 90° E, the Indian Ocean.

of methane decreases most sharply when moving from the horizon of 500 m to deeper layers. Uneven multilayer methane distribution in the water column may be both the result of water masses motion, biochemical processes influence and the indicator of methane influx from the various deep sources. Unfortunately, the water column could not be probed down to the very bottom, which, of course, would have given a more complete pattern of the processes taking place. The results obtained may indicate the possible additional methane sources associated not only with the biochemical processes, occurring in the surface water, but also with the underwater sources resulting from the modern seismotectonic activity of the region. The Ninetyeast Ridge in the northeastern part of the Indian Ocean is characterized by complex tectonic structure and geologic history, as well by increased seismicity and presence of volcanic edifices, which are possibly active to the present [Levchenko et al., 2014, 2018].

Conclusion

Methane fluxes at the water-atmosphere interface were calculated for the water areas of the Pacific, Indian and Atlantic oceans on the basis of the expeditionary measurements of methane concentrations in the surface waters and subsurface layer of the atmosphere along the entire course of the vessel. The article presents the calculation results for the deep-water area of the Indian Ocean open waters in the northern part of the Ninetyeast Ridge. The variability of methane fluxes distribution, the surface waters methane supersaturation relative to its equilibrium contents in the atmosphere has been established. The methane fluxes of medium intensity were found with the predominance of the emission of moderate intensity in some areas of the Ninetyeast Ridge. Large areas of the sections show the conditions close to the equilibrium and even methane undersaturation relative to the atmosphere.

The water column of the studied water area of the deep-water part of the Indian Ocean is characterized with uneven multilayer methane distribution over the horizons with strongly pronounced concentration maximums. Separate short-term concentration increases in the near-surface layer of seawater and distribution of methane content in the water column are probably a consequence of the water masses motion, biochemical processes influence and methane influx from the local deep sources, which are presumably of natural origin (active underwater geological objects).

References

1. Bange H.W., Bartell U.H., Rapsomanikis S., Andrae M.O. **1994**. Methane in the Baltic and the North Seas and reassessment of marine emissions of methane. *Global Biogeochem. Cycles*, 8(4): 465–480. <https://doi.org/10.1029/94gb02181>
2. Berner U., Poggenburg J., Faber E., Quadfasel D., Frische A. **2003**. Methane in ocean waters of the Bay of Bengal: its sources and exchange with the atmosphere. *Deep Sea Research. Pt II: Topical Studies in Oceanography*, 50(5): 925–950. [https://doi.org/10.1016/s0967-0645\(02\)00613-6](https://doi.org/10.1016/s0967-0645(02)00613-6)
3. Boetius A., Ferdelman T., Lochte K. **2000**. Bacterial activity in sediments of the deep Arabian Sea in relation to vertical flux. *Deep-Sea Research. Pt II: Topical Studies in Oceanography*, 47(14): 2835–2875. [https://doi.org/10.1016/s0967-0645\(00\)00051-5](https://doi.org/10.1016/s0967-0645(00)00051-5)
4. Bohrmann G., Chin C., Petersen S. et al. **1998**. Hydrothermal activity at Hook Ridge in the Central Bransfield Basin, Antarctica. *Geo-Marine Letters*, 18: 277–284. <https://doi.org/10.1007/s003670050080>
5. Callender W.R., Powell E.N. **1999**. Why did ancient chemosynthetic seep and vent assemblages occurs in shallower water than they today? *International J. of Earth Sciences*, 88: 377–391. <https://doi.org/10.1007/s005310050273>
6. Cicerone R.J., Oremland R. **1988**. Biogeochemical aspects of atmospheric methane. *Global Biogeochemical Cycles*, 2(4): 299–327. <https://doi.org/10.1029/gb002i004p00299>
7. Conrad R., Seiler W. **1988**. Methane and hydrogen in seawater (Atlantic Ocean). *Deep Sea Research. Pt A. Oceanographic Research Papers*, 35: 1903–1917. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(88\)90116-1](https://doi.org/10.1016/0198-0149(88)90116-1)
8. Dickens G.R. **2001**. Modeling the global carbon cycle with a gas hydrate capacitor: significance for the latest Paleocene thermal maximum. In: C.K. Paull., W.P. Dillon (eds). *Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution, and Dynamics*, 19–38. (American Geophysical Union. Geophysical Monograph Series; 124). <https://doi.org/10.1029/GM124p0019>
9. Ehhalt D.H. **1974**. The atmospheric cycle of methane. *Tellus*, 26(84): 58–70. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v26i1-2.9737>
10. Fischer D., Mogollón J., Strasser M. et al. **2013**. Subduction zone earthquake as potential trigger of submarine hydrocarbon seepage. *Nature Geoscience*, 6: 647–651. <https://doi.org/10.1038/ngeo1886>
11. *Geologicheskoe stroenie i gidrotermal'nye obrazovaniya khrebt Khuan-de-Fuka [Geological structure and hydrothermal deposits of the Juan de Fuca Ridge]* (ed. A.P. Lisitsyn). **1990**. Moscow: Nauka, 199 p. (In Russ.).
12. Ginsburg G.D., Solov'ev V.A. **1994**. *Submarinnye gazovye gidraty [Submarine gas hydrates]*. Leningrad: VNIIOkeangeologiya, 86 p. (In Russ.).
13. Goryainov N.I., Gramberg I.S., Smekalov A.S. et al. **2000**. [On a possible dependence of global growth of methane concentration in the troposphere on the number of week earthquakes]. *Geologiya i geofizika*, 41(8): 1187–1194. (In Russ.).
14. Kirschke S., Bousquet Ph. ... Zeng G. **2013**. Three decades of global methane sources and sinks. *Nature Geoscience*, 6: 813–823. <https://doi.org/10.1038/ngeo1955>
15. Kopf A.J. **2002**. Significance of mud volcanism. *Reviews of Geophysics*, 40(2): 1005. <https://doi.org/10.1029/2000rg000093>
16. Kvenvolden K.A. **1988**. Methane hydrate – a major reservoir of carbon in the shallow geosphere. *Chemical Geology*, 71: 41–51. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90104-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90104-0)
17. Kvenvolden K.A., Kastner M. **1990**. Gas hydrates of the Peruvian outer continental margin. In: Suess E., von Huene R. et al. (eds). *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific results*, 112: 517–526. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.112.147.1990>
18. Legkodimov A.A., Mishukova O.V., Shvalov D.A., Makseev D.S., Shakirova M.V., Bakunina M.S., Es'kova E.I. **2019**. Discussion on methane emission from the water area of the tatar strait, the Sea of Japan (basing on the 55-th Cruise of RV “Akademik Oparin”). *Vestnik DVO RAN = Vestnik of the Far East Branch of the Russian Academy of Sciences*, 2: 81–87. (In Russ.). doi:10.25808/08697698.2019.204.2.009
19. Lein A.Yu., Sagalevich A.M. **2000**. [Smokers of the Rainbow field – the area of large-scale abiogenic methane synthesis]. *Priroda*, 8: 44–53. (In Russ.).
20. Levchenko O.V., Sborshchikov I.M., Marinova Yu.G. **2014**. Tectonics of the Ninety-East Ridge. *Oceanology*, 54(2): 231–244. <https://doi.org/10.1134/s0001437014020143>
21. Levchenko O.V., Ananiev R.A., Veklich I.A., Ivanenko A.N., Marinova Yu.G., Turko N.N. **2018**. Complex investigation of the seamount at the bottom of the northern part of the Ninety East Ridge. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o Zemle = Bull. of Kamchatka Regional Association «Educational-Scientific Center»*. *Earth Sciences*, 3(39): 90–104. (In Russ.). <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2018-3-39-90-104>
22. Long D., Lammers S., Linke P. **1998**. Possible hydrate mounds within large sea-floor craters in the Barents Sea. *Geological Society, London, Spec. Publ.*, 137: 223–237. doi:10.1144/GSL.SP.1998.137.01.18
23. Max M.D., Dillon W.P., Nishimura C., Hurdle B.G. **1999**. Sea floor methane blow-out and global firestorm at the K+T boundary. *Geo-Marine Letters*, 18: 285–291. <https://doi.org/10.1007/s003670050081>

24. Mienert J., Posewang J. **1999**. Evidence of shallow- and deep-water gas hydrate destabilizations in North Atlantic polar continental margin sediments. *Geo-Marine Letters*, 19: 143–149. <https://doi.org/10.1007/s003670050101>
25. Mishukov V., Mishukova G. **1999**. White caps and bubble mechanisms of gas exchange between ocean and atmosphere. In: Y. Nojiri (ed.). *Proceedings of the 2nd International Symp. "CO₂ in the Oceans"*. Environ. Agency of Japan, 517–520.
26. Mishukova G.I., Shakirov R.B. **2017**. Spatial variations of methane distribution in marine environment and its fluxes at the water–atmosphere interface in the western Sea of Okhotsk. *Water Resources*, 44(4): 662–672. <https://doi.org/10.1134/s0097807817040133>
27. Mishukova G.I., Obzhirov A.I., Mishukov V.F. **2007**. [Methane contents in fresh and sea waters and its fluxes on border of water-atmosphere at Far Eastern Region of Asia]. Vladivostok: Dal'nauka, 159 p. (In Russ.).
28. Mishukova G.I., Pestrikova N.L., Mishukov V.F., Yanovskaya O.S. **2011**. Distribution of methane and calculation of its fluxes on the boundary of the seawater–atmosphere in the northwestern part of the Sea of Japan in warm season. *Podvodnye issledovaniya i robototekhnika = Underwater Investigations and Robotics*, 1(11): 68–74. (In Russ.).
29. Mishukova G.I., Pestrikova N.L., Vereschagina O.F., Okulov A.K., Mishukov V.F. **2013**. Space and temporal change of methane distribution and its fluxes on the border of water-atmosphere in the seawater area nearby Kurile Islands in the Sea of Okhotsk and in the Pacific Ocean. *Podvodnye issledovaniya i robototekhnika = Underwater Investigations and Robotics*, 1(15): 52–61. (In Russ.).
30. Mishukova G.I., Mishukov V.F., Obzhirov A.I., Pestrikova N.L., Vereshchagina O.F. **2015**. Peculiarities of the distribution of methane concentration and methane fluxes at the water–air interface in the Tatar Strait of the Sea of Japan. *Russian Meteorology and Hydrology*, 40(6): 427–433. doi:10.3103/S1068373915060096
31. Mishukova G.I., Shakirov R.B., Obzhirov A.I. **2017**. Methane fluxes on the water–atmosphere boundary in the Sea of Okhotsk. *Doklady Earth Sciences*, 475(2): 963–967. <https://doi.org/10.1134/s1028334x17080256>
32. Mishukova O., Shakirov R., Yatsuk A. **2019**. Methane fluxes on the water-atmosphere interface in the north-west of the Sea of Japan during spring–summer–autumn (2010–2018). In: *Marine Science and Technology for Sustainable Development: Abstracts of the 26th Intern. Conf. of Pacific Congress on Marine Science and Technology (PACON-2019), July 16–19, 2019, Vladivostok, Russia*. Vladivostok: POI FEB RAS, p. 84.
33. Obzhirov A.I., Pestrikova N.L., Mishukova G.I., Mishukov V.F., Okulov A.K. **2016**. Distribution of methane content and methane fluxes in the Sea of Japan, Sea of Okhotsk, and Near-Kuril Pacific. *Russian Meteorology and Hydrology*, 41(3): 205–212. doi:10.3103/S1068373916030067
34. Obzhirov A.I., Mishukova G.I., Shakirov R.B., Mishukov V.F., Maltseva E.V., Sokolova N.L., Okulov A.K., Yatsuk A.V., Lifanskiy E.V. **2020(2019)**. Interseasonal variability in methane concentrations and fluxes at the water–atmosphere boundary in the western Sea of Okhotsk. *Oceanology*, 59(6): 853–859. <https://doi.org/10.31857/s0030-1574596944-951>
35. Paull C.K., Brewer P.G., Ussler W., Peltzer E.T., Rehder G., Clague D. **2003**. An experiment demonstrating that marine slumping is a mechanism to transfer methane from seafloor gas-hydrate deposits into the upper ocean and atmosphere. *Geo-Marine Letters*, 22: 198–203. <https://doi.org/10.1007/s00367-002-0113-y>
36. Reeburgh W.S. **2007**. Oceanic methane biogeochemistry. *Chemical Reviews*, 107: 486–513. <https://doi.org/10.1021/cr050362v>
37. Sarano F., Murphy R.C., Houghton B.F., Hedenquist J.W. **1989**. Preliminary observations of submarine geothermal activity in the vicinity of the White Island Volcano, Taupo volcanic zone, New Zealand. *J. of the Royal Society of New Zealand*, 19 (4): 449–459. <https://doi.org/10.1080/03036758.1989.10421847>
38. Saunio M., Bousquet Ph., Poulter B., Peregón A., Ciais Ph., Canadell J.G., Dlugokencky E.J., Etiope G., Bastviken D., Houweling S. et al. **2016**. The global methane budget 2000–2012. *Earth System Science Data*, 8: 697–751. doi:10.5194/essd-8-697-2016
39. Schubert C.J., Nurnberg D., Scheele N., Pauer F., Kriews M. **1997**. ¹³C isotope depletion in ikaite crystals: evidence for methane release from the Siberian shelves? *Geo-Marine Letters*, 17: 169–174. <https://doi.org/10.1007/s003670050023>
40. Shakirov R.B., Mishukova O.V. **2019**. The spatial distribution of the methane fluxes on the water–atmosphere boundary in the Sea of Okhotsk. *Geosistemy perekhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 3(1): 107–123. (In Russ.). doi:10.30730/2541-8912.2019.3.1.107-123
41. Shakirov R.B., Yatsuk A.V., Mishukova G.I., Obzhirov A.I., Yugai I.G., Legkodimov A.A., Shakirova M.V., Cuong D.H., Lan N.H. **2019a**. Methane flux into the atmosphere in the South China Sea. *Doklady Earth Sciences*, 486(1): 533–536. <https://doi.org/10.1134/s1028334x19050064>
42. Shakirov R.B., Valitov M.G., Obzhirov A.I., Mishukov V.F., Yatsuk A.V., Syrbu N.S., Mishukova O.V. **2019b**. Methane anomalies, its flux on the sea-atmosphere interface and their relations to the geological structure of the South-Tatar sedimentary basin (Tatar Strait, the Sea of Japan). *Marine Geophysical Research*, 40: 581–600. <https://doi.org/10.1007/s11001-019-09389-3>

43. Shakirov R.B., Valitov M.G., Syrбу N.S., Yatsuk A.V., Obzhіrov A.I., Mishukov V.F., Lifanskii E.V., Mishukova O.V., Salomatin A.S. **2020**. Methane fluxes at the water-atmosphere interface in the southern Tatar Strait of the Sea of Japan: distribution and variation. *Russian Geology and Geophysics*, 61(9): 994–1006. <https://doi.org/10.15372/rgg2019184>
44. Suess E., Torres M.E., Bohrmann G., Collier R.W., Greinert J., Linke P., Rehder G., Trehu A., Wallmann K., Winckler G., Zuleger E. **1999**. Gas hydrate destabilization: enhanced dewatering, benthic material turnover and large methane plumes at the Cascadia convergent margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 170 (1-2): 1–15. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(99\)00092-8](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(99)00092-8)
45. Trehu A.M., Torres M.E., Moore G.F., Suess E., Bohrmann G. **1999**. Temporal and spatial evolution of a gas hydrate-bearing accretionary ridge on the Oregon continental margin. *Geology*, 27(10): 939–942. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0939:taseoa>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0939:taseoa>2.3.co;2)
46. Vereshchagina O.F., Korovitskaya E.V., Mishukova G.I. **2013**. Methane in water columns and sediment of north wester Sea of Japan. *Deep Sea Research. Pt II: Topical studies in Oceanography*, 86–87: 25–33. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.08.017>
47. Weber Th., Wiseman N.A., Kock A. **2019**. Global ocean methane emissions dominated by shallow coastal waters. *Nature Communications*, 10: 4584. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12541-7>
48. Wiesenburg D.A., Guinasso N.L. **1979**. Equilibrium solubility of methane, carbon monoxide, and hydrogen in water and seawater. *J. of Chemical & Engineering Data*, 24(4): 356–360. <https://doi.org/10.1021/je60083a006>
49. Yamamoto S., Alcauskas J.B., Crozier T.E. **1976**. Solubility of methane in distilled water and seawater. *J. of Chemical & Engineering Data*, 21(1): 78–80. <https://doi.org/10.1021/je60068a029>
50. Zubova M.A. **1988**. *Gidraty prirodnykh gazov v nedrakh Mirovogo okeana* [Natural gas hydrates in the World Ocean subsoil]. Moscow: VIEMS, 61 p. (In Russ.).

Об авторах

МИШУКОВА Галина Ивановна (<https://orcid.org/0000-0003-1820-6069>), кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории газогеохимии, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук (ТОИ ДВО РАН), Владивосток, gmishukova@poi.dvo.ru

ЯЦУК Андрей Вадимович (<https://orcid.org/0000-0003-3975-5438>), кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории газогеохимии, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, yatsuk@poi.dvo.ru

ШАКИРОВ Ренат Белалович (<https://orcid.org/0000-0003-1202-0351>), доктор геолого-минералогических наук, заместитель директора, заведующий лабораторией газогеохимии, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, ren@poi.dvo.ru

About the Authors

MISHUKOVA Galina Ivanovna (<https://orcid.org/0000-0003-1820-6069>), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Science (POI FEB RAS), Vladivostok, Russia, gmishukova@poi.dvo.ru

YATSUK Andrey Vadimovich (<https://orcid.org/0000-0003-3975-5438>), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Science, Vladivostok, yatsuk@poi.dvo.ru

SHAKIROV Renat Belalovich (<https://orcid.org/0000-0003-1202-0351>), Doctor of Geology and Mineralogy, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Science, Vladivostok, ren@poi.dvo.ru

Плиоценовый адакитоподобный акцент андезитов и дацитов на Орловском вулканическом поле (о. Сахалин)

© 2021 С. В. Рассказов^{*1,2}, А. В. Рыбин³, А. В. Дегтерев³, И. С. Чувашова^{1,2}, Т. А. Ясныгина¹, Е. В. Саранина^{1,4}

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

⁴ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

*E-mail: rassk@crust.irk.ru

Резюме. В андезитах и дацитах, ассоциирующих с внутриплитными базальтами на Орловском вулканическом поле о. Сахалин, выявлена адакитоподобная геохимическая специфика – высокие отношения Sr/Y при низкой концентрации Y. Эти породы обозначают финальный (плиоценовый) акцент внутриплитного вулканизма Лесогорской зоны, начавшегося в среднем миоцене в области ее сочленения с Чеховской зоной предшествующего (олигоцен-раннемиоценового) надсубдукционного вулканизма. Адакитоподобный акцент был связан с сахалинской фазой складчатости, сопровождавшей общую структурную перестройку в тыловой области Японской островодужной системы. Такая геологическая обстановка отличалась от обстановки генерации классических адакитов вследствие плавления верхней части молодого слэба Алеутской островной дуги. Предполагается, что сахалинские адакитоподобные магмы генерировались в глубинных источниках корово-мантийного перехода в Сахалин-Хоккайдо-Япономорской зоне горячей транстенсии в условиях резкой смены тектонических деформаций от тонкой коры Южно-Татарского бассейна к более мощной коре на ее северо-восточном замыкании.

Ключевые слова: адакит, кайнозой, субдукция, внутриплитный вулканизм, плавление слэба, Сахалин

Pliocene adakite-like accent of andesites and dacites from the Orlov volcanic field (Sakhalin Island)

Sergei V. Rasskazov^{*1,2}, Alexander V. Rybin³, Artem V. Degterev³, Irina S. Chuvashova^{1,2}, Tatyana A. Yasnygina¹, Elena V. Saranina^{1,4}

¹ Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

² Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³ Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

⁴ A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, Russia

*E-mail: rassk@crust.irk.ru

Abstract. Adakite-like geochemical signature (high Sr/Y ratio at a low Y concentration) is recognized in andesites and dacites, associated with intraplate basalts in the Orlov volcanic field of Sakhalin Island. These rocks denote the final (Pliocene) accent of intraplate volcanism in the Lesogorsk zone, which began in the Middle Miocene in an area of its junction with the Chekhov zone of the preceded (Oligocene-Early Miocene) suprasubduction one. The adakite-like accent was related to the Sakhalin folding phase that accompanied the general structural reorganization in the back-side region in the Japan arc system. Such a geological environment differed from the one of classical adakites generation resulted from melting of a young slab in the Aleutian island arc. It is supposed, that the Sakhalin adakite-like magmas were produced in deep-seated sources of the crust-mantle transition displayed in the Sakhalin-Hokkaido-Japan Sea zone of hot transtension due to drastic change of tectonic deformations from the thin crust of the South Tatar Basin to the thicker one of its northeastern extremity.

Keywords: adakite, Cenozoic, subduction, intraplate volcanism, slab melting, Sakhalin

Для цитирования: Рассказов С.В., Рыбин А.В., Дегтерев А.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. Плиоценовый адакитоподобный акцент андезитов и дацитов на Орловском вулканическом поле (о. Сахалин). *Геосистемы переходных зон*, 2021, т. 5, № 3, с. 255–274.
<https://doi.org/10.30730/gtrz.2021.5.3.255-274>

Благодарности и финансирование

Посвящаем эту статью памяти исследователей Сахалина О.А. Мельникова и В.М. Гранника, по инициативе которых состоялись полевые работы авторов на Орловском вулканическом поле. В аналитических исследованиях мы использовали оборудование Байкальского аналитического центра: масс-спектрометр Agilent 7500ce Лимнологического института СО РАН (аналитик А.П. Чебыкин) и Finnigan MAT 262 Института земной коры СО РАН (аналитик Н.Н. Фефелов). Петрогенные оксиды определены химиком-аналитиком М.М. Самойленко. Дополнительные исследования и подготовка статьи осуществлялись при поддержке Российского научного фонда (грант № 18-77-10027). Мы благодарим Игоря Викторовича Ащепкова и анонимного рецензента за конструктивный анализ рукописи статьи.

Введение

Адакиты – это породы среднего–кислого состава нормально-щелочного ряда с содержанием SiO_2 более 56 масс.% и Sr/Y отношением более 40 при концентрациях Y менее 18 мкг/г. Породы были впервые обнаружены на о. Адак Алеутской островной дуги [Defant, Drummond, 1990]. С одной стороны, термин «адакит» не имел обычного петрографического определения горной породы и использовался для того, чтобы подчеркнуть Sr–Y геохимическую специфику. С другой стороны, этот термин был закреплен за процессом плавления верхней части погружающегося молодого слэба. Позже адакитоподобные геохимические характеристики были выявлены для пород среднего–кислого состава территорий, не имеющих прямой связи с плавлением верхних частей молодых океанических слэбов [Castillo, 2006, 2012; Petrone, Ferrari, 2008]. В обобщении [Wang et al., 2020] к адакитам отнесен широкий спектр пород среднего и кислого состава нормальной и умеренной щелочности различных обстановок. Первоначальное понятие адакитов [Defant, Drummond, 1990] существенно расширено.

В зоне Азиатско-Тихоокеанского перехода Тихоокеанского кольца отмечены немногочисленные местонахождения адакитов: на Камчатке, в юго-западной Японии и на Филиппинах [Авдейко и др., 2011; Авдейко, Бер-

For citation: Rasskazov S.V., Rybin A.V., Degterev A.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Pliocene adakite-like accent of andesites and dacites from the Orlov volcanic field (Sakhalin Island). *Geosistemy perhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2021, vol. 5, no. 3, pp. 255–274. (In Russ., abstr. in Engl.).
<https://doi.org/10.30730/gtrz.2021.5.3.255-274>

Acknowledgments and Funding

We dedicate this article to the memory of the Sakhalin researchers O.A. Melnikov and V.M. Grannik, who initiated the field survey of the authors on the Orlov volcanic field. In analytical studies, we used the equipment of the Baikal Analytical Center: the Agilent 7500ce mass spectrometer of the Limnological Institute, SB RAS (analyst A.P. Chebykin) and Finnigan MAT 262 of the Institute of the Earth's Crust, SB RAS (analyst N.N. Fefelov). Major oxides were determined by chemist–analyst M.M. Samoylenko. Additional research and preparation of the article was funded by the Russian Science Foundation (project 18-77-10027).

We are grateful to Igor' Aschepkov and the anonymous Reviewer for constructive analysis of the manuscript of the article.

галь-Кувикас, 2015; Wang et al., 2020]. Недавно в качестве адакитов были описаны вулканические породы плиоцен-четвертичной анивской свиты на п-ове Крильон юго-западной части о. Сахалин в ассоциации с андезитами и дацитами, не имеющими адакитовой геохимической специфики [Гранник, 2017]. В настоящей работе приводится характеристика пород Орловского вулканического поля (расположенного в той же части острова ближе к его центру), имеющих отчетливые адакитоподобные геохимические характеристики. Цель работы – показать значение адакитоподобного акцента в эволюции внутриплитного и островодужного вулканизма территории.

Краткая характеристика объекта исследований

Вулканизм среднего и кислого состава был распространен на о. Сахалин в течение всего кайнозоя. Наиболее ранние (палеоценовые) дациты и риолиты обнажаются на западном Сахалине в долине р. Стародинская к востоку от Орловского вулканического поля. Калий-аргоновые датировки 58 ± 2 млн лет и 56 ± 2 млн лет, совпавшие между собой в пределах погрешности измерений, были получены по двум образцам с содержаниями K_2O , различающимися на 1 масс.%. Подобные дифференцированные породы от андезитового до риолитового состава распространены в аракайской и чеховской сви-

тах Чеховской зоны. В более молодой маруямской свите Лесогорской зоны также находятся силлы и дайки дифференцированного состава, но они отличаются от подобных тел Чеховской зоны щелочным (микросиенитовым) составом [Рассказов и др., 2005].

Орловское вулканическое поле находится на побережье Татарского пролива над оконечностью активного Тихоокеанского слэба, погруженной в переходный слой мантии на глубину около 650 км (рис. 1 б). Вулканическое поле образует одноименная толща толеитовых базальтов и андезитов, прорванная андезит-дацитовыми экструзиями ичарского комплекса [Жидкова, Шилов, 1969; Семенов, 1975; Гранник и др., 2017]. Выходы пород орловской толщи наблюдаются в береговых обнажениях мыса Ламанон и на сопредельном побережье Татарского пролива. Толща формировалась в подводных и наземных условиях. Субмеридиональное расположение андезитовых фрагментов толщи в северной и центральной частях вулканического поля подчиняется разломам, ограничивающим выходы вулканических пород с востока (рис. 1).

Экструзивные тела ичарского комплекса находятся вблизи береговой линии в поле орловской толщи, а в удалении от нее – среди более древних (палеогеновых и неогеновых) лав и осадочных отложений. Три наиболее крупных экструзивных купола ичарского комплекса (Ичара, Крутой и Краснова) выстраиваются вдоль центрального субширотного разлома в линию протяженностью около 15 км. Дацитовые купола Ичара и Орлова объединяются с выходом промежуточного экструзивного тела между ними по общему водоразделу,

протягивающемся на 7 км к северо-востоку от экструзива Ичара по направлению к северному фрагменту андезитов орловской толщи. Еще три небольших экструзивных тела внедрились южнее андезитового купола Краснова, подчиняясь субмеридиональным разломам. Центральный андезитовый фрагмент орловской толщи находится во входящем углу между центральным (субширотным) и пограничными (субмеридиональными) разломами.

Нижнеплиоценовый возраст орловской толщи, определенный по палеонтологическим данным [Жидкова, Шилов, 1969], подтвержден калий-аргоновыми датировками андезита 4.7 ± 0.2 млн лет [Shimazu et al., 1992]

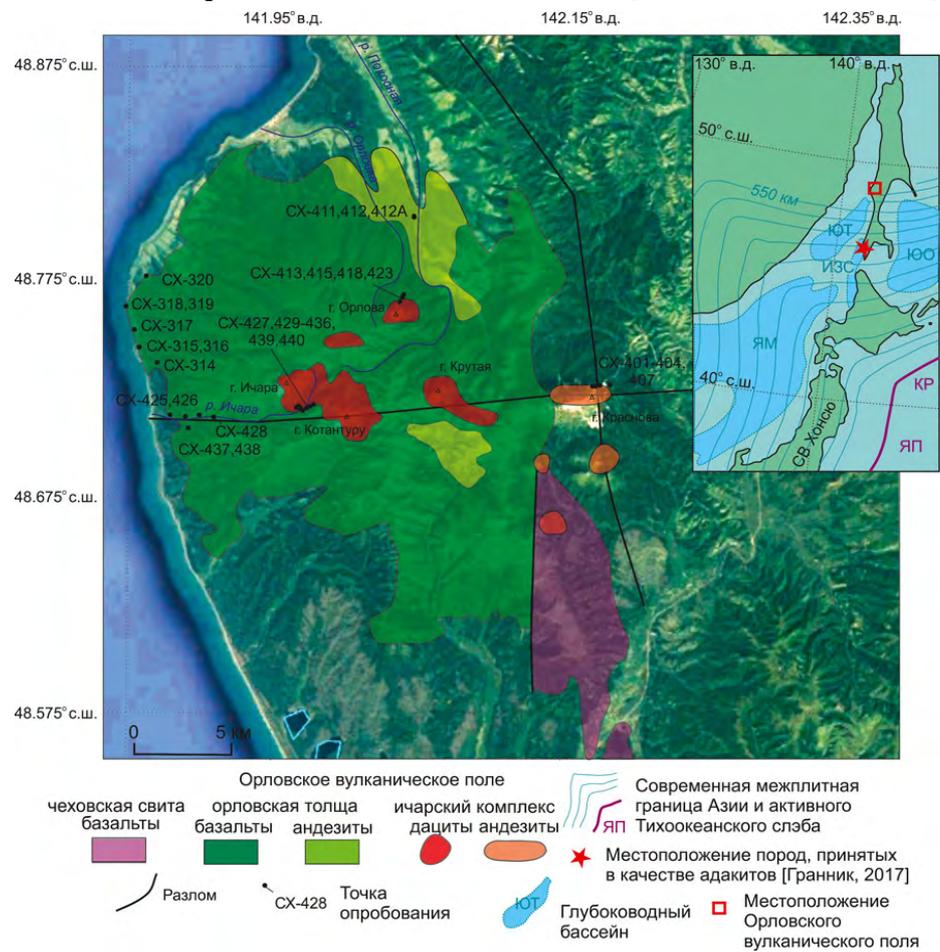


Рис. 1. Схема опробования Орловского вулканического поля (при составлении схемы использованы работы [Жидкова, Шилов, 1969; Семенов, 1975]). На врезке показано его местоположение относительно активного Тихоокеанского слэба. Обозначены преддуговые желоба: Курильский (КР) и Японский (ЯП), а также задуговые глубоководные бассейны: ЯМ – Япономорский, ИЗС – Ишикари-Западно-Сахалинский, ЮТ – Южно-Татарский, ЮО – Южно-Охотский. Показаны глубины кровли погружающегося слэба изолиниями через 50 км [Gudmundsson, Sambridge, 1998].

Fig. 1. Sampling scheme of the Orlov volcanic field (the scheme is compiled after [Zhidkova, Shilov, 1969; Semenov, 1975]). Inset shows its location relative to the active Pacific slab. The fore-arc troughs are shown: Kuril (КР) and Japan (ЯП), and also back-arc deep-water basins: ЯМ – Japan Sea, ИЗС – Ishikari-West Sakhalin, ЮТ – South-Tatar, ЮО – South-Okhotsk. The scheme shows depths of a sinking slab top by 50 km isolines [Gudmundsson, Sambridge, 1998].

и толеитового базальта 4.0 ± 0.3 млн лет [Рассказов и др., 2005]. Для дацита экструзива Ичара получена более молодая датировка 2.6 ± 0.4 млн лет (обр. Сх-10-440, $K_2O = 0.6$ масс.%, $^{40}Ar_{\text{рад}} = 5.1 \times 10^{-5}$ нмм³/г (среднее двух определений) (новое измерение С.С. Брандта, ИЗК СО РАН). Этой датировкой обозначается финальный вулканизм на побережье Татарского пролива рубежа плиоцен-квартер.

Для геохимических исследований опробованы базальты и андезиты орловской толщи, а также резко отпрепарированные вершины экструзивных куполов Ичара, Орлова и Краснова (см. таблицу). Дацитовый купол Ичара (абс. высота 1022 м) расположен в 7 км от береговой линии Татарского пролива и вскрыт эрозией в истоках одноименной реки. Дацитовый купол Орлова (абс. высота 867 м) находится в 13 км от берега и вскрыт истоками рек Орловка и Покосная. Андезитовый купол Краснова (абс. высота 1093 м) удален от берега на 22 км и выходит за контур распространения базальт-андезитовой орловской толщи.

Методика

В отобранных образцах определялись петрогенные оксиды классическими аналитическими методами [Сизых, 1985]. Микроэлементы измерялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) при использовании квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7500ce. Подробности пробоподготовки приведены в работе [Ясныгина и др., 2003]. Изотопный состав стронция определялся с использованием масс-спектрометра Finnigan MAT 262. Методика пробоподготовки и измерений приведена в работе [Рассказов и др., 2012]. Достоверность изотопного анализа контролировалась измерениями стандартного материала NBS SRM-987. В период измерений $^{87}Sr/^{86}Sr$ образцов 19–22 марта 2012 г. для NBS SRM-987 было получено значение 0.710237 ± 0.000008 (2 σ) при рекомендованном отношении 0.710250.

Результаты

Систематика пород

На классификационной диаграмме $Na_2O+K_2O - SiO_2$ (рис. 2 а) показаны составы базальтов и андезитов орловской толщи в сопоставлении с андезитами и дацитами ичарского экструзивного комплекса. В каче-

стве фона обозначены кайнозойские породы среднего-кислого состава западного Сахалина (побережье южной части Татарского пролива), а также восточного Сахалина. На Орловском вулканическом поле андезитовый состав определен в лавах орловской толщи и в экструзиве Краснова ичарского комплекса. Другие опробованные экструзивные тела (Ичара и Орлова) характеризуются дацитовым составом. На диаграмме $K_2O - SiO_2$ андезиты орловской толщи и андезиты-дациты ичарского комплекса образуют прерывистый узкий тренд, протягивающийся от умереннокалиевых андезитов (0.9–1.2 масс.% K_2O) к низкокалиевым дацитам (0.6–0.8 масс.% K_2O).

На диаграмме $Sr/Y - Y$ (рис. 2 б) породы среднего-кислого состава о. Сахалин находятся, за редким исключением, в поле обычных известково-щелочных пород. Андезиты и дациты Орловского вулканического поля образуют тренд возрастания отношения Sr/Y при относительном снижении содержания Y в классификационном пространстве адакитов. Андезиты орловской толщи расположены в начале адакитового тренда. В андезитах экструзива Краснова значения Sr/Y слегка повышены, в дацитах экструзива Орлова они сопоставимы частично со значениями андезитов орловской толщи и частично – андезитов экструзива Краснова. Дациты экструзива Ичара показывают более продвинутое возрастание Sr/Y отношения.

Породы п-ова Крильон, охарактеризованные как адакиты [Гранник, 2017], отличаются от нормально щелочных андезитов и дацитов повышенным содержанием суммы щелочей с переходом к трахиандезитам. Дифференциаты трахиандезитового состава обычно характеризуются возрастанием содержания Sr , поэтому отнесение трахиандезит-андезит-дацитовых групп пород п-ова Крильон к адакитам проблематично. Сравнительно низкую сумму щелочей (3.58 масс.%) показывает только кварцевый диорит из дайки безымянного мыса севернее устья р. Пекарня. На классификационной диаграмме $Sr/Y - Y$ трахиандезит-андезит-дацитовая группа пород п-ова Крильон занимает переходную область между обычными известково-щелочными породами среднего-кислого состава и адакитами. Точка кварцевого диорита дайки р. Пекарня смещена в сторону от этой группы с понижением содержания Y и расположена ниже фигуративного поля адакитов (рис. 2 а).

Таблица. Представительные составы вулканических пород (оксиды в масс.%, микроэлементы в г/т)
 Table. Representative compositions of volcanic rocks (oxides in wt.%, trace elements in ppm)

Компонент	Лавы орловской толщи		Экструзивы ичарского комплекса		
	базальт	андезит	Краснова, андезит	Орлова, дацит	Ичара, дацит
	Сх-02-317	Сх-10-411	Сх-10-403	Сх-10-415	Сх-10-440
SiO ₂	49.87	57.71	59.41	65.44	65.39
TiO ₂	1.21	0.73	0.53	0.38	0.34
Al ₂ O ₃	16.35	18.86	18.25	17.65	17.57
Fe ₂ O ₃	2.77	3.82	2.52	1.70	1.69
FeO	8.03	2.21	2.48	1.96	1.82
MnO	0.21	0.11	0.09	0.08	0.07
MgO	7.30	2.97	2.90	1.80	1.86
CaO	8.77	7.43	7.40	5.43	6.37
Na ₂ O	3.11	3.60	3.19	3.56	3.45
K ₂ O	0.38	1.22	0.90	0.79	0.60
P ₂ O ₅	0.19	0.30	0.20	0.14	0.11
H ₂ O ⁻	0.58	0.26	0.13	0.15	0.03
H ₂ O ⁺	1.62	0.92	2.00	0.61	0.23
Сумма	100.39	100.14	100.00	99.69	99.53
Sc	25.7	22.5	11.7	17.4	15.2
V	Не опр.	165	120	102	102
Cr	Не опр.	21	38	20	19
Co	Не опр.	20	14	15	13
Ni	Не опр.	15	22	15	17
Rb	13.4	41.7	24.8	24.3	17.4
Sr	281	1051	709	937	821
Y	22.9	15.3	7.7	11.6	7.9
Zr	86	142	55	74	85
Nb	14.49	21.81	8.80	8.94	6.00
Cs	0.25	0.87	1.04	0.66	0.59
Ba	216	561	330	409	280
La	12.4	22.8	12.4	14.3	9.6
Ce	25.0	39.7	23.1	24.7	16.9
Pr	3.26	4.46	2.59	2.84	1.86
Nd	13.4	16.8	10.3	10.9	7.3
Sm	3.69	3.20	1.83	2.09	1.48
Eu	1.13	1.06	0.65	0.65	0.39
Gd	3.97	2.58	1.85	1.50	0.85
Tb	0.73	0.41	0.26	0.24	0.14
Dy	4.01	2.32	1.54	1.40	0.89
Ho	0.91	0.43	0.30	0.30	0.19
Er	2.26	1.24	0.88	0.91	0.59
Yb	2.13	1.22	0.82	0.97	0.64
Lu	0.27	0.20	0.13	0.17	0.12
Hf	2.43	2.87	1.06	1.57	1.81
Ta	0.88	1.14	0.68	0.47	0.32
Pb	1.3	7.5	7.1	13.8	7.3
Th	1.47	3.46	2.61	1.38	0.90
U	0.38	0.86	0.57	0.40	0.32
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i ±2σ	Не опр.	0.703807 0.000008	0.703739 0.000010	0.703687 0.000010	0.703631 0.000011

Примечание. Не опр. – не определялось. Note. Не опр. – was not defined.

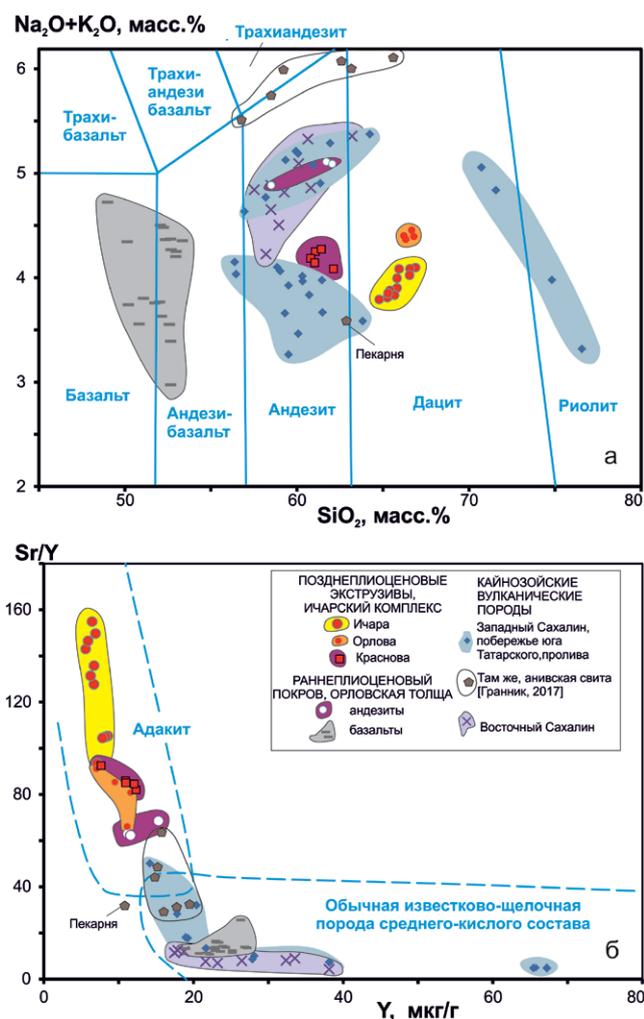


Рис. 2. Общая систематика вулканических пород Орловского поля на диаграмме сумма щелочей – кремнезем (а: Na₂O+K₂O – SiO₂) и микроэлементная систематика пород нормально-щелочного ряда среднего-кислого состава (б: Sr/Y – Y) [Defant, Drummond, 1990]. Для сопоставления показаны составы более древних кайнозойских магматических пород среднего и кислого состава западного Сахалина с побережья южной части Татарского пролива, а также восточного Сахалина. Сумма петрогенных оксидов приведена к 100 % без потерь при прокаливании. На диаграмме (а) обозначены разделительные линии Международного союза геологических наук [Le Bas, Streckeisen, 1991], на диаграмме (б) – поля адакитов, отличающихся от обычных андезитов, дацитов и риолитов [Defant, Drummond, 1990].

Fig. 2. General systematics of volcanic rocks from the Orlov field on the total alkalis versus silica diagram (a: Na₂O+K₂O – SiO₂) and a trace-element taxonomy of intermediate-acidic compositions in sub-alkaline series (b: Sr/Y – Y) [Defant, Drummond, 1990]. For comparison, compositions of older Cenozoic igneous rocks of intermediate and silicic compositions of Western Sakhalin from the coast of the southern part of the Tatar Strait, as well as of Eastern Sakhalin are shown. Total major oxides are reduced to 100 % without loss on ignition. Diagram (a) shows the dividing lines of the International Union of Geological Sciences [Le Bas, Streckeisen, 1991], diagram (b) – fields of adakites, which differ from ordinary andesites, dacites, and rhyolites [Defant, Drummond, 1990].

Nb–Zr аномалия андезитов

Соотношения адакитоподобных пород с базальтами Орловского вулканического поля и с кайнозойскими известково-щелочными породами среднего-кислого состава других территорий о. Сахалин иллюстрируются на диаграммах распределения Sr и Nb относительно Zr (рис. 3). Дациты ичарского комплекса имеют высокое (600–1100 мкг/г) содержание Sr при низком (менее 9 мкг/г) – Nb (в пределах, характерных для обычных известково-щелочных пород среднего-кислого состава). Высокие содержания Sr свойственны не только дацитам, но и андезитам. Базальты характеризуются пониженной концентрацией Sr. На диаграмме Nb–Zr андезиты экструзива Краснова и орловской толщи показывают возрастание содержания Nb вдоль Nb–Zr тренда внутриплитных базальтов орловской толщи. При общем высокостронциевом адакитовом акценте андезитов и дацитов, андезиты обнаруживают Nb–Zr специфику, свойственную внутриплитным базальтам, а дациты такой специфики не обнаруживают и сопоставляются с обычными известково-щелочными породами среднего-кислого состава.

Трахиандезит-андезит-дацитовая группа пород п-ова Крильон на диаграмме Nb–Zr (рис. 3) смещена по отношению к адакитоподобным породам Орловского вулканического поля в область более высоких содержаний Zr при низких концентрациях Nb, тогда как точка кварцевого диорита дайки р. Пекарня находится в области адакитовых составов. Одновременное возрастание Sr и Zr в андезит-дацит-трахиандезитовой группе пород п-ова Крильон может быть следствием кристаллизационной дифференциации. Низкие концентрации Sr в кварцевом диорите дайки р. Пекарня резко отличают эту породу от адакитов. Несмотря на низкощелочной состав (рис. 2 а), низкие содержания Y и Sr этой породы (рис. 2 б, 3 б) адакитам не свойственны. Следовательно, на п-ове Крильон этот тип пород отсутствует.

Адакитоподобный акцент на фоне внутриплитного вулканизма

Породы орловской толщи базальтового и андезитобазальтового состава имеют внутриплитные геохимические характеристики, подобные характеристикам более древних вулканических пород Лесогорской зоны [Расказов и др., 2005]. По высокому отношению Nb/La на диаграмме Nb/La – Ba/La (рис. 3 в)

породы орловской толщи соответствуют базальтам поля Джеронимо (запад США), которые характеризуются астеносферными изотопными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [Menzies et al., 1991]. Фигуративные поля андезитов орловской толщи и экструзива Краснова находятся в средней части тренда, протягивающегося от фигуративного поля базальтов орловской толщи до фигуративных полей дацитов из экструзивов Орлова и Ичара. Андезиты купола Краснова занимают промежуточное положение между андезитами орловской толщи и дацитами. По низкому значению Nb/La дациты ичарского комплекса приближаются к фигуративному полю орогенных андезитов, в пределах которого

распределяются точки кайнозойских пород среднего–кислого состава западного и восточного Сахалина. Таким образом, на фоне вулканизма базальтовых источников внутриплитного типа Орловского вулканического поля обозначается слабый орогенный акцент в андезитах и более сильный – в дацитах.

Однонаправленность смены состава пород Орловского вулканического поля демонстрируется также на диаграмме Nb/Zr – Sr/Zr (рис. 3 г). Фигуративные поля базальтов, андезитов и дацитов в целом смещены относительно фигуративного поля кайнозойских пород среднего–кислого состава западного и восточного Сахалина с существенным возрастанием отношений Nb/Zr и Sr/Zr. В расходящемся

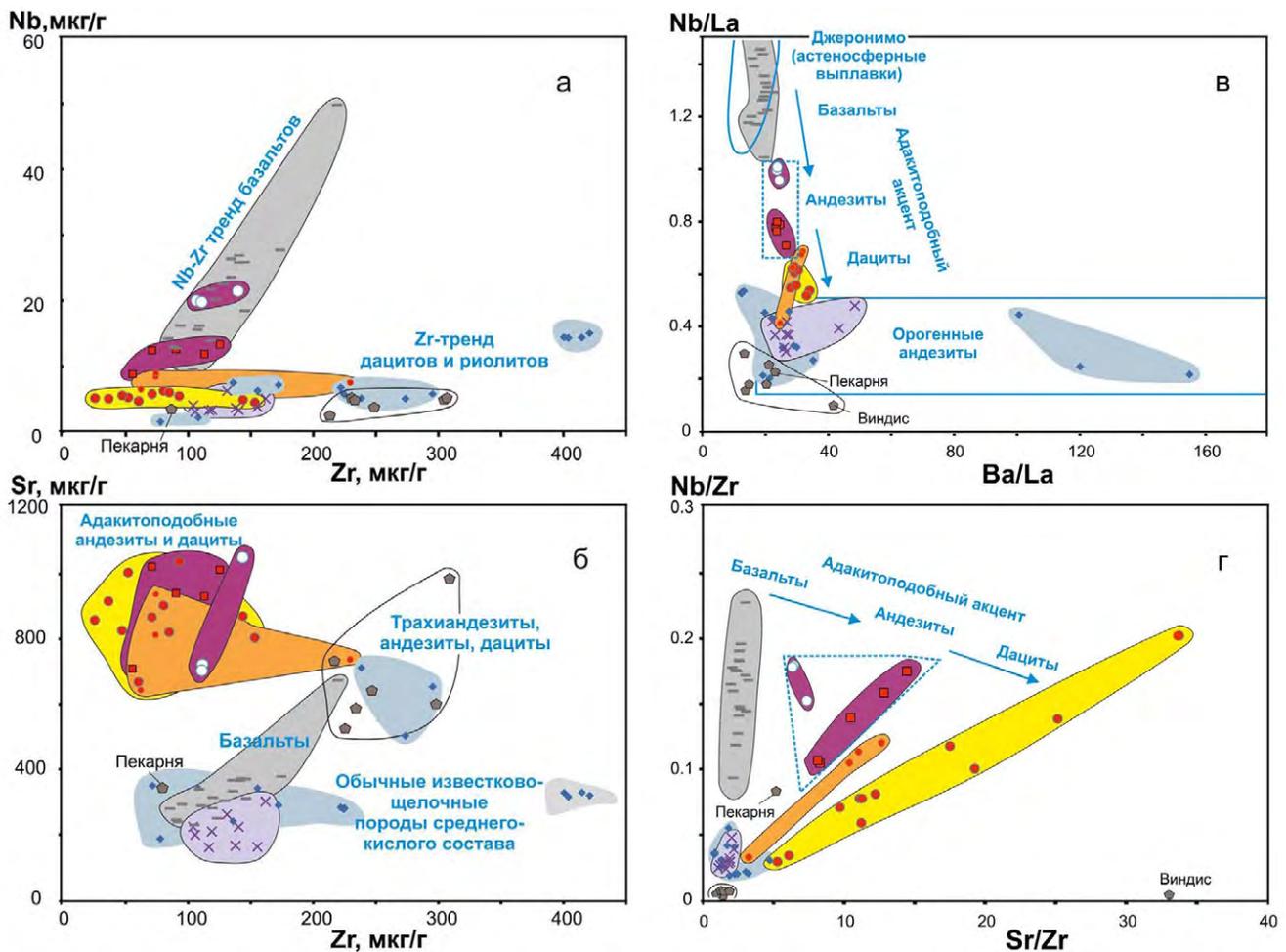


Рис. 3. Адакитоподобные андезиты и дациты ичарского комплекса в сопоставлении с одновозрастными породами анивской свиты п-ова Крильон и более древними кайнозойскими магматическими породами среднего и кислого состава других территорий Сахалина на диаграммах Sr – Zr (а), Nb – Zr (б), Nb/La – Ba/La (в) и Nb/Zr – Sr/Zr (г). На диаграмме Nb/La – Ba/La области составов выплавки из астеносферы (вулканическое поле Джеронимо, запад США) и орогенных андезитов показаны по работам [Menzies et al., 1991; Rogers et al., 1995]. Усл. обозн. см. рис. 2.

Fig. 3. Adakite-like andesites and dacites of the Ichara complex in comparison with coeval volcanic rocks of the Aniva Formation from the Krilyon Peninsula and the older Cenozoic intermediate and silicic rocks of other territories of Sakhalin Island on Sr – Zr (a), Nb – Zr (b), Nb/La – Ba/La (v) and Nb/Zr – Sr/Zr (g) diagrams. On Nb/La – Ba/La diagram, the compositional areas of melts from the asthenosphere (Geronimo volcanic field, western United States) and orogenic andesites are shown after [Menzies et al., 1991; Rogers et al., 1995]. Symbols are the same as in Figure 2.

веере трендов базальты занимают левую часть (точки базальтов распределяются субпараллельно оси ординат), андезиты – центральную часть, дациты – правую часть.

На диаграммах рис. 3 в и 3 г подтверждается резкое отличие распределения Nb, La, Ba, Sr и Zr, выраженного посредством микроэлементных отношений, в адакитоподобных породах Орловского вулканического поля от распределения этих элементов в породах среднего-кислого состава п-ова Крильон.

Обсуждение результатов

Для определения места ассоциации базальтов и адакитоподобных андезитов и дацитов Орловского вулканического поля в эволюции внутриплитного и островодужного вулканизма о. Сахалин рассмотрим глубинную структуру мантии и ее отражение в вулканизме территории, приведем краткий обзор представлений об эволюции вулканизма в дуге северо-восточного Хонсю и ее тыловой области, сопоставимой с эволюцией вулканизма побережья Татарского пролива, а затем определим сходство и различие обстановки вулканизма Орловского поля с обстановками генерации адакит-базальтовых ассоциаций в других регионах мира.

Тектонические и магматические события побережий Японского моря и Татарского пролива выстраиваются в единую последовательность начиная со среднего эоцена. Возрастным интервалом 46–44 млн лет K–Ar методом датированы лавовые потоки и дайки андезибазальтового состава южной части Корейского полуострова (во впадине Гийонгсанг) (эпизод K–3 [Pouclet et al., 1995]). В задуговой области базальтовый вулканизм сопровождал начало окраинно-континентального рифтогенеза на рубеже среднего и позднего эоцена, 38–37 млн л.н., по крайней мере в четырех районах. Два из них (Окусири и юго-западное Приморье) находятся в тыловой области дуги северо-восточной Японии, два других (центральная и северная части Восточного Сихотэ-Алиня и юг о. Сахалин) – в Татарском проливе (рис. 4).

Глубинная структура мантии и ее отражение в вулканизме

Пространственно-временная эволюция кайнозойского вулканизма Азии определялась новейшей глубинной геодинамикой Забайкальского низкоскоростного домена, выделенного в модели сейсмической томографии S-волн Т.Б. Яновской и В.М. Кожевникова

[Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003; Рассказов и др., 2003]. В вулканических породах зоны перехода океан–континент различаются материал глубинных источников литосферы и подлитосферной мантии с геохимическими характеристиками надслэбовых процессов и материал глубинных источников с геохимическими характеристиками внутриплитных процессов.

На востоке Азии Забайкальский низкоскоростной домен разделяется на Северный и Южный субдомены, граница между которыми проходит по северному борту Южно-Татарского бассейна. Глубинная активность субдоменов проявляется в разновозрастных извержениях. Извержения андезитовых расплавов из надслэбовых источников в Северном субдомене около 43.5 млн л.н. сменились извержениями базальтовых расплавов из внутриплитных источников в интервале 37–23 млн л.н. Затем извержения базальтовых расплавов из надслэбовых источников в Южном субдомене в интервале 23–17 млн л.н. сменились извержениями базальтовых расплавов из внутриплитных источников в интервале 19–12 млн л.н. Переходный характер глубинных геодинамических процессов проявляется в смешанных внутриплитных выплавках Северного и Южного субдоменов на континентальном и островном побережьях территории севернее Южно-Татарского бассейна во временном интервале 9.6–2.8 млн л.н. [Рассказов и др., 2014]. Плиоценовый вулканизм Орловского поля представляет собой концентрированный финальный магматический процесс в пограничной области мантийных субдоменов островного побережья (рис. 4).

Эволюция вулканизма со сменой глубинных источников во фронтальной зоне дуги северо-восточного Хонсю и ее тыловой области

На северо-восточном Хонсю различались этапы тектонических деформаций по пространственно-временному распределению даек: 1) этап континентальной дуги – 32–25 млн л.н., 2) этап растяжения коры – 25–13 млн л.н., 3) переходный этап – 13–4 млн л.н. и 4) этап сокращения коры – последние 4 млн лет [Sato, 1994]. Однако смена ориентировки даек не была согласована со сменой источников вулканизма, происходившей в процессе межплитного взаимодействия. Из анализа смены глубинных источников вулканизма северо-

восточного Хонсю был сделан вывод о перестройке Япономорской подвижной системы с подготовкой субдукции Тихоокеанского слэба на рубеже олигоцена и миоцена около 24–21 млн л.н., резкой смене пространственного положения фронтальных вулканических дуг с этого временного интервала до интервала 16–13 млн л.н. и стабильном пространственном положении фронтальной вулканической дуги в последние 8 млн лет [Shuto et al., 1993; Ohki et al., 1994]. Из этих постро-

ний следовало, что субдукция Тихоокеанской плиты под Восточную Азию началась около 18 млн л.н. Палеомагнитные данные свидетельствовали о быстром спрединге коры Японского моря около 15 млн л.н., сопровождавшемся резким разворотом юго-западной Японии относительно северо-восточной Японии на 30° [Otofujii, 1996].

В типизации глубинных источников континентальных магм изотопные системы разных химических элементов (Sr, Nd и Pb)

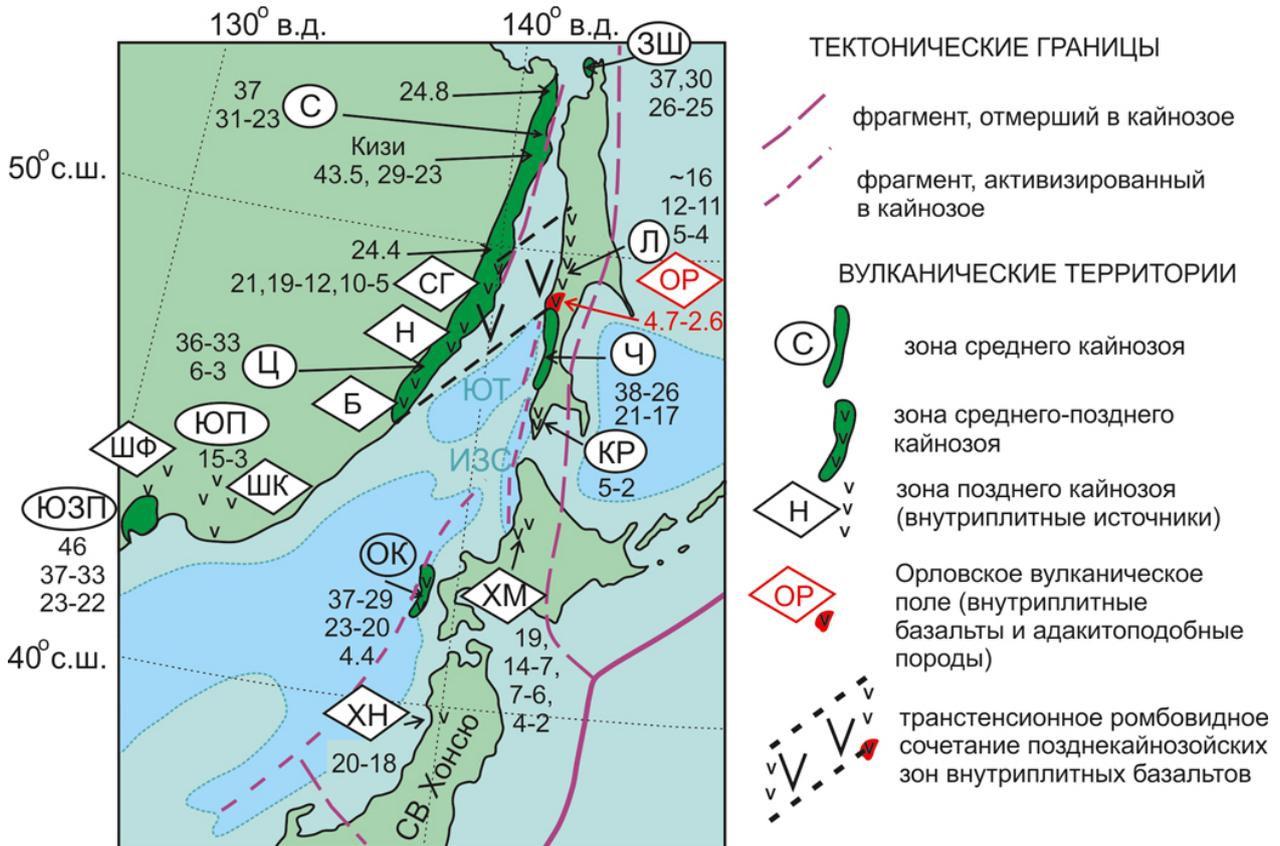


Рис. 4. Схема пространственного распределения вулканизма в Японском море и Татарском проливе в среднем и позднем кайнозое ([Рассказов и др., 2014] с изменениями). Усл. обозн. см. к врезке на рис. 1. Вулканические зоны среднего кайнозоя: Северная (С), Чеховская (Ч), Западно-Шмидтовская (ЗШ), Юго-Западного Приморья (ЮЗП), Окусири (ОК); среднего–позднего кайнозоя: Центральная (Ц) с позднекайнозойскими вулканическими полями Совгаванским (СГ), Нельминским (Н), Бикинским (Б); позднего кайнозоя: Лесогорская (Л), Крильонская (КР), Южно-Приморская (ЮП) с позднекайнозойскими вулканическими полями Шкотовским (ШК) и Шуфанским (ШФ), а также вулканические поля Хонью (ХН) и Хамамасу (ХМ). Показаны интервалы К–Ar (40Ar–39Ar) датировок и отдельные К–Ar датировки (млн лет). Фрагменты тектонических границ, которые утратили межплитное значение в кайнозое, трассированы метаморфическими террейнами и межплитным (надсубдукционным, коллизионным) магматизмом, а фрагменты тектонических границ, активизированных в кайнозое, – глубоководными бассейнами и надсубдукционным магматизмом, а также проявлением адакитоподобных пород Орловского вулканического поля (ОР).

Fig. 4. Scheme of the spatial distribution of volcanism in the Sea of Japan and Tatar Strait areas in the Middle and Late Cenozoic (modified after [Rasskazov et al., 2014]). Legend is the same as in insert of Figure 1. Volcanic zones of the Middle Cenozoic: Northern (C), Chekhov (Ч), West Schmidt (ЗШ), Southwest Primorye (ЮЗП), Okushiri (ОК); Middle-Late Cenozoic: Central (Ц) with Late Cenozoic volcanic fields Sovgavan (СГ), Nelma (Н), Bikin (Б); Late Cenozoic: Lesogorsk (Л), Krilyon (КР), South Primorye (ЮП) with Late Cenozoic volcanic fields: Shkotov (ШК) and Shufan (ШФ), as well as the volcanic fields Honyo (ХН) and Hamamasu (ХМ). The intervals of K–Ar (40Ar–39Ar) ages and individual K–Ar dates (Ma) are shown. Fragments of tectonic boundaries that lost interplate meaning in the Cenozoic were traced by metamorphic terranes and interplate (suprasubductional, collisional) magmatism, and those, reactivated in the Cenozoic, were traced with by deep-sea basins

регистрируют разные геохимические процессы и дают наибольший эффект в изучении характера проявления конкретного процесса [Hart, Gaetani, 2006; Rasskazov et al., 2020]. В зоне конвергенции глубинные магматические источники пород адакитового и неадакитового типа определяются поведением стронция, поэтому генеральный процесс смены источников рационально выстраивается по вариациям начального изотопного отношения излившихся магматических расплавов – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$.

В работах [Shuto et al., 1993; Ohki et al., 1994] было показано резкое снижение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ в породах с содержаниями SiO_2 менее 60 масс.% в тыловой области северо-восточного Хонсю около 15 млн л.н. на шкале времени. На диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ –1000/Sr [Рассказов и др., 2005, рис. 11 а] выборка вулканических пород фронтальной зоны дуги разделилась на поля надслэбового источника с пониженными значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (источник С) и мантийного клина, не связанного со слэбовыми компонентами и отличающегося повышенными значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (источник МК). Фигуративное поле С показывало вовлеченный в плавление надсубдукционный материал с обедненным изотопным составом Sr при его низкой концентрации (с повышенными значениями 1000/Sr), а поле МК – материал с более обогащенным изотопным составом Sr при его повышенном содержании. Разделение этих полей свидетельствует о пространственной обособленности под фронтальной зоной островной дуги магматических источников из надслэбовой области и мантийного клина.

В тыловой области дуги северо-восточной Японии в смене магматических источников мантийного клина выделяются три возрастные группы пород с последовательным снижением концентраций стронция (повышением значений 1000/Sr) в интервале 37–9 млн л.н. Породы первой группы возрастом 37–34 млн лет распространены локально в зоне Окусири непосредственно восточнее клиновидного участка новообразованной океанической коры Японского моря. В источнике находился материал обедненной литосферной мантии с низким изотопным отношением стронция, близким отношению обедненного мантийного компонента DM южного Приморья. Породы второй группы возрастом 30–20 млн лет подразделяются на три вулканических эпизода: 30–28, 25–24 и 21–20 млн л.н. Во время первого эпизода, около 29 млн л.н., небольшая часть лав имела сравнительно низкую концентрацию

стронция. Породы третьей группы возрастом 18–9 млн лет перекрывают поле МК из фронтальной зоны островной дуги. Таким образом, общая направленность эволюции источников надсубдукционного клина тыловой области дуги заключалась в смене обедненного мантийного материала, характерного для задуговой континентальной окраины Приморья, обогащенным мантийно-коровым, подобным материалу, распространенному во фронтальной зоне дуги. Извержение выплавов из надслэбовых магматических источников имело место в тыловой области 15–6 млн л.н. Фигуративное поле лав этого временного интервала вытягивается от поля С фронтальной зоны с понижением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ и 1000/Sr. В последние 4.4 млн лет произошло дальнейшее смещение изотопных составов лав тыловой области с понижением обоих показателей.

В тыловой области дуги северо-восточного Хонсю предполагалось действие «астеносферной инъекции» из-под слэба [Tatsumi, Kouyaguchi, 1989; Shuto et al., 1993; Ohki et al., 1994]. В отличие от плюмов, которые обеспечивают подъем мантийного материала с обогащенными изотопными характеристиками Sr и Nd, горячий материал предполагаемой «инъекции» в континентальную окраину имел, наоборот, обедненные изотопные характеристики. Если бы континентальная кора замещалась астеносферным материалом, то он должен был прежде всего представлять собой материал «астеносферной инъекции», а в дальнейшем участвовать в смешении с компонентами плавившейся мантии и коры фронтальной зоны. Поскольку лавы тыловой области дуги северо-восточного Хонсю возрастом 15–6 млн лет составляли промежуточную часть тренда с понижением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ и 1000/Sr относительно лав фронтальной зоны [Рассказов и др., 2005], очевидно, что основной вклад в задуговой спрединг Япономорской впадины во временном интервале 15–6 млн л.н. обеспечивал обедненный астеносферный материал, подобный материалу MORB (базальт срединного океанического хребта), с существенной примесью выплавов из надслэбовых источников фронтальной зоны. Рафинированный астеносферный материал проявился в тыловой области только в последние 4.4 млн лет. Учитывая изменение геодинамики Япономорской впадины (прекращение ее погружения около 10 млн л.н. и сжатие в дуге Хонсю в последние 4 млн лет [Jolivet et al., 1994; Sato, 1994]), на плиоцен-четвертичном этапе в тыловой зоне следует

ожидать, скорее, ослабления, чем усиления подпитки магматическим материалом. Смещение изотопного состава стронция в финальной порции обедненного материала (последних 4.4 млн лет) может обозначать лишь изменение режима соотношений компонентов вдоль надслэбовой зоны, которое привело к прекращению затягивания фронтального материала островной дуги под тыловую зону.

В целом после плавления материала надсубдукционного клина магнообразованием оказалась охвачена обширная область в тылу дуги при одновременном плавлении материала мантийного клина (с обогащенной изотопной характеристикой Sr, интервал 37–16 млн л.н.) и надслэбового материала (с обедненной изотопной характеристикой Sr, интервал 15–9 млн л.н.). Затем, при остановке дуги, плавился только надслэбовый материал с обедненной изотопной характеристикой Sr (последние 8 млн лет) с его прогрессирующим рафинированием от фронтальной примеси (последние 4.4 млн лет).

***Структурные условия
локализации вулканизма
и его эволюция на побережье
Татарского пролива***

Татарский пролив образовался вдоль субмеридиональной правосторонней Сахалин-Хоккайдо-Япономорской зоны горячей трансформации, играющей роль северной ветви Япономорской структуры пулл-апат [Jolivet et al., 1994]. Осевая часть зоны скрыта под водой пролива, в котором севернее Япономорского глубоководного бассейна находятся глубоководные бассейны Исикари-Западно-Сахалинский и Южно-Татарский. Под этими бассейнами и бассейном Японского моря кора утонена (под Северо-Татарским бассейном – до 24 км). Под северной частью Татарского пролива мощность коры возрастает до 28 км с локальным минимумом у западного берега (до 22 км) [Шило, Косыгин (ред.), 1982]. В Южно-Татарском бассейне определены термальные аномалии со средним тепловым потоком 105 мВт/м², в то время как севернее этого бассейна термальные аномалии отсутствуют [Гордиенко и др., 1992].

Вулканизм Чеховской зоны олигоцена – раннего миоцена (31–17 млн л.н.) сменялся вулканизмом Лесогорской зоны среднего миоцена – раннего плиоцена (16.0–2.6 млн л.н.). Базальты Чеховской зоны характеризовались высокими отношениями K/Nb, Ba/La и низки-

ми отношениями Nb/U, Nb/La, свойственными породам орогенных (надсубдукционных) обстановок, базальты Лесогорской зоны – низкими отношениями K/Nb, Ba/La и высокими отношениями Nb/U, Nb/La, соответствующими этим элементным отношениям пород внутриплитных обстановок. Пространственно-временной переход от вулканизма глубинных источников орогенного типа к вулканизму глубинных источников внутриплитного типа свидетельствует о существенной структурной перестройке территории около 17–16 млн л.н. [Рассказов и др., 2005].

Внутриплитный вулканизм временного интервала 16.0–2.6 млн л.н. Лесогорской зоны сахалинского побережья и временного интервала 21–2.8 млн л.н. Совгаванско-Бикинской зоны сихотэ-алинского побережья Татарского пролива маркирует горячий ромбовидный блок севернее Южно-Татарского бассейна. По обоим берегам Татарского пролива наблюдается омоложение извержений с севера на юг с проявлением самых молодых вулканических событий на Бикинском и Орловском вулканических полях (с финальными датировками 2.8 ± 0.3 млн лет и 2.6 ± 0.4 млн лет соответственно, сопоставимыми между собой в пределах погрешности измерений). На Бикинском вулканическом поле континентального побережья в финале представлены базальты, на Орловском вулканическом поле островного побережья – адакитоподобные породы. Этот своеобразный акцент пространственно соответствует северо-восточному замыканию Южно-Татарского бассейна.

Плиоценовый вулканизм Крильонской зоны пространственно связан с образованием Исикари-Западно-Сахалинского бассейна, протягивающегося вдоль побережий п-ова Крильон Сахалина и северной оконечности о. Хоккайдо. По латерали этого бассейна изливались расплавы, не имеющие адакитовой специфики.

***Обстановки генерации
адакит-базальтовых ассоциаций***

Гипотеза о происхождении адакитов в результате частичного плавления субдуцирующего слэба [Defant, Drummond, 1990] получила поддержку в многочисленных работах [Defant et al., 1992; Peacock et al., 1994; Yogodzinski et al., 1994; и др.]. Предполагалось, что высокое отношение Sr/Y при низкой концентрации Y получается в результате выплавления адакитовых расплавов из амфибол-пироксен-гранатового (безплагиоклазового) источника.

Тяжелые редкоземельные элементы (РЗЭ) концентрируются в реститовом гранате, поэтому в адакитовых выплавках нередко устанавливалось повышенное отношение La/Yb [Defant, Drummond, 1990]. Особый интерес к адакитовым расплавам как производным слэбов был продиктован возможностью использования геохимических характеристик для определения геодинамических обстановок разогрева с плавлением молодой субдупцированной океанической коры [Peacock et al., 1994]. В создании избыточного теплового эффекта предполагалась особая роль контраста погружающегося слэба с окружающей мантией [Sajona et al., 1993], субдукции активного океанического спредингового хребта [Lagabrielle et al., 2000; Aguillon-Robles et al., 2001] или пологой малоглубинной субдукции [Gutscher et al., 2000]. Между тем происхождение адакитоподобной геохимической специфики связывалось также с процессами, не предполагающими избыточных тепловых эффектов в слэбах, такими как смешение магм основного и дифференцированного состава, фракционная кристаллизация и/или коровая контаминация [Castillo et al., 1999; Grove et al., 2005; Guo F. et al., 2007]. Допускалось происхождение адакитовых (адакитоподобных) расплавов в результате плавления утолщенной эклогитизированной и расслоенной земной коры [Kau, Kau, 1993; Petford, Atherton, 1996]. В этих условиях адакиты (адакитоподобные породы) получили распространение в зонах коллизии [Qu et al., 2002; Chung et al., 2003; Hou et al., 2003; Cai et al., 2004; Guo Z. et al., 2007; Karsli et al., 2019; Liu et al., 2019]. Адакитоподобному магматизму сопутствовали рудные процессы с образованием $Cu-Au$ полиметаллических месторождений [Jiang et al., 2020; Wang et al., 2020].

Базальты, ассоциирующие с адакитами, обычно имеют высокое отношение Nb/La при высоком содержании Nb . Такие ассоциации, обнаруженные на севере Камчатки [Кеpezhinskas et al., 1996], в Панаме и Коста-Рике [Defant et al., 1992], Каскадах [Defant, Drummond, 1993] и Нижней Калифорнии [Aguillon-Robles et al., 2001], служили в качестве аргументов в пользу плавления слэбов. Однако на западном окончании Транс-Мексиканского вулканического пояса изотопно-геохимические данные показали принадлежность базальтов и адакитоподобных пород к разным глубинным источникам. Породы среднего и кислого состава (от андезитов до риолитов), ассоциирующие с базальтами типа OIB (1.5–2.3 масс.% TiO_2 , 14–27 мг/г Nb и отношение Nb/La 0.5–0.9) интерпретировались

как результат высокобарного фракционирования граната, амфибола и пироксена из островодужного базальтового расплава [Petroni, Ferrari, 2008]. Для объяснения происхождения адакитоподобных расплавов была принята гипотеза остывающей островодужной магматической системы, генетически не связанной с излившимися базальтами.

Особенности обстановки генерации адакитоподобных пород Орловского вулканического поля

В адакитоподобных андезитах и дацитах Орловского вулканического поля отношение Nb/La 0.5–0.9 соответствует значениям этого параметра в адакитоподобных породах западного окончания Транс-Мексиканского вулканического пояса. Для базальтов Орловского поля получены начальные изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в интервале 0.704366–0.705003, свидетельствующие о составе глубинного источника, отличающегося от слэбового и в целом близкого к составу недифференцированной мантии [Рассказов и др., 2005]. Для андезита орловской толщи отмечено пониженное начальное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70380 ± 0.00002) [Shimazu et al., 1992]. Близкое значение (0.703807 ± 0.000008) получено нами для андезита обр. Сх-10-411 (см. таблицу). В сравнении с источником базальтов, эти результаты свидетельствуют о более низких отношениях Rb/Sr в материале глубинного источника андезитов орловской толщи. Для адакитоподобных андезитов и дацитов экстрезивов ичарского комплекса получен интервал еще более низких начальных стронциевых изотопных отношений 0.703572–0.703798. Изотопные отношения Sr адакитоподобных андезитов орловской толщи и интрузива Краснова ичарского комплекса находятся в нижней части диапазона отношений андезибазальтов и трахиандезитов аракайской свиты Чеховской зоны возрастного интервала 31–26 млн лет. Изотопные отношения адакитоподобных андезитов и дацитов ичарского комплекса ниже, чем отношения андезибазальтов и трахиандезитов аракайской свиты, но выше, чем отношения толеитовых базальтов чеховской свиты возрастного интервала 21–17 млн лет (рис. 5).

Мы приходим к выводу о существенном отличии источников адакитоподобных расплавов Орловского вулканического поля от источников базальтов орловской толщи и об отсутствии прямой связи этих расплавов с источниками островодужной магматической системы,

обозначенными лавами чеховской свиты. По сравнительно низким стронциевым изотопным отношениям адакитоподобные породы Орловского вулканического поля приближаются к адакитам из источников молодых слэбов, обедненных рубидием, но не переходят в область значений надсубдукционного источника.

Линии нормированных к хондриту спектров РЗЭ андезитов орловской толщи имеют меньший наклон, чем линия спектра типичных адакитов Ла Егуада (Панама), принятых в качестве эталона сравнения пород этого типа в пионерной работе П.А. Морриса по адакитам юго-западной Японии (рис. 6). Выполяживание линий в тяжелой части ряда РЗЭ андезитов орловской толщи может свидетельствовать о сложной истории их источника – начальном образовании амфибол-пироксен-гранатового парагенезиса и последующем обособлении от него амфибол-пироксеновой (безгранатовой) части. После такого преобразования тяжелая часть спектра РЗЭ андезитов орловской толщи не контролировалась гранатом. Проводя аналогии с процессом выплавления адакитов из молодого слэба, погружающегося на глубину 80–100 км с вхождением в поле стабильности граната [Defant, Drummond, 1990], можно предположить развитие противоположного процесса выведения источника адакитоподобных андезитовых расплавов из

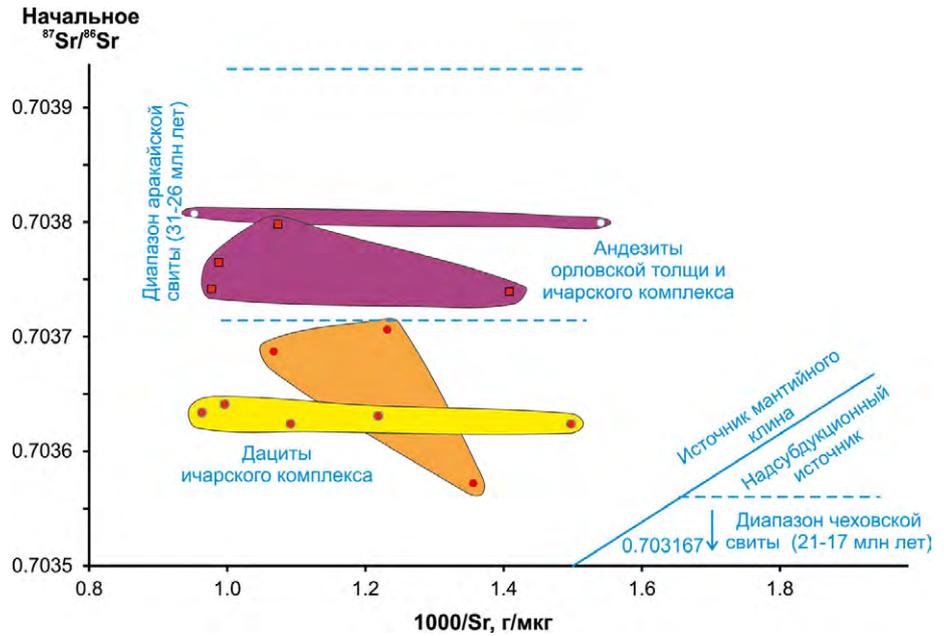


Рис. 5. Сопоставление начальных изотопных отношений Sr в адакитоподобных породах Орловского вулканического поля с начальными изотопными отношениями Sr в породах аракайской и чеховской свит Чеховской зоны (данные из работы [Рассказов и др., 2005]). Усл. обозн. см. рис. 2.

Fig. 5. Comparison of initial Sr isotope ratios in adakite-like rocks from the Orlov volcanic field with those in rocks of the Arakai and Chekhov Formations from the Chekhov zone (data from [Rasskazov et al., 2005]). Legend is the same as in Figure 2.

Порода/хондрит

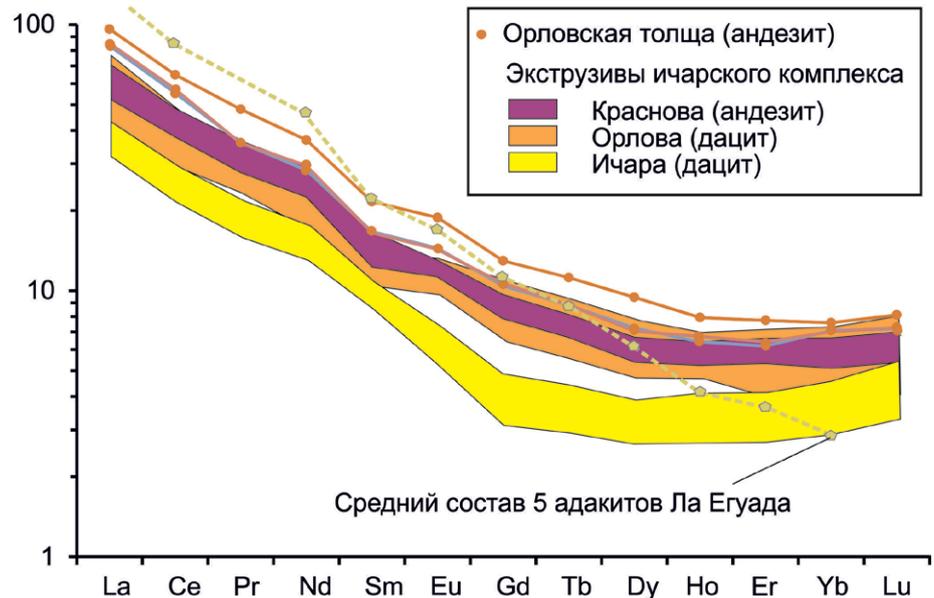


Рис. 6. Нормированные к хондриту спектры редкоземельных элементов андезитов и дацитов Орловского вулканического поля. Для сопоставления показана линия среднего состава спектров 5 типичных адакитов Ла Егуада (Панама), принятых в качестве эталона сравнения пород этого типа в пионерной работе по адакитам юго-западной Японии [Morris, 1995]. Для нормирования использован состав хондрита [McDonough, Sun, 1995].

Fig. 6. Chondrite-normalized spectra of rare-earth elements of andesites and dacites from the Orlov volcanic field. For comparison, the line of the average composition of 5 typical adakites of La Yeguada (Panama) is shown, which were taken as a reference rocks in the pioneering paper on adakites in Southwest Japan [Morris, 1995]. The chondrite composition after [McDonough, Sun, 1995] was used for normalizing.

области стабильности граната под Орловским вулканическим полем одновременно с контрастными тектоническими движениями на северо-восточном замыкании Южно-Татарского бассейна.

Специфика спектров РЗЭ андезитов орловской толщи сохраняется в РЗЭ андезитов и дацитов экструзивов ичарского комплекса. Адакитоподобный акцент выражается в общем снижении концентраций РЗЭ при максимальном выполаживании спектров дацитов Ичарского экструзива в средней и тяжелой частях спектра. Конкретный ход генерации адакитоподобных расплавов Орловского вулканического поля может быть исследован при элементном моделировании плавления с учетом присутствия в источнике, помимо амфибола, пироксена и граната, других минеральных фаз.

Геохимические характеристики базальтов Орловского поля (высокое отношение Nb/La и др.), соответствующие характеристикам магм Лесогорской зоны, предполагают их внутриплитную генерацию. Геохимические характеристики андезит-дацитовых экструзивов ичарского комплекса, внедрившихся около 2.6 млн л.н., отражают орогенную направленность финальной смены глубинных источников. Отсутствие пор в породах ичарских экструзивов и следов взрывной деятельности в их окружении может свидетельствовать о малой газонасыщенности расплавов. При ограниченной вертикальной подвижности лишённые газов магмы могли выжиматься на поверхность сжатием коры. Ичарские экструзивы сопровождали сахалинскую фазу складчатости [Семенов, 1975; Мельников, 1987], совпавшей по времени с общей перестройкой Японской островодужной системы. В результате этой перестройки около 2 млн л.н. начались андезитовые извержения в островной дуге северо-восточной Японии [Jolivet et al., 1994].

Вывод о связи локального адакитоподобного акцента Орловского вулканического поля с проявлением плиоценовой структурной перестройки коры в задуговой Сахалин-Хоккайдо-Япономорской зоне горячей трансенсии предполагает плавление материала при определяющей роли деформаций коры, которые резко обозначили контраст утоненной коры Южно-Татарского бассейна с более мощной корой на его северо-восточном замыкании. Трудно себе представить, чтобы струя базальтового и андезитового расплава отделилась в начале плиоцена от слэба, расположенного под юж-

ным Сахалином в переходном слое мантии на глубине около 600–650 км и точно попала в структурное замыкание бассейна, а затем здесь же получила более сильный адакитоподобный геохимический акцент.

Из приведенных данных следует, что около 5–4 млн л.н. концентрированный тепловой эффект вызвал внутриплитное плавление мантийного материала, извергнутого на земную поверхность с образованием изометричного базальтового ареала. В его северной и центральной частях в это время началась генерация адакитоподобных андезитовых расплавов с проявлением орогенной специфики компонентов источников, а на рубеже плиоцена и квартера, около 2.6 млн л.н., создались условия для генерации дацитовых адакитоподобных расплавов экструзивов Орлова и Ичара. Одновременно вулканизм распространился к востоку, за пределы раннеплиоценового базальтового ареала с генерацией менее дифференцированных адакитоподобных андезитов экструзива Краснова. Дацитовые экструзивы Орлова и Ичара контролировались раннеплиоценовой тепловой аномалией базальтового поля, а андезитовая экструзива Краснова получила развитие за ее пределами. Общая гомодромная смена вулканизма Орловского поля относительным уменьшением объемов извергнутого материала свидетельствует о генерации адакитоподобных расплавов в условиях последовательного снижения теплосодержания глубинных процессов на фоне прогрессирующего сжатия коры, которое привело к прекращению вулканической деятельности. Базальтовый ареал образовался при раннеплиоценовом растяжении коры, андезитовые и дацитовые экструзивы – при позднеплиоценовом наложении сжатия, обеспечившего относительное сокращение выходов магм с созданием условий для проникновения магм по разрывам коры, распространявшимся в восточном направлении.

Заключение

Адакитоподобная геохимическая специфика андезитов и дацитов (высокие отношения Sr/Y при низкой концентрации Y), выявленная на Орловском вулканическом поле о. Сахалин, обозначает плиоценовый геохимический акцент в области пространственного перехода от надсубдукционного (орогенного) олигоцен-раннемиоценового вулканизма Чеховской зоны к внутриплитному среднемиоценовому–плиоценовому вулканизму Лесогорской зоны.

Эти геологические условия отличаются от обстановок, в которых адакитовая геохимическая специфика проявляется в результате плавления верхних частей молодых слэбов островных дуг.

Мы обращаем внимание на то, что финальный адакитоподобный акцент Орловского поля сопровождал сахалинскую фазу складчатости, совпавшую по времени с общей перестройкой Японской островодужной системы 5–2 млн л.н., после которой в островной дуге

северо-восточной Японии начались андезитовые извержения, а в Сахалин-Хоккайдо-Японской зоне горячей трансформации вулканизм прекратился. Соответственно, мы связываем адакитоподобный акцент с тектонической генерацией магматических расплавов в области корово-мантийного перехода в обстановке резкого увеличения толщины коры на северо-восточном структурном замыкании Южно-Татарского бассейна.

Список литературы

1. Авдейко Г.П., Бергаль-Кувикас О.В. **2015**. Геодинамические условия образования адакитов и Nb-обогащенных базальтов (NEAB) на Камчатке. *Вулканология и сейсмология*, 5: 9–22.
2. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. **2011**. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: Обзор и анализ геодинамических условий образования. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 17 (1): 45–60.
3. Гордиенко В.В., Андреев А.А., Биккенина С.К. и др. **1992**. *Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии*. Владивосток: ДВО РАН, 238 с.
4. Гранник В.М. **2017**. Позднекайнозойские изверженные породы анивской свиты полуострова Крильон (о. Сахалин). *Геосистемы переходных зон*, 4 (1): 3–20. doi.org/10.30730/2541-8912.2017.1.4.003-020
5. Гранник В.М., Рассказов С.В., Голозубов В.В., Чувашова И.С. **2017**. О происхождении позднекайнозойских изверженных пород Ламанонского горного узла (о-в Сахалин). *Вестник ДВО РАН*, 1: 62–67.
6. Жидкова А.С., Шилов В.Н. **1969**. О возрасте и характере залегания продуктов третьей фазы кайнозойского вулканизма в пределах Ламанонского массива (о. Сахалин). В кн.: *Геологическое строение острова Сахалин*. Южно-Сахалинск, с. 141–154. (*Труды СахКНИИ*, 21).
7. Мельников О.А. **1987**. *Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области*. М.: Наука, 95 с.
8. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М., Яновская Т.Б. **2003**. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий. *Доклады АН*, 390(1): 90–95.
9. Рассказов С.В., Мельников О.А., Рыбин А.В., Гурьянов В.А., Ясныгина Т.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Фефелов Н.Н., Жаров А.Э. **2005**. Пространственная смена глубинных источников кайнозойских вулканических пород западного побережья Южного Сахалина. *Тихоокеанская геология*, 24(2): 10–32.
10. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. **2012**. *Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии*. Новосибирск: ГЕО, 351 с.
11. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С. **2014**. Мантийные источники кайнозойских вулканических пород Восточной Азии: производные слэбов, подлитосферной конвекции и литосферы. *Тихоокеанская геология*, 33(5): 47–65.
12. Семенов Д.Ф. **1975**. *Неогеновые магматические формации Южного Сахалина*. Хабаровск: Хабаровское кн. изд-во, 208 с.
13. Сизых Ю.И. **1985**. *Комплексная схема химического анализа горных пород и минералов*. Иркутск: Институт земной коры СО АН СССР, 56 с.
14. Шило Н.А., Косыгин Ю.А. (главные редакторы). **1982**. *Карта вулкано-тектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР*. Масштаб 1:1500000. Министерство геологии СССР; Дальневосточный научный центр АН СССР и др.
15. Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. **2003**. Определение микроэлементов методом ICP-MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава. В кн.: *Прикладная геохимия*. Вып. 4. *Аналитические исследования* (под ред. Буренкова Э.К., Кременецкого А.А.). М.: ИМГРЭ, с. 48–56.
16. Aguillón-Robles A., Calmus T., Benoit M., Bellon M.H., Maury R.C., Cotten J., Bourgois J., Michaud F. **2001**. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise subduction below southern California? *Geology*, 29(6): 531–534. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0531:lmaane>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0531:lmaane>2.0.co;2)
17. Cai Z., Qiu R., Xiong X. **2004**. Geochemical characteristics and geological significance of the adakites from west Tibet. *Himalayan J. of Sciences*, 2(4) (Special issue): 291. <https://doi.org/10.3126/hjs.v2i4.958>
18. Castillo P.R. **2006**. An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bull.*, 51(3): 1–12. <https://doi.org/10.1007/s11434-006-0257-7>
19. Castillo P.R. **2012**. Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134–135: 304–316. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.013>

20. Castillo P.R., Janney P.E., Solidum R.U. **1999**. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 33–51. <https://doi.org/10.1007/s004100050467>
21. Chung S.L., Liu D., Ji J., Chu M.F., Lee H.Y., Wen D.J., Lo C.H., Lee T.Y., Qian Q., Zhang Q. **2003**. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31: 1021–1024. <https://doi.org/10.1130/g19796.1>
22. Defant M.J., Drummond M.S. **1990**. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662–665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
23. Defant M.J., Drummond M.S. **1993**. Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 21: 547–550. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0547:mshpeo>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0547:mshpeo>2.3.co;2)
24. Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., de Boer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H. **1992**. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southern Costa Rica, an overview. *J. of the Geological Society (J. Geol. Soc. London)*, 149(4): 569–579. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.4.0569>
25. Grove T.L., Baker M.B., Price R.C., Parman S.W., Elkins-Tanton L.T., Chatterjee N., Müntener O. **2005**. Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H₂O-rich mantle melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148: 542–565. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0619-6>
26. Gudmundsson O., Sambridge M. **1998**. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 104: 28803–28812. <https://doi.org/10.1029/97jb02488>
27. Guo F., Nakamura E., Fan W., Kobayoshi K., Li C. **2007**. Generation of Palaeocene adakitic andesites by magma mixing; Yanji Area, NE China. *J. of Petrology*, 48(4): 661–692. doi:10.1093/petrology/egl077
28. Guo Z.H., Wilson M., Liu J. **2007**. Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust. *Lithos*, 96: 205–224. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.011>
29. Gutscher M.A., Spakman W., Bijwaard H., Engdahl E.R. **2000**. Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5): 814–833. <https://doi.org/10.1029/1999tc001152>
30. Hart S.R., Gaetani G.A. **2006**. Mantle Pb paradoxes: The sulfide solution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152: 295–308. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0108-1>
31. Hou Z.Q., Mo X.X., Gao Y.F. **2003**. Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: case studies of porphyry copper belts in Tibetan Plateau and in Northern Chile. *Mineral Deposits*, 1(22): 1–12.
32. Jiang X-Y., Deng J-H., Luo J-C., Zhang L-P., Luo Z-B., Yan H-B., Sun W-D. **2020**. Petrogenesis of Early Cretaceous adakites in Tongguanshan Cu–Au polymetallic deposit, Tongling region, Eastern China. *Ore Geology Reviews*, 126: 103717. doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103717
33. Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. **1994**. Japan Sea opening history and mechanism: A synthesis. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11): 22237–22259. <https://doi.org/10.1029/93jb03463>
34. Karsli O., Dokuz A., Kandemir R., Aydin F., Schmitt A.K., Ersoy E.Y., Alyıldız C. **2019**. Adakite-like parental melt generation by partial fusion of juvenile lower crust, Sakarya Zone, NE Turkey: A far-field response to break-off of the southern Neotethyan oceanic lithosphere. *Lithos*, 338–339: 58–72. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.029>
35. Kay R.W., Kay S.M. **1993**. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219: 177–189. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90295-u](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90295-u)
36. Kepezhinskas P., Defant M.J., Drummond M.S. **1996**. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-periodotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(7): 1217–1229. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00001-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00001-4)
37. Lagabrielle Y., Guivel C., Maury R.C., Bourgois J., Fourcade S., Martin H. **2000**. Magmatic-tectonic effects of high-thermal regime at the site of active ridge subduction: the Chile Triple Junction model. *Tectonophysics*, 326(3–4): 255–268. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(00\)00124-4](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(00)00124-4)
38. Le Bas M.J., Streckeis A.L. **1991**. The IUGS systematics of igneous rocks. *J. of the Geological Society (J. Geol. Soc. London)*, 148: 825–833. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.5.0825>
39. Liu J., Chaoming Xie C., Li C., Fan J., Wang M., Wang W., Yu Y., Dong Y., Hao Y. **2019**. Origins and tectonic implications of Late Cretaceous adakite and primitive high-Mg andesite in the Songdo area, southern Lhasa subterranean, Tibet. *Gondwana Research*, 76: 185–203. doi.org/10.1016/j.gr.2019.06.014
40. McDonough W.F., Sun S.-S. **1995**. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
41. Menzies M.A., Kyle P.R., Jones M., Ingram G. **1991**. Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: Inferences about intraplate processes and stratified lithosphere. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 96B: 13645–13671. <https://doi.org/10.1029/91jb02684>
42. Morris P.A. **1995**. Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan. *Geology*, 23: 395–398. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0395:smaaao>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0395:smaaao>2.3.co;2)
43. Ohki J., Shuto K., Kagami H. **1994**. Middle Miocene bimodal magmatism by asthenospheric upwelling: Sr and Nd isotopic evidence from the back-arc region of the Northeast Japan arc. *Geochemical J.*, 28(6): 473–487. <https://doi.org/10.2343/geochemj.28.473>

44. Otofujii Y.-I. **1996**. Large tectonic movement of the Japan Arc in late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: review and synthesis. *The Island Arc*, 5: 229–249. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.1996.tb00029.x>
45. Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B. **1994**. Partial melting of subduction oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 227–244. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(94\)90042-6](https://doi.org/10.1016/0012-821x(94)90042-6)
46. Petford N., Atherton M.P. **1996**. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *J. of Petrology*, 37: 1491–521. <https://doi.org/10.1093/ptrology/37.6.1491>
47. Petrone C.M., Ferrari L. **2008**. Quaternary adakite – Nb-enriched basalt association in the western Trans-Mexican Volcanic Belt: is there any slab melt evidence? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156: 73–86. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0274-9>
48. Pouclet A., Lee J.-S., Vidal P. et al. **1995**. Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin. In: J.L. Smellie (ed.). *Volcanism associated with extension at consuming plate margins*, p. 169–191. (Geological Society, London, Special Publications, 81). <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1994.081.01.10>
49. Qu X.M., Hou Z.Q., Li Y.G. **2002**. Implications of S and Pb isotopic compositions of the Gangdise porphyry copper. *Geological bull. of China*, 21(11): 768–776.
50. Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. **2020**. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks. *Minerals*, 10(9): 739. doi:10.3390/min10090739
51. Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S. **1995**. Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 100B(7): 10287–10301. <https://doi.org/10.1029/94jb02738>
52. Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotton J., Defant M.J., Pubellier M. **1993**. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology*, 21: 1007–1110. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<1007:iosatg>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<1007:iosatg>2.3.co;2)
53. Sato H. **1994**. The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 99: 22261–22274. <https://doi.org/10.1029/94jb00854>
54. Shimazu M., Furuyama K., Kawano Y., Okamura S., Ohira H., Yamamoto G. **1992**. K–Ar ages, major element compositions and Sr, Nd isotope ratios of volcanic rocks from the western part of south Sakhalin, USSR. *J. of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 87: 50–61. <https://doi.org/10.2465/ganko.87.50>
55. Shuto K., Ohki J., Kagami H. et al. **1993**. The relationships between drastic changes in Sr isotope ratios of magma sources beneath the NE Japan arc and the spreading of the Japan Sea back-arc basin. *Mineralogy and Petrology*, 49: 71–90. <https://doi.org/10.1007/bf01162927>
56. Tatsumi Y., Koyaguchi T. **1989**. An absarokite from a phlogopite lherzolite source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102: 34–40. <https://doi.org/10.1007/bf01160189>
57. Wang Q., Hao L., Zhang X., Zhou J., Wang J., Li Q., Ma L., Zhang L., Qi Y., Tang G., Dan W., Fan J. **2020**. Adakitic rocks at convergent plate boundaries: Compositions and petrogenesis. *Science China Earth Sciences*, 63(12): 1992–2016. <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9678-y>
58. Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. **2003**. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 138: 263–278. [https://doi.org/10.1016/s0031-9201\(03\)00154-7](https://doi.org/10.1016/s0031-9201(03)00154-7)
59. Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Seliverstov N.I., Matvenkov V.V. **1994**. Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc–alkaline series at Piip volcano, far western Aleutians. *J. Petrology*, 35: 163–204. <https://doi.org/10.1093/ptrology/35.1.163>

References

1. Avdeiko G.P., Bergal-Kuvikas O.V. **2015**. The geodynamic conditions for the generation of adakites and Nb-rich basalts (NEAB) in Kamchatka. *J. of Volcanology and Seismology*, 9(5): 295–306. <https://doi.org/10.1134/s0742046315050024>
2. Avdeiko G.P., Paluyeva A.A., Bergal-Kuvikas O.V. **2011**. Adakites in subduction zones of the Pacific Ring: Review and analysis of geodynamic genesis conditions. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o Zemle = Bull. of KRAESC. Earth Sciences*, 1(17): 45–60. (In Russ.).
3. Gordienko V.V., Andreev A.A., Bikkenina S.K. et al. **1992**. [Tectonosphere of Asia-Pacific margin]. Vladivostok: DVO RAN, 238 p. (In Russ.).
4. Grannik V.M. **2017**. Late Cenozoic igneous rocks of the Krilion Peninsular (Sakhalin Island). *Geosistemy perhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 1(4): 3–20. (In Russ.). doi.org/10.30730/2541-8912.2017.1.4.003-020
5. Grannik V.M., Rasskazov S.V., Golozubov V.V., Chuvashova I.S. **2017**. On the origin of the Late Cenozoic igneous rocks of the Lamanon knot (Sakhalin Island). *Vestnik DVO RAN = Vestnik of the FEB RAS*, 1: 62–67. (In Russ.).
6. Zhidkova A.S., Shilov V.N. **1969**. [On the age and nature of occurrence of the products of the third phase of Cenozoic volcanism within the Lamanon massif (Sakhalin Island)]. In: [Geological structure of Sakhalin Island]. Yuzhno-Sakhalinsk, p. 141–154. (*Trudy SakhKNII*, 21). (In Russ.).

7. Mel'nikov O.A. **1987**. [*Structure and geodynamics of Hokkaido-Sakhalin folded area*]. Moscow: Nauka, 95 p. (In Russ.).
8. Rasskazov S.V., Logachev N.A., Kozhevnikov V.M., Yanovskaya T.B. **2003**. Multistage dynamics of the upper mantle in Eastern Asia: Relationships between wandering volcanism and low-velocity anomalies. *Doklady Earth Sciences*, 390(4): 492–496.
9. Rasskazov S.V., Melnikov O.A., Rybin A.V., Guryanov V.B., Yasnygina T.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Saranina E.V., Maslovskaya M.N., Fefelov N.N., Zharov A.E. **2003**. The spatial change of deep sources of Cenozoic volcanic rocks on the western coast of South Sakhalin. *Tikhookeanskaya Geologiya*, 24(2): 10–32. (In Russ.).
10. Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. **2012**. [*Potassium and potassium sodium volcanic series in the Cenozoic of Asia*]. Novosibirsk: GEO, 351 p. (In Russ.).
11. Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S. **2014**. Mantle sources of the cenozoic volcanic rocks of East Asia: Derivatives of slabs, the sublithospheric convection, and the lithosphere. *Russian Journal of Pacific Geology*, 8(5): 360–378.
12. Semenov D.F. **1975**. [*Neogene magmatic formations of Southern Sakhalin*]. Khabarovsk: Khabarovsk Publ., 208 p. (In Russ.).
13. Sizykh Yu.I. **1985**. [*Complex scheme of the chemical analysis of rock and mineral samples*]. Irkutsk: Institut zemnoy kory SO AN SSSR, 56 p. (In Russ.).
14. Shilo N.A., Kosygin Yu.A. (eds). **1982**. *Karta vulkano-tektonicheskikh struktur pribrezhno-materikovoy chasti Dal'nego Vostoka SSSR [Map of volcanic and tectonic structures of the mainland coastline part of the USSR Far East]*. [Scale] 1:1500000. Ministerstvo geologii SSSR; Dal'nevostochnyy nauchnyy tsentr AN SSSR et al. (In Russ.).
15. Yasnygina T.A., Rasskazov S.V., Markova M.E., Ivanov A.V., Demonterova E.I. **2003**. [Determination of trace elements in the mafic–intermediate volcanic rocks by ICP-MS using microwave acid decomposition]. In: (Burenkov E.K., Kremenetskiy A.A., eds) *Prikladnaya geokhimiya*. Iss. 4. *Analiticheskie issledovaniya*. Moscow: IMGRE, p. 48–56. (In Russ.).
16. Aguillón-Robles A., Calmus T., Benoit M., Bellon M.H., Maury R.C., Cotten J., Bourgeois J., Michaud F. **2001**. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise subduction below southern California? *Geology*, 29(6): 531–534. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0531:lmaane>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0531:lmaane>2.0.co;2)
17. Cai Z., Qiu R., Xiong X. **2004**. Geochemical characteristics and geological significance of the adakites from west Tibet. *Himalayan J. of Sciences*, 2(4) (Special issue): 291. <https://doi.org/10.3126/hjs.v2i4.958>
18. Castillo P.R. **2006**. An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bull.*, 51(3): 1–12. <https://doi.org/10.1007/s11434-006-0257-7>
19. Castillo P.R. **2012**. Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134–135: 304–316. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.013>
20. Castillo P.R., Janney P.E., Solidum R.U. **1999**. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 33–51. <https://doi.org/10.1007/s004100050467>
21. Chung S.L., Liu D., Ji J., Chu M.F., Lee H.Y., Wen D.J., Lo C.H., Lee T.Y., Qian Q., Zhang Q. **2003**. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31: 1021–1024. <https://doi.org/10.1130/g19796.1>
22. Defant M.J., Drummond M.S. **1990**. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662–665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
23. Defant M.J., Drummond M.S. **1993**. Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 21: 547–550. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0547:mshpeo>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0547:mshpeo>2.3.co;2)
24. Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., de Boer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H. **1992**. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southern Costa Rica, an overview. *J. of the Geological Society (J. Geol. Soc. London)*, 149(4): 569–579. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.4.0569>
25. Grove T.L., Baker M.B., Price R.C., Parman S.W., Elkins-Tanton L.T., Chatterjee N., Müntener O. **2005**. Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H₂O-rich mantle melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148: 542–565. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0619-6>
26. Gudmundsson O., Sambridge M. **1998**. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 104: 28803–28812. <https://doi.org/10.1029/97jb02488>
27. Guo F., Nakamura E., Fan W., Kobayoshi K., Li C. **2007**. Generation of Palaeocene adakitic andesites by magma mixing; Yanji Area, NE China. *J. of Petrology*, 48(4): 661–692. doi:10.1093/petrology/egl077

28. Guo Z.H., Wilson M., Liu J. **2007**. Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust. *Lithos*, 96: 205–224. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.011>
29. Gutscher M.A., Spakman W., Bijwaard H., Engdahl E.R. **2000**. Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5): 814–833. <https://doi.org/10.1029/1999tc001152>
30. Hart S.R., Gaetani G.A. **2006**. Mantle Pb paradoxes: The sulfide solution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152: 295–308. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0108-1>
31. Hou Z.Q., Mo X.X., Gao Y.F. **2003**. Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: case studies of porphyry copper belts in Tibetan Plateau and in Northern Chile. *Mineral Deposits*, 1(22): 1–12.
32. Jiang X.-Y., Deng J.-H., Luo J.-C., Zhang L.-P., Luo Z.-B., Yan H.-B., Sun W.-D. **2020**. Petrogenesis of Early Cretaceous adakites in Tongguanshan Cu–Au polymetallic deposit, Tongling region, Eastern China. *Ore Geology Reviews*, 126: 103717. doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103717
33. Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. **1994**. Japan Sea opening history and mechanism: A synthesis. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11): 22237–22259. <https://doi.org/10.1029/93jb03463>
34. Karsli O., Dokuz A., Kandemir R., Aydin F., Schmitt A.K., Ersoy E.Y., Alyıldız C. **2019**. Adakite-like parental melt generation by partial fusion of juvenile lower crust, Sakarya Zone, NE Turkey: A far-field response to break-off of the southern Neotethyan oceanic lithosphere. *Lithos*, 338–339: 58–72. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.029>
35. Kay R.W., Kay S.M. **1993**. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219: 177–189. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90295-u](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90295-u)
36. Kepezhinskas P., Defant M.J., Drummond M.S. **1996**. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-periodotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(7): 1217–1229. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00001-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00001-4)
37. Lagabrielle Y., Guivel C., Maury R.C., Bourgois J., Fourcade S., Martin H. **2000**. Magmatic-tectonic effects of high-thermal regime at the site of active ridge subduction: the Chile Triple Junction model. *Tectonophysics*, 326(3–4): 255–268. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(00\)00124-4](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(00)00124-4)
38. Le Bas M.J., Streckeisen A.L. **1991**. The IUGS systematics of igneous rocks. *J. of the Geological Society (J. Geol. Soc. London)*, 148: 825–833. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.5.0825>
39. Liu J., Chaoming Xie C., Li C., Fan J., Wang M., Wang W., Yu Y., Dong Y., Hao Y. **2019**. Origins and tectonic implications of Late Cretaceous adakite and primitive high-Mg andesite in the Songdo area, southern Lhasa subterranean, Tibet. *Gondwana Research*, 76: 185–203. doi.org/10.1016/j.gr.2019.06.014
40. McDonough W.F., Sun S.-S. **1995**. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
41. Menzies M.A., Kyle P.R., Jones M., Ingram G. **1991**. Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: Inferences about intraplate processes and stratified lithosphere. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 96B: 13645–13671. <https://doi.org/10.1029/91jb02684>
42. Morris P.A. **1995**. Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan. *Geology*, 23: 395–398. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0395:smaaeo>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0395:smaaeo>2.3.co;2)
43. Ohki J., Shuto K., Kagami H. **1994**. Middle Miocene bimodal magmatism by asthenospheric upwelling: Sr and Nd isotopic evidence from the back-arc region of the Northeast Japan arc. *Geochemical J.*, 28(6): 473–487. <https://doi.org/10.2343/geochemj.28.473>
44. Otofujii Y.-I. **1996**. Large tectonic movement of the Japan Arc in late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: review and synthesis. *The Island Arc*, 5: 229–249. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.1996.tb00029.x>
45. Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B. **1994**. Partial melting of subduction oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 227–244. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(94\)90042-6](https://doi.org/10.1016/0012-821x(94)90042-6)
46. Petford N., Atherton M.P. **1996**. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *J. of Petrology*, 37: 1491–521. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.6.1491>
47. Petrone C.M., Ferrari L. **2008**. Quaternary adakite – Nb-enriched basalt association in the western Trans-Mexican Volcanic Belt: is there any slab melt evidence? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156: 73–86. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0274-9>
48. Pouclet A., Lee J.-S., Vidal P. et al. **1995**. Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin. In: J.L. Smellie (ed.). *Volcanism associated with extension at consuming plate margins*, p. 169–191. (Geological Society, London, Special Publications, 81). <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1994.081.01.10>
49. Qu X.M., Hou Z.Q., Li Y.G. **2002**. Implications of S and Pb isotopic compositions of the Gangdise porphyry copper. *Geological bull. of China*, 21(11): 768–776.
50. Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. **2020**. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks. *Minerals*, 10(9): 739. [doi:10.3390/min10090739](https://doi.org/10.3390/min10090739)

51. Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S. **1995**. Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 100B(7): 10287–10301. <https://doi.org/10.1029/94jb02738>
52. Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotton J., Defant M.J., Pubellier M. **1993**. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology*, 21: 1007–1110. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<1007:iosatg>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<1007:iosatg>2.3.co;2)
53. Sato H. **1994**. The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 99: 22261–22274. <https://doi.org/10.1029/94jb00854>
54. Shimazu M., Furuyama K., Kawano Y., Okamura S., Ohira H., Yamamoto G. **1992**. K–Ar ages, major element compositions and Sr, Nd isotope ratios of volcanic rocks from the western part of south Sakhalin, USSR. *J. of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 87: 50–61. <https://doi.org/10.2465/ganko.87.50>
55. Shuto K., Ohki J., Kagami H. et al. **1993**. The relationships between drastic changes in Sr isotope ratios of magma sources beneath the NE Japan arc and the spreading of the Japan Sea back-arc basin. *Mineralogy and Petrology*, 49: 71–90. <https://doi.org/10.1007/bf01162927>
56. Tatsumi Y., Koyaguchi T. **1989**. An absarokite from a phlogopite lherzolite source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102: 34–40. <https://doi.org/10.1007/bf01160189>
57. Wang Q., Hao L., Zhang X., Zhou J., Wang J., Li Q., Ma L., Zhang L., Qi Y., Tang G., Dan W., Fan J. **2020**. Adakitic rocks at convergent plate boundaries: Compositions and petrogenesis. *Science China Earth Sciences*, 63(12): 1992–2016. <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9678-y>
58. Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. **2003**. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 138: 263–278. [https://doi.org/10.1016/s0031-9201\(03\)00154-7](https://doi.org/10.1016/s0031-9201(03)00154-7)
59. Yagodinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Seliverstov N.I., Matvenkov V.V. **1994**. Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc–alkaline series at Piip volcano, far western Aleutians. *J. Petrology*, 35: 163–204. <https://doi.org/10.1093/ptrology/35.1.163>

Об авторах

РАССКАЗОВ Сергей Васильевич (<https://orcid.org/0000-0001-9084-1652>), профессор, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией изотопии и геохронологии, Институт земной коры СО РАН, Иркутск; зав. кафедрой динамической геологии Иркутского государственного университета, Иркутск, rassk@crust.irk.ru

РЫБИН Александр Викторович (<https://orcid.org/0000-0002-7734-0172>), кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, заведующий лабораторией вулканологии и вулканопасности, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, a.rybin@imgg.ru

ДЕГТЕРЕВ Артем Владимирович (<https://orcid.org/0000-0001-8291-2289>), кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории вулканологии и вулканопасности, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, d_a88@mail.ru

ЧУВАШОВА Ирина Сергеевна (<https://orcid.org/0000-0002-1582-4753>), кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории изотопии и геохронологии, Институт земной коры СО РАН; доцент кафедры динамической геологии Иркутского государственного университета, Иркутск, chuvashova@crust.irk.ru

ЯСНЫГИНА Татьяна Александровна (<https://orcid.org/0000-0003-1696-5539>), кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории изотопии и геохронологии, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, ty@crust.irk.ru

САРАНИНА Елена Владимировна (<https://orcid.org/0000-0002-1842-1239>) кандидат геолого-минералогических наук, ведущий инженер лаборатории изотопии и геохронологии, Институт земной коры СО РАН; ведущий инженер лаборатории геохимии изотопов, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, e_v_sar@mail.ru

About the Authors

RASSKAZOV Sergey V. (<https://orcid.org/0000-0001-9084-1652>), Professor, Doctor of Geology and Mineralogy, Head of the Laboratory of isotopy and geochronology, Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk; Head of the Department of dynamic geology, Irkutsk State University, Irkutsk, rassk@crust.irk.ru

RYBIN Alexander V. (<https://orcid.org/0000-0002-7734-0172>), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Head of the Laboratory of volcanology and volcanic hazard, Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, a.rybin@imgg.ru

DEGTEREV Artem V. (<https://orcid.org/0000-0001-8291-2289>), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Laboratory of volcanology and volcanic hazard, Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, d_a88@mail.ru

CHUVASHOVA Irina S. (<https://orcid.org/0000-0002-1582-4753>), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Laboratory of isotopy and geochronology, Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk; Associate Professor at the Department of dynamic geology, Irkutsk State University, Irkutsk, chuvashova@crust.irk.ru

YASNYGINA Tatiana A. (<https://orcid.org/0000-0003-1696-5539>), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Laboratory of isotopy and geochronology, Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, ty@crust.irk.ru

SARANINA Elena V. (<https://orcid.org/0000-0002-1842-1239>), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Engineer, Laboratory of isotopy and geochronology, Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk; Laboratory of isotope geochemistry, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, e_v_sar@mail.ru

Геологическое развитие северной части Срединно-Курильского прогиба по данным сейсмофациального анализа

© 2021 В. В. Жигулев*, А. В. Жигулев

Росгеология, АО «Дальморнефтегеофизика», Южно-Сахалинск, Россия

**E-mail: zhvv@dmng.ru*

Резюме. По результатам сейсмофациального анализа построена модель геологического развития междугового бассейна, являющегося северо-восточным окончанием Срединно-Курильского прогиба, расположенного на континентальном склоне Курило-Камчатского желоба. Сейсмофациальный анализ впервые применен для определения условий осадконакопления в глубоководном желобе. Основой для него послужили сейсмические данные МОВ-ОГТ, полученные АО «Дальморнефтегеофизика» в 2014 г. Согласно результатам моделирования, формирование бассейна началось в поздне-меловое время и происходило в несколько этапов. Первоначальное погружение локального участка коры зарождающегося бассейна сменилось последующим его отделением от прилегающих акваторий Охотского моря и Тихого океана посредством обрамления по всему контуру различными вулканическими образованиями. На завершающем этапе в олигоцен-среднемиоценовый период времени произошло слияние акватории бассейна с акваторией Тихого океана вследствие погружения и затопления вулканических построек восточного обрамления бассейна. Данное погружение напрямую связано с глобальными процессами, сопутствующими зарождению Курило-Камчатского глубоководного желоба, – погружением коры вдоль линии тальвега, сопровождающимся увеличением угла наклона его бортов. Сделан вывод о времени зарождения желоба, ориентировочно соответствующем границе олигоцен – средний миоцен.

Ключевые слова: Курило-Камчатский глубоководный желоб, Срединно-Курильский прогиб, геологическое развитие, сейсморазведка, сейсмофациальный анализ

Geological evolution of the northern Mid Kuril trough based on seismic facies analysis

Vladimir V. Zhigulev, Alexander V. Zhigulev*

Rosgeo, Dalmorneftegeophysica JSC, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

**E-mail: zhvv@dmng.ru*

Abstract. The model of geological evolution of an interarc basin, which is the north-east ending of Mid Kuril trough located on the continental slope of Kuril-Kamchatka trench, was constructed. Seismic facies analysis was first applied to define sedimentation conditions in a deep water trench. The analysis was based on the 2D CDP reflection seismic data obtained by Dalmorneftegeophysica JSC in 2014. According to the modeling results, the basin began to form in the Late Cretaceous and passed several stages. Initial subsidence of a local crust area of the incipient basin changed over to its further separation from the adjacent waters of the Sea of Okhotsk and Pacific Ocean by various volcanic formations framing its contour. The basin waters and the Pacific Ocean waters merged as a result of subsidence and submersion of volcanic structures on the east basin framing at the final stage during the Oligocene-Middle Miocene. This subsidence is directly related to the global processes associated with Kuril-Kamchatka ocean trench appearance such as inherent crust subsidence along valley bottom line accompanied by increase in inclination angle of its flanks. It was concluded that the trench origination time approximately corresponds to the Oligocene-Middle Miocene boundary.

Keywords: Kuril-Kamchatka ocean trench, Mid Kuril trough, geological evolution, seismic survey, seismic facies analysis

Для цитирования: Жигулев В.В., Жигулев А.В. Геологическое развитие северной части Срединно-Курильского прогиба по данным сейсмофациального анализа. *Геосистемы переходных зон*, 2021, т. 5, № 3, с. 275–286. <https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.3.275-286>

Благодарности

Авторы выражают признательность группе геологической службы под руководством ведущего геолога Ю.В. Рыбака-Франко за любезно предоставленные данные геологической интерпретации. Авторы благодарны рецензентам за внимательное, заинтересованное отношение к рукописи и конструктивные замечания.

Введение

Глубоководные желоба как зоны конвергенции тектонических плит являются объектом пристального внимания исследователей, поскольку решение вопроса их образования и эволюции дает возможность приблизиться к пониманию общей геодинамической ситуации в зоне перехода океан–континент. В частности, изучение Курило-Камчатского желоба различными геолого-геофизическими методами проводится с первой половины прошлого века. Наиболее значительные результаты исследований представлены в работах [Балакина, 1995; Васильев и др., 1979; Гнибиденко, 1987; Геолого-геофизический атлас... , 1987; Ломтев, 1989; Ломтев, Патрикеев, 1985, 2006; Сергеев, 1976; Тараканов, 2004; Тектоника и углеводородный потенциал... , 2004; Тектоника Курило-Камчатского... , 1980; Тихонов и др., 2008].

Несмотря на огромный объем проведенных исследований, у специалистов нет единого мнения относительно времени зарождения желоба, оно варьирует от юры–мела до плейстоцен-голоцена. Так, согласно К.Ф. Сергееву [1976], заложение современной структуры Курило-Камчатского желоба произошло в конце мелового – начале палеогенового периода, при этом зона Большой Курильской гряды на протяжении всего палеогенового периода представляла собой часть единого массива суши, занимавшего всю акваторию Охотского моря, и лишь в раннем миоцене (примерно 23 млн лет назад) была вовлечена в интенсивное прогибание, сформировавшее структуру современного желоба. По мнению Г.С. Гнибиденко [1987], заложение морфоструктуры глубоководного желоба началось в палеогене, а начиная с миоцена (23 млн лет назад) образовались Южно-Курильский и Северо-Курильский прогибы в виде единой зоны осадконакопления, и только в позднем плиоцен-плейстоцене (1.8 млн лет назад) сформиро-

For citation: Zhigulev V.V., Zhigulev A.V. Geological evolution of the northern Mid Kuril trough based on seismic facies analysis. *Geosistemy perehodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2021, vol. 5, no. 3, pp. 275–286. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.3.275-286>

Acknowledgements

The authors express their appreciation to the group of geological survey led by the leading geologist Yu.V. Rybak-Franko for kindly providing the geological interpretation data. Authors are grateful to the peer reviewers for their attentive, interested attitude to the manuscript and constructive comments.

ровалась близкая к современным очертаниям морфоструктура Курило-Камчатского глубоководного желоба. В.Л. Ломтев [2012] определяет время заложения желоба средним плейстоценом (0.5–1 млн лет назад).

Очевидно, что при отсутствии консенсуса по данному вопросу невозможно представить общую модель геологического развития глубоководного желоба. Целью нашей работы является установить наиболее близкое к возможному время зарождения Курило-Камчатского желоба. Для решения этой проблемы использованы оригинальные результаты сейсмофациального анализа, полученные на одном из ключевых участков данного желоба – в северо-восточной части его континентального склона. Результаты послужили основой для построения модели геологического развития данного участка, которая, в конечном итоге, может способствовать оценке времени зарождения исследуемого участка и, соответственно, всего Курило-Камчатского желоба. Район исследований охватывает акваторию от юго-восточного побережья Северных Курил и южной Камчатки, с одной стороны, до тальвега желоба – с другой, и включает в себя междуголубую бассейн на северо-восточном окончании Срединно-Курильского прогиба (рис. 1).

Основой для проведения сейсмофациального анализа послужили сейсмические комплексы (СК), выделенные группой геологической службы АО «Дальморнефтегеофизика» под руководством Ю.В. Рыбака-Франко [Рыбак-Франко и др., 2019] в результате интерпретации сейсмических разрезов МОВ-ОГТ, выполненных в 2014 г.: верхний мел(?)–среднеэоценовый, среднеэоцен-нижнемиоценовый, нижне-среднемиоценовый, средне-верхнемиоценовый и плиоцен-четвертичный. В статье использованы первые четыре. Пример геологической интерпретации с выделенными сейсмическими горизонтами и СК представлен на фрагменте разреза профиля 09 (рис. 2).

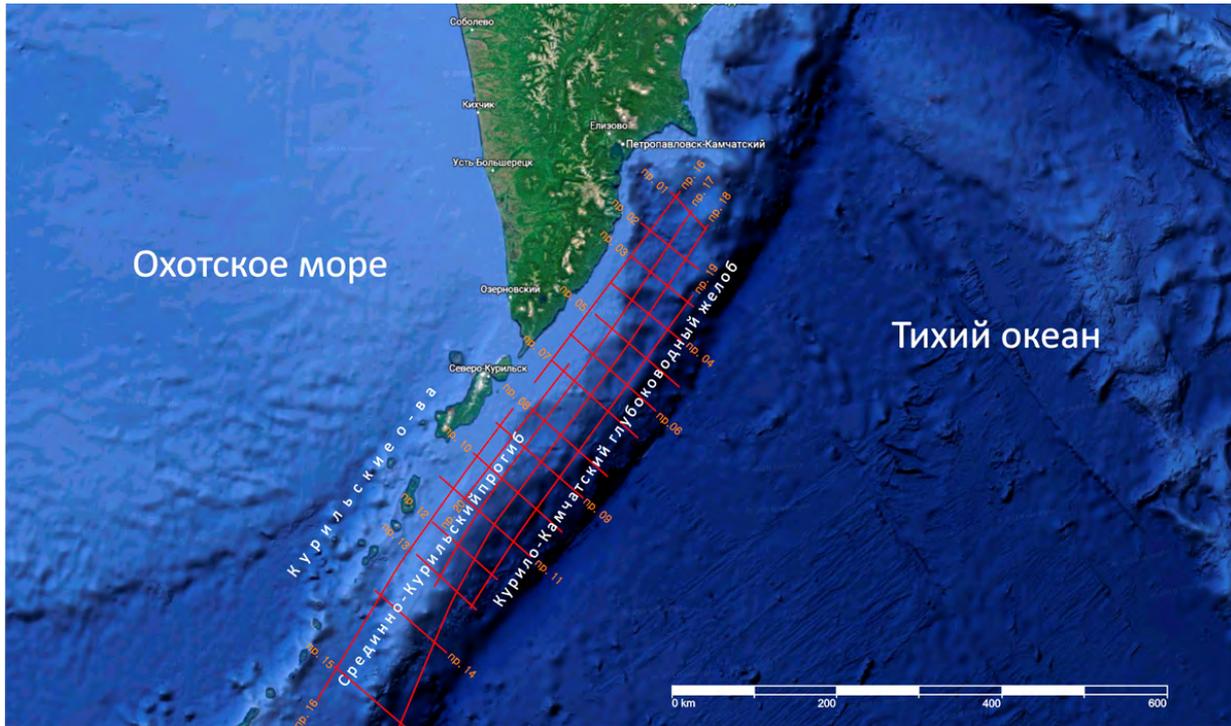


Рис. 1. Обзорная схема района работ с сейсмическими профилями.

Fig. 1. Survey area and seismic lines layout.

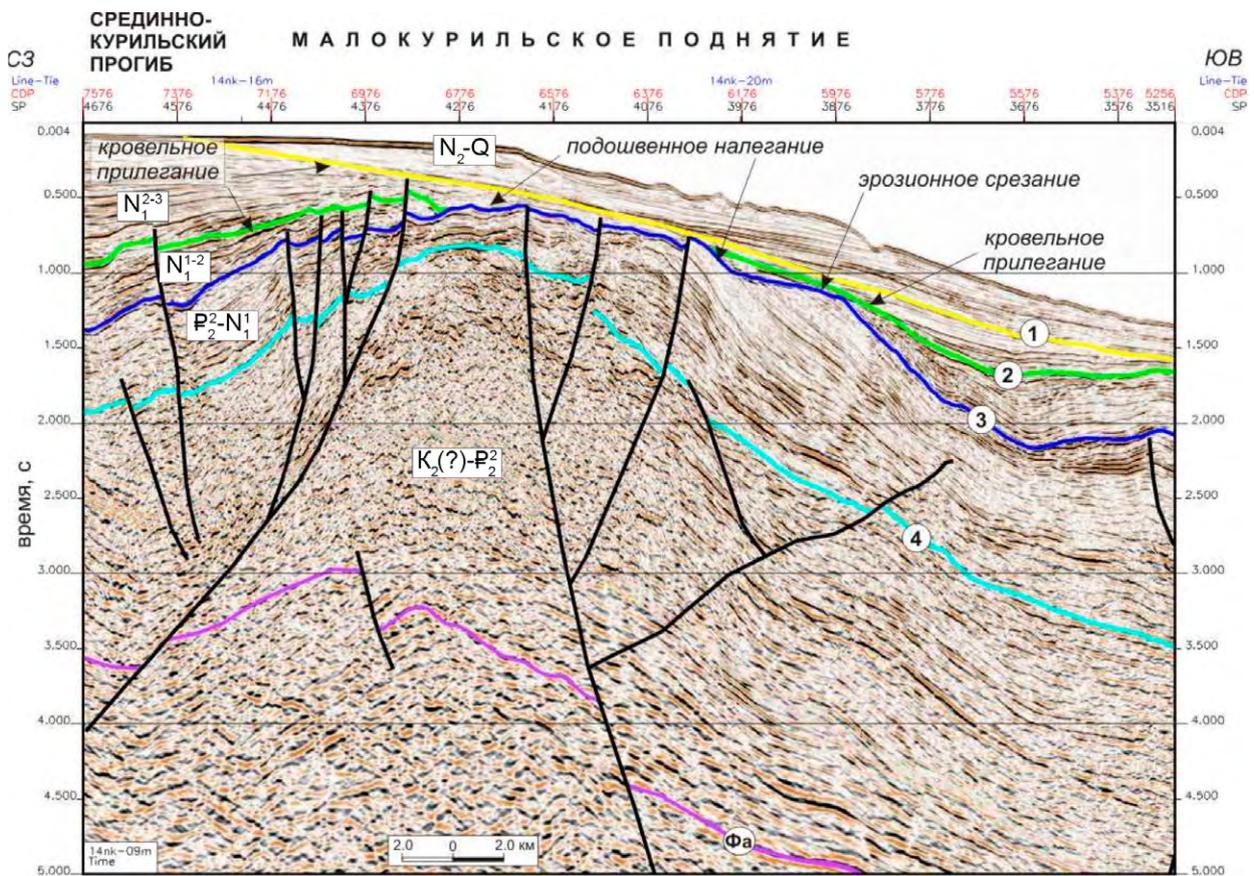


Рис. 2. Фрагмент временного разреза с геологической интерпретацией (по: [Рыбак-Франко и др., 2019]). Цифры в кругах – номер сейсмического горизонта. В прямоугольниках обозначен возраст сейсмических комплексов. Фа – акустический фундамент.

Fig. 2. A fragment of a time section with a geological interpretation (according to [Rybak-Franko et al., 2019]). The digits in circles are the numbers of a seismic horizon. Age of the seismic complexes is given in the rectangles. Фа – acoustic foundation.

Сейсмофациальный анализ, основанный на определении обстановки осадконакопления по характерным особенностям сейсмических отражений [Шерифф и др., 1987; Sangree et al., 1979; Roksandic, 1978; Paturet, 1971; Vail et al., 1977], выполнялся по каждому из выделенных СК. В пределах определенной доли вероятности оценивался возможный литологический состав осадочных образований. Особое внимание уделялось оценке тектонической и гидроэнергетической обстановок, сопровождающих процессы осадконакопления, поскольку интенсивность их проявления в виде дизъюнктивных дислокаций в первом случае и в виде подводных вдольбереговых приливно-отливных течений и прибойно-волновой деятельности во втором оказывает непосредственное влияние на состав, степень сортировки и дифференциации осадочного материала при формировании стратифицированного разреза.

Методика выделения сейсмофаций

Сейсмофации на сейсмическом разрезе выделялись по кинематическим и динамическим характеристикам отраженных волн (ОВ). Основным критерием выделения по кинематическим параметрам служила конфигурация сейсмических горизонтов, а по динамическим – группа отражений с примерно идентичным набором волновых параметров. К последним относятся: амплитудно-частотные и фазовые характеристики сигналов, протяженность и степень корреляции отражений, интенсивность фона дифракции, волновая интерференция и дисперсионный фон. Главным фактором, определяющим динамику трансгрессивно-регрессивных процессов, являлась кинематика отражающих горизонтов. Основным признаком относительного повышения уровня моря на сейморазрезах считалось подошвенное налегание. Признаком постепенного понижения уровня моря служило кровельное прилегание отражений к перекрывающей поверхности несогласия, тогда как резкое опускание уровня моря определялось сдвигом пластов, образующих подошвенное налегание, в противоположном от берега направлении. Параллельные отражения предполагали равномерное осадконакопление на неподвижной или равномерно опускающейся поверхности, тогда как расходящиеся отражения указывали на различие в скорости осадконакопления в разных участках или на постепенное увеличение наклона поверхности осадконакопления.

Геометрия отражающих горизонтов также использовалась при распознавании конусов выноса и подводных шлейфов. Эти структуры, кроме веерообразно расходящихся в направлении акватории горизонтов, подразумевают наличие в нижней части элементов подошвенного прилегания, а в некоторых случаях элементов эрозионного среза вблизи кровли. Для оценки уровня интенсивности тектонической и гидроэнергетической деятельности главным образом использовались амплитудно-частотные характеристики ОВ, устойчивость фазовой корреляции и степень дисперсии отраженных сигналов. Протяженные, динамически выраженные отражающие горизонты с уверенной фазовой корреляцией и отсутствием дифракционных помех в сейсмическом волновом поле свидетельствовали о высоком уровне гидроэнергетической деятельности в бассейнах акватории, обусловленной действием вдольбереговых приливно-отливных течений. Хаотические же отражения говорят об относительно высокой общей энергетической обстановке района, которая подразумевает интенсивную тектоно-вулканическую деятельность, сопровождающуюся подводными оползнями, мутьевыми потоками и прибойно-волновыми процессами на мелководье.

Интервал записи полного отсутствия коррелируемых отражений и ослабленного поля дифрагированных волн увязывался с отложениями однородного литологического состава, сформированными в относительно спокойной энергетической обстановке. В то же время различные по литологическому составу отложения, сформировавшиеся в низкоэнергетической обстановке, в сейсмическом волновом поле отображались слабоамплитудными протяженными отражениями с неустойчивой фазовой корреляцией при расширенном частотном диапазоне и повышенном фоне дифрагированных волн. Вулканоогенно-осадочные отложения на волновой картине проявлялись характером записи. Например, лавовые потоки связаны с волнообразными прерывистыми разноамплитудными отражениями при значительном фоне дифракционных помех. Внутри этих образований, как правило, происходит значительное поглощение энергии сейсмических волн, приводящее к существенному ослаблению амплитуды сигналов, отраженных от ниже залегающих пород. Вулканический пепел, шлейф которого может распространяться на значительные расстояния от места извер-

жения, в условиях спокойной гидроэнергетики образует тонкослоистый сильно стратифицированный разрез, который на сейсмической записи определяется протяженными, уверенно коррелируемыми многофазовыми высокоамплитудными отражениями.

Осадочный чехол, сформированный в глубоководном бассейне вдали от источников сноса, в условиях низкой гидроэнергетики характеризуется очень слабой динамикой записи практически некоррелируемых отражений. При весьма значительном удалении от источника сноса, например в океанической абиссали, пелагические осадки становятся настолько однородными, что внутри сформированной ими толщи исчезают условия для образования отраженных сигналов (отсутствует дифференциация по скоростным и плотностным параметрам). Поэтому на сейсмическом разрезе они представлены в виде интервала записи, не имеющего динамически выраженной волновой картины (акустически прозрачная толща).

Одним из ключевых моментов при фациальном анализе является определение глубины моря, при которой происходило формирование осадочного чехла. Именно этот процесс вызывает наибольшее затруднение, поскольку необходимо учитывать, что гипсометрический уровень современного положения горизонтов СК не является показателем глубины моря на период их формирования, так как последующие геологические процессы (в виде вертикальных дислокаций) могут существенно изменить этот уровень. Вследствие этого ориентировочная оценка палеоглубины бассейна становится возможной только опосредованно, с использованием данных по общей мощности осадочного чехла. При компенсированном осадочном заполнении бассейна, при условии достаточной удаленности от интенсивных источников сноса и относительно равномерного осадконакопления, можно предполагать наличие определенной зависимости между глубиной бассейна и мощностью его осадочного чехла. Для ориентировочного определения положения батиаля в каждом СК применялась мощность осадочных отложений приблизительно более 750 м, а поверхности нижней сублиторали – порядка 250 м.

Результаты и обсуждение

В результате сейсмофациального анализа выделены фации батиаля, нижней и верхней сублиторали. Определены структуры конусов

выноса, подводных шлейфов, участки кровельного и подошвенного прилегания, подошвенного налегания, эрозионных срезов и зоны отсутствия осадконакопления, на которых осадкообразование не происходило вследствие их расположения на тот момент времени выше уровня моря. Выявлены условия осадконакопления для каждого сейсмокомплекса и представлены схемы их геологического развития (рис. 3).

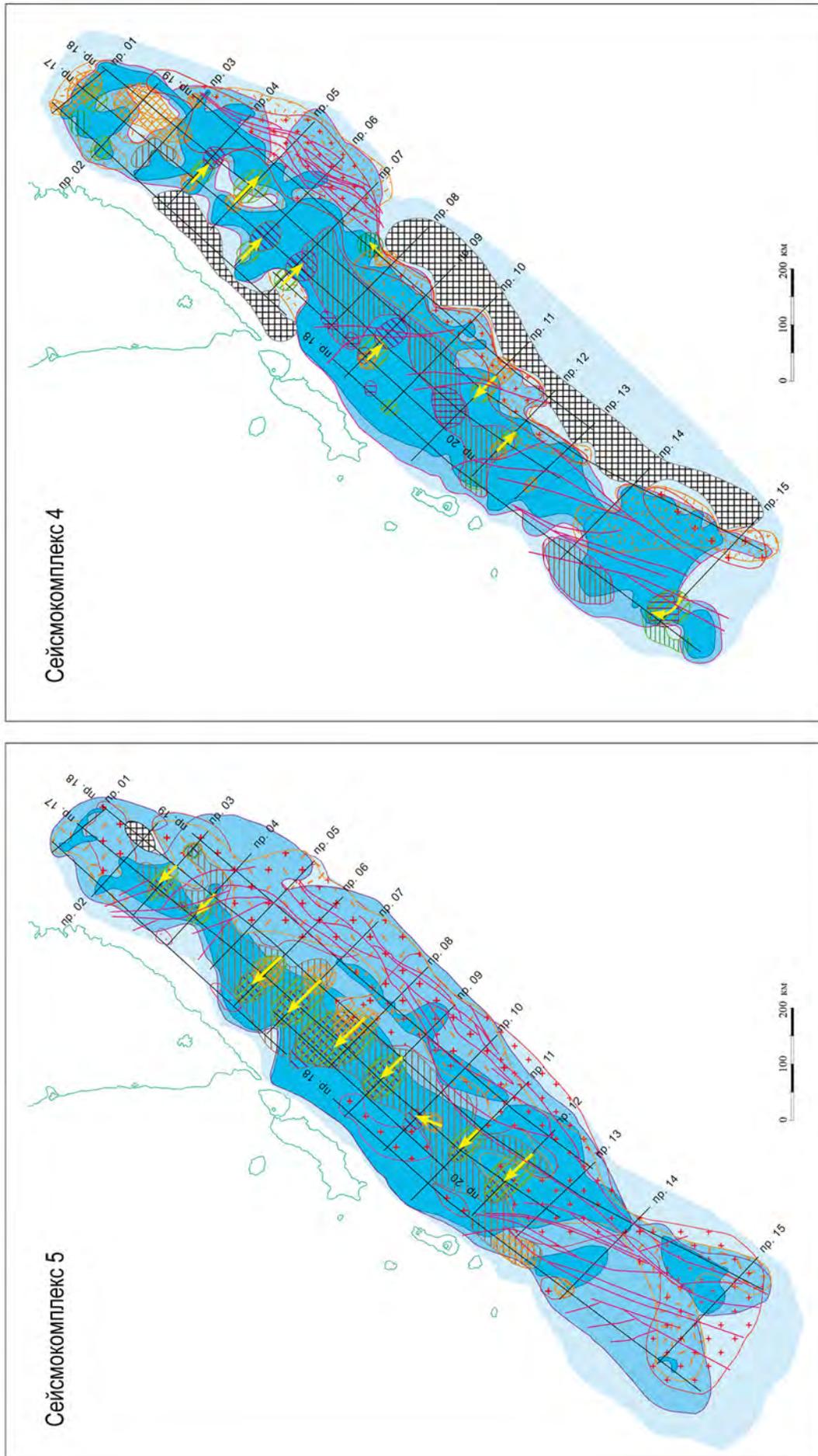
Схема геологического развития бассейна выглядит следующим образом.

Сейсмокомплекс 5 (верхний мел – средний эоцен) (рис. 3)

В это время началось развитие осадочного чехла исследуемой акватории. Осадконакопление на меловом кристаллическом фундаменте происходило одновременно с интенсивными вулканическими процессами.

Водное пространство охватывало практически всю площадь бассейна. Наиболее глубоководная область (батияль) была разбита на несколько локальных участков, наибольший из которых охватывал чуть менее половины площади бассейна. В морфологическом плане он представлял собой троугообразную впадину, вытянутую в субмеридиональном направлении, протяженностью до 500 км, шириной не более 130 км, общей площадью порядка 53 000 км² и максимальной глубиной центральной части около 3 км. Отложения нижней и верхней сублиторали покрывали оставшуюся площадь акватории.

Вулканические процессы различной интенсивности проявились практически по всей территории. Но наиболее активны они были на двух участках, расположенных на разном удалении (в сторону океана) от современной Северо-Курильской гряды и восточного побережья Камчатки. На первом участке, удаленном на расстояние порядка 30 км, сформировалась редкая цепь вулканических образований, простирающаяся примерно вдоль осевой линии современного Малокурильского поднятия. На втором, наиболее вулканически активном участке, на удалении порядка 300 км, образовалась непрерывная вулканическая дуга примерно такого же простираения, выгнутая в юго-восточном направлении и примыкающая своими юго-западными и северо-восточными окончаниями к вулканической цепи первого участка. В результате вулканических процессов сформировались контуры зарождающегося бассейна, имеющего линзообразную



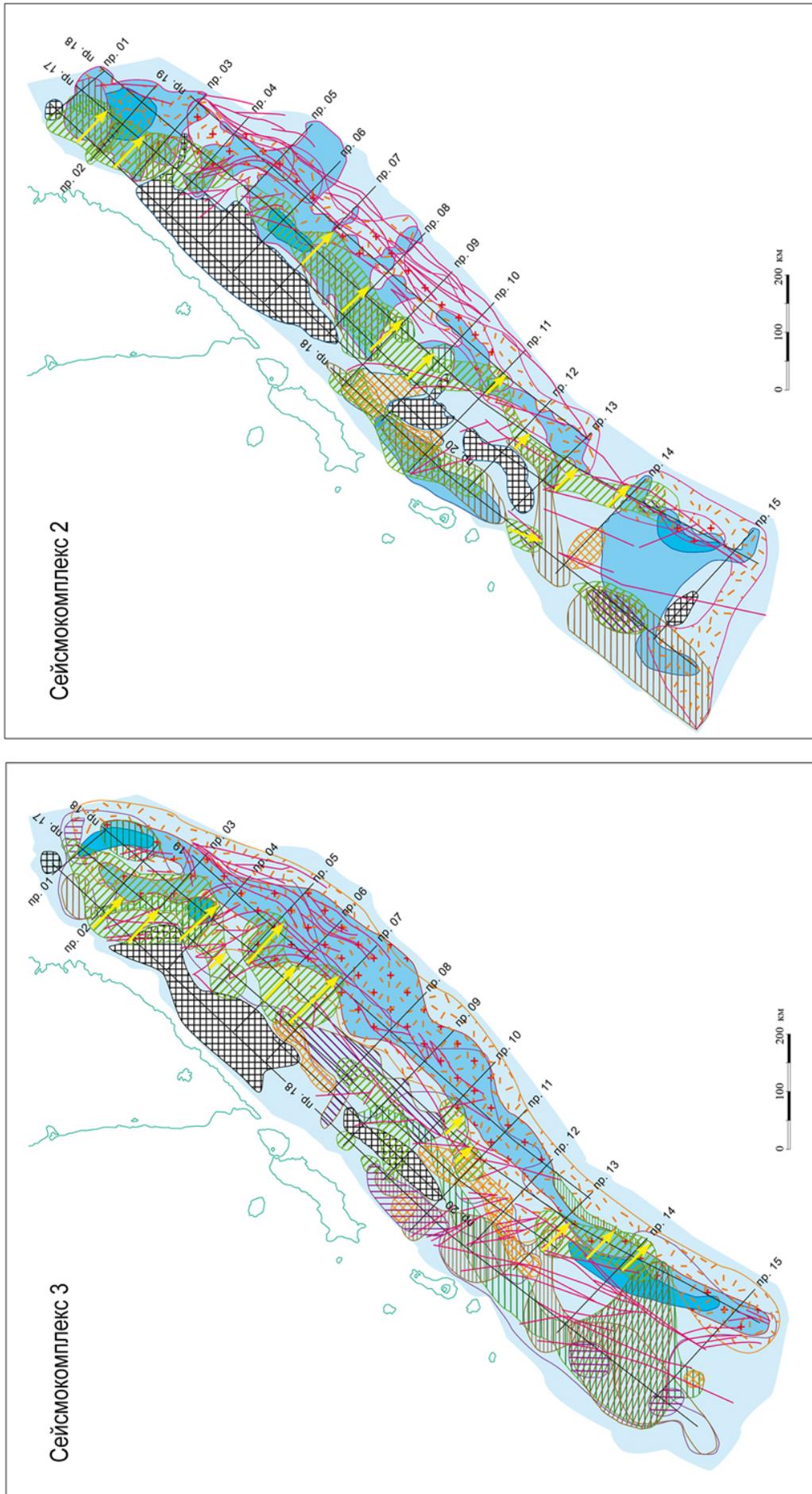


Рис. 3. Схема развития сейсмокомплексов.

1 – батталь, 2 – нижняя сублиттораль, 3 – литтораль – верхняя сублиттораль, 4 – зона ненакопления, 5 – эрозия, 6 – конус выноса, 7 – подощенное прилегание, 8 – нестратифицированные отложения, 9 – вулканогенные отложения, 10 – стратифицированные отложения, 11 – направление сноса терригенного материала, 12 – разломы, 13 – подощенное налегание, 14 – кровельное прилегание.

Fig. 3. Seismic complexes development patterns.

1 – bathyal, 2 – lower sublittoral, 3 – littoral – upper sublittoral, 4 – non-accumulation zone, 5 – erosion, 6 – fan, 7 – downlap, 8 – nonstratified sediments, 9 – volcanic sediments, 10 – stratified sediments, 11 – direction of terrigenous sediments drift, 12 – faults, 13 – onlap, 14 – toplap.

форму и обрамленного вулканической цепью по его северо-западному борту и непрерывной вулканической дугой по юго-восточному.

К концу среднего эоцена общая мощность осадочного чехла в центральной части бассейна достигла более 5000 м. Основным источником сноса находился в районе юго-восточного борта, на что указывают направление фронтальных дуг расположенных здесь многочисленных конусов выноса, а также характерные формы залегания осадочных горизонтов у их подножия. Осадочные горизонты на сейсморазрезах отображаются в виде подошвенного прилегания с элементами клиноформ бокового наращивания. Многочисленные конусы выноса северо-западного склона образовали своего рода подводный канал, по которому осуществлялся основной объем поступающего в бассейн осадочного материала. Поскольку вдоль юго-восточного борта происходили наиболее интенсивные вулканические процессы, можно предположить, что основная масса осадочных отложений бассейна представлена продуктами вулканической деятельности. Зона слоистого залегания осадочных отложений располагалась главным образом в центральной части батиаля. На сейсморазрезах она, как правило, выделяется только в нижней части СК, тогда как его верхняя часть в волновом поле представлена слабокоррелируемыми, непротяженными, динамически не выраженными горизонтами. Из этого следует, что осадочный чехол на начальном этапе развития формировался в условиях высокой гидроэнергетики. Интенсивные подводные течения, производя сортировку и дифференциацию осадочного материала, способствовали образованию стратифицированного разреза. На завершающем этапе развития СК доминирующее влияние на процесс осадконакопления стала оказывать вулканическая деятельность, в результате которой сформировалась верхняя толща нестратифицированных отложений. Отмечается явно выраженная асимметричность в морфологии бассейна. Его глубоководная часть практически полностью располагается в северо-западном сегменте. С учетом того, что северо-западное обрамление батиаля выделено весьма условно, только по редкой цепи вулканических построек, предполагается возможность ее продолжения в пределы современной территории Охотского моря. Следовательно, развитие бассейна на начальном этапе происходило в юго-восточном направлении от современного Охотоморья в сторону океана. Разрывные

нарушения, имеющие преимущественно сбросовый характер в центральной части бассейна и взбросо-надвиговый по обрамлению, позволяют судить о проседании ложа котловины при одновременном поднятии ее бортов.

Сейсмокомплекс 4 (средний эоцен – нижний миоцен) (рис. 3)

К этому времени в геологическом строении произошли существенные изменения. В первую очередь обращает на себя внимание образование двух обширных участков ненакопления площадью порядка 4000 км² на северо-западном обрамлении бассейна и порядка 12 000 км² – на юго-восточном. Совместно с эрозионными образованиями эти структуры послужили своего рода барьерным ограждением, практически изолирующим бассейн от остальной акватории. Площадь батиаля увеличилась до 58 000 км², в основном за счет ее распространения в юго-западном направлении в результате слияния в единый массив с такими же более мелкими образованиями. Об этом свидетельствуют многочисленные конусы выноса, сконцентрированные вдоль юго-восточного склона вблизи вулканических построек.

Развитие осадочного чехла происходило в различных энергетических условиях. Наиболее высокая энергетика проявилась в северо-восточном сегменте при формировании отложений сублиторали. Отсутствие на сейсморазрезах протяженных коррелируемых отражений, повышенный фон дифракции и высокая волновая дисперсия свидетельствуют о нестабильных гидродинамических процессах, препятствующих формированию стратифицированного разреза в этой части бассейна. Развитие осадочного чехла центральной части бассейна происходило в более спокойной энергетической обстановке, в связи с чем вблизи осевой линии батиаля в верхней части СК сформировалась обширная область высокостратифицированных отложений площадью примерно 10 000 км² при средней мощности 1.5 км. Хаотическая форма записи ОВ на сейсморазрезах океанического склона без каких-либо признаков фазовой корреляции при высоком фоне дифракции может свидетельствовать об осадконакоплении в условиях неспокойной энергетической обстановки, обусловленной в том числе вулканическими процессами, которые в ослабленной форме еще проявлялись вдоль всего юго-восточного борта. Преобладание тектонических подвижек сбросового характера вблизи положения тальвега котловины дает основание говорить о продолжающихся

процессах проседания и растяжения земной коры. Характер разрывных нарушений, выделенных вдоль северо-западного борта, с преобладанием взбросо-надвиговых структур свидетельствует о процессах поднятия на конечном этапе формирования СК.

Сейсмокомплекс 3 (нижний–средний миоцен) (рис. 3)

Основные изменения произошли в морфологии обрамляющих структур. В то время как на юго-восточном борту полностью исчезли обширная зона ненакопления и все эрозионные участки, на северо-западном, наоборот, возникло несколько аналогичных образований. Их появление, очевидно, связано с общим подъемом фундамента северо-западного борта, о чем свидетельствует конседиментационный характер залегания осадочных горизонтов на сейсморазрезах. За счет затопления структур юго-восточного обрамления площадь водного пространства существенно увеличилась, одновременно с общим обмелением акватории. Увеличение акватории в юго-восточном направлении происходило только в пределах литорали, в то время как батиаль, претерпев смещение в том же направлении, распалась на несколько мелких фрагментов, прекратив свое существование как единая морфологическая структура. Вулканическая деятельность вновь активизировалась. Как и в верхнемеловое время, по всему юго-восточному борту она сформировала непрерывную вулканическую дугу. Ее площадь составила примерно 43 000 км², а мощность вулканогенных отложений достигла 3300 м. Относительно невысокая мощность осадочного чехла не увязывается с интенсивным вулканизмом, генерирующим основной объем осадочного материала. Возможно, незначительная скорость осадконакопления вызвана высокой гидроэнергетикой, обеспечивающей вынос водными течениями более легких фракций пирокластического материала (вулканического пепла) за пределы бассейна. При этом более тяжелые продукты вулканизма, претерпев сортировку и дифференциацию водными потоками, оседая на дно под действием гравитации, образовали стратифицированный разрез, наблюдаемый в нижних слоях центральной части бассейна.

Судя по конфигурации конусов выноса, возникших на океаническом склоне юго-восточного борта бассейна, вынос осадочного материала происходил в сторону океана. Очевидно, выносу осадочного материала из акватории бассейна способствовал образовав-

шийся в данное время наклон коры в том же направлении, о чем свидетельствуют отмеченные выше процессы проседания юго-восточного борта при одновременном возвышении северо-западного.

О процессе опускания коры в данное время вполне определенно свидетельствуют многие исследователи. Так, согласно К.Ф. Сергееву [1976], в раннем миоцене зона Курильской гряды была вовлечена в интенсивное прогибание. По мнению И.Б. Цой и др. [2005], до раннего олигоцена на островном склоне Курило-Камчатского желоба существовали шельфовые условия, а в позднем олигоцене стали проявляться батиальные условия. Согласно Е.П. Терехову и др. [2012], мелководные условия седиментации на прилегающем участке хребта Витязя существовали до среднего миоцена, а к плиоцену произошло опускание всего региона. По данным [Леликов и др., 2008], слабо литостратифицированные породы кайнозойского чехла в олигоценовое время сформировались в шельфовых условиях, а в плиоцен-плейстоценовое время – в условиях батиали. С учетом этих фактов авторы полагают, что проявившийся в данное время наклон коры бассейна наиболее вероятно связан с механизмами общего наклона континентального склона зарождающегося Курило-Камчатского глубоководного желоба. А если это действительно так, то предположительное время начала формирования желоба можно отнести к началу миоцена.

Сейсмокомплекс 2 (средний–верхний миоцен) (рис. 3)

Заметные изменения произошли в районе северо-западного борта бассейна. Зона ненакопления вблизи современного побережья Камчатки существенно увеличилась, а на ее продолжении в юго-западном направлении образовались еще несколько, меньших по размеру, подобных зон. Сформировавшиеся в олигоцен-среднемиоценовое время локальные участки батиали сохранились в примерно прежних размерах. Площадь наибольшего из них составила порядка 18 000 км² при предполагаемой глубине ~2500 м. Активность вулканических процессов, сохранившихся на юго-восточном обрамлении, существенно понизилась.

Но, несмотря на сокращение площади вулканизма примерно на треть, продукты его деятельности составили основную часть осадочных отложений этого участка акватории. Судя по хаотической записи волнового поля, осадконакопление происходило в беспокойной

энергетической обстановке. При этом часть осадочного материала по конусам выноса транспортировалась из бассейна в сторону океана, откладываясь на континентальном склоне формирующегося желоба. Основные источники сноса для центральной котловины бассейна располагались в районе северо-западного борта, о чем свидетельствует направление изгиба фронтальных дуг находящихся здесь конусов выноса. Направление выноса осадочного материала в сторону океана, а также поднятие северо-западного борта бассейна при одновременном опускании юго-восточного косвенно свидетельствуют о продолжающихся процессах наклона коры бассейна в сторону океана.

Итак, модель геологического развития междуугового бассейна, расположенного на исследуемом участке системы островная дуга – Курило-Камчатский глубоководный желоб, представляется следующим образом. Его образование началось в конце мелового периода путем проседания локального участка коры и формирования по его периметру подводной вулканической цепи, продукты деятельности которой в последующем служили основным поставщиком осадочного материала. На начальном этапе развития бассейна его водная поверхность была практически не изолирована от прилегающих акваторий современного положения Охотского моря и Тихого океана, его первоначальные контуры определялись только морфологией морского дна. Например, глубоководные зоны междуугового бассейна и Охотского моря условно разделялись между собой только редкой цепью вулканических образований. По мере дальнейшего развития вначале происходит частичная изоляция бассейна от окружающего водного пространства, а затем постепенное слияние с акваторией океана. При этом слияние акваторий осуществлялось посредством погружения структур юго-восточного борта бассейна, а погружение в свою очередь сопровождалось увеличением угла наклона ложа бассейна в сторону океана. По мнению авторов, данный наклон напрямую

связан с общим наклоном континентального склона зарождающегося Курило-Камчатского желоба и потому время начала наклона ложа бассейна может служить своего рода маркером для определения времени начала формирования глубоководного желоба. Из вышеизложенного следует, что это время соответствует олигоцен-среднемиоценовому.

Заключение

Таким образом, наиболее вероятное время зарождения Курило-Камчатского желоба определяется нами как олигоцен – средний миоцен. Данное время было установлено в результате построения модели геологического развития междуугового бассейна, расположенного на континентальном склоне желоба. В работе показано, что зарождение глубоководного бассейна началось в конце мелового периода посредством проседания локального участка коры и образования по его периметру подводной вулканической цепи. По мере последующего развития произошла частичная изоляция бассейна от окружающего водного пространства, а затем постепенное слияние с акваторией океана, обусловленное погружением его юго-восточного борта. Авторы полагают, что данное погружение напрямую связано с процессом наклона коры будущего континентального склона Курило-Камчатского желоба. При этом начало этого наклона соответствует времени его зарождения.

Модель геологического развития построена благодаря использованию результатов метода сейсмофациального анализа. Данный метод, который впервые был задействован для изучения системы островная дуга – глубоководный желоб, позволил установить условия осадконакопления в исследуемом районе, построить модель его геологического развития и внести существенные коррективы в представление о времени зарождения Курило-Камчатского желоба. Последнее положение можно считать определяющим в статье, поскольку вопрос о времени его зарождения на данный момент остается дискуссионным.

Список литературы

1. Балакина Л.М. 1995. Курило-Камчатская сейсмогенная зона – строение и порядок генерации землетрясений. *Физика Земли*, 12: 48–57.
2. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. 1979. *Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб*. М.: Наука, 106 с.
3. *Геолого-геофизический атлас Курильской островной системы*. 1987. Л.: ВСЕГЕИ, 36 с.
4. Гнибиденко Г.С. 1987. *Структура глубоководных желобов Тихого океана (по данным МОВ-ОГТ)*. Владивосток: ДВО АН СССР, 50 с.

5. Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А., Терехов Е.П., Ващенко Н.Г., Вагина Н.К., Смирнова О.Л., Худик В.Д. **2008**. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе «сейсмической брешы» (тихоокеанский склон Курильской островной дуги). *Тихоокеанская геология*, 27(2): 3–15.
6. Ломтев В.Л. **1989**. Методы датирования глубоководных желобов. В кн.: *Геология Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту*. Владивосток: ДВО АН СССР, с. 105–111.
7. Ломтев В.Л. **2012**. К строению и истории Курило-Камчатского глубоководного желоба (СЗ Пацифика). *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, 3: 36–47.
8. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. **1985**. *Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 141 с.
9. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. **2006**. Сейсмические исследования ИМГиГ ДВО РАН в Северо-Западной Пацифике (1980–2005 гг.). *Вестник ДВО РАН*, 1: 59–66.
10. Рыбак-Франко Ю.В., Греция Е.В., Агаджанянц И.Г. **2019**. Геофизические исследования в акватории Северных Курильских островов – новая страница в понимании геологического строения, эволюции и перспектив нефтегазоносности региона. В кн.: *Новые идеи в геологии нефти и газа: сб. научных трудов (по материалам Междунар. науч.-практ. конф., 23–24 мая 2019 г.)*: [Электронный ресурс] (отв. ред. А.В. Ступакова; МГУ им. М.В. Ломоносова, Геол. фак-т, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых). М.: Перо, с. 408–412.
11. Сергеев К.Ф. **1976**. *Тектоника Курильской островной системы*. М.: Наука, 240 с.
12. Тараканов Р.З. **2004**. Новый взгляд на природу сейсмофокальной зоны. В кн.: *Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России*. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, т. 1: 157–175.
13. *Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря*. **2004**. Владивосток: ДВО РАН, 160 с.
14. *Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба* (отв. ред. П.М. Сычев). **1980**. М.: Наука, 179 с.
15. Терехов Е.П., Можеровский А.В., Цой И.Б., Леликов Е.П., Ващенко Н.Г., Горюва М.Т. **2012**. Верхнемеловые и кайнозойские комплексы вулканогенно-осадочных пород подводного хребта Витязя (островной склон Курило-Камчатского желоба) и история его развития. *Тихоокеанская геология*, 31(3): 24–31.
16. Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Золотухин Д.Е., Ивельская Т.Н., Поплавский А.А., Прытков А.С., Спиринов А.И. **2008**. Симуширские землетрясения и цунами 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. *Тихоокеанская геология*, 27(1): 3–17.
17. Цой И.Б., Шастина В.В. **2005**. *Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба*. Владивосток: Дальнаука, 181 с.
18. Шерифф Р., Гелдарт Л. **1987**. *Сейсморазведка. Т. 2. Обработка и интерпретация данных*. М.: Мир, 400 с. (Пер. с англ.).
19. Paturet D. **1971**. Different methods of time-depth conversion with and without migration. *Geophysical Prospecting*, 19(1): 27–41. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1971.tb00584.x>
20. Roksandic M.M. **1978**. Seismic facies analysis concepts. *Geophysical Prospecting*, 26: 383–398. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1978.tb01600.x>
21. Sangree J.B., Widmier J.M. **1979**. Interpretation of depositional facies from seismic data. *Geophysics*, 44: 131–60. <https://doi.org/10.1190/1.1440957>
22. Vail P.R., Todd R.G., Sangree J.B. **1977**. Chronostratigraphic significance of seismic reflections. In: Payton C.E. (ed.) *Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon exploration*, Tulsa, AAPG Memoir, 26, pt. 5, p. 99–116. <https://doi.org/10.1306/M26490C7>

References

1. Balakina L.M. **1995**. [Kuril-Kamchatka seismogenic zone – the structure and generation order of earthquakes]. *Fizika Zemli = Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 12: 48–57. (In Russ.).
2. Vasiliev B.I., Zhiltsov E.G., Suvorov A.A. **1979**. [Geological structure of the southwestern part of the Kuril arc-trench system]. Moscow: Nauka, 106 p. (In Russ.).
3. [Geological and geophysical atlas of the Kuril island system]. **1987**. Leningrad: VSEGEI, 36 p. (In Russ.).
4. Gnibidenko G.S. **1987**. [Structure of deep-sea trenches of the Pacific Ocean (based on the data of CDP seismic reflection method)]. Vladivostok: DVO AN SSSR, 50 p. (In Russ.).
5. Lelikov E.P., Tsoi I.B., Emelyanova T.A., Terekhov E.P., Vaschenkova N.G., Vagina N.K., Smirnova O.L., Khudik V.D. **2008**. Geological structure of the submarine Vityaz Ridge within the Seismic Gap area (Pacific slope of the Kurile island arc). *Russian J. of Pacific Geology*, 2(2): 99–109.
6. Lomtev V.L. **1989**. *Methods of ocean trenches dating Geology of the Pacific Ocean and transitional zone to Asian continent*. Vladivostok: DVO AN SSSR, 105–111. (In Russ.).
7. Lomtev V.L. **2012**. On structure and history of Kuril-Kamchatka ocean trench (NW Pacific). [Geology and mineral resources of the World Ocean], 3: 36–47. (In Russ.).

8. Lomtev V.L., Patrikeev V.N. **1985**. [*Compression structures in the Kuril and Japan trenches*]. Vladivostok: DVNC AN SSSR, 141 p. (In Russ.).
9. Lomtev V.L., Patrikeev V.N. **2006**. Seismic researches of the Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS in the Northwestern Pacific (1980–2005). *Vestnik DVO RAN = Vestnik of the Far East Branch of the RAS*, 1: 59–66. (In Russ.).
10. Rybak-Franko Yu.V., Gretskaya E.V., Agadzhanlyants I.G. **2019**. Geophysical Survey in the water area of the Northern Kuril Islands is a New Page in Understanding of Geological Structure, Evolution and Prospects of the Region's Oil and Gas Potential. In: *New Ideas in the Geology of Oil and Gas: Collection of Articles. Scientific Papers (based on the materials of the International Scientific-Practical Conference, May 23-24, 2019)*: [Electronic resource] (ed. A.V. Stupakov; Lomonosov Moscow State University, Geol. Faculty, Department of Geology and Geochemistry of Fossil Fuels). M.: Pero, p. 408–412.
11. Sergeev K.F. **1976**. *Tectonics of the Kuril island system*. Moscow: Nauka, 240 p. (In Russ.).
12. Tarakanov R.Z. **2004**. [New approach to the nature of seismic focal zone]. In: [*Geodynamics, geology and oil and gas bearing capacity of the sedimentary basins of the Russian Far East*]. Yuzhno-Sakhalinsk: IMGIG DVO RAN, vol. 1: 157–175. (In Russ.).
13. [*Tectonics and hydrocarbon potential of the Sea of Okhotsk*]. **2004**. Vladivostok: DVO RAN, 160 p. (In Russ.).
14. (Sychev P.M., ed.) [*Tectonics of Kuril-Kamchatka deep-sea trench*]. **1980**. Moscow: Nauka, 178 p. (In Russ.).
15. Terekhov E.P., Mozherovsky A.V., Tsoy I.B., Lelikov E.P., Vashchenkova N.G., Gorovaya M.T. **2012**. Late Mesozoic and Cenozoic volcanosedimentary complexes from the submarine Vityaz Ridge, the Island Arc slope of the Kuril-Kamchatka trench, and its evolution. *Russian J. of Pacific Geology*, 6(3): 209–216.
16. Tikhonov I.N., Vasilenko N.F., Zolotukhin D.E., Prytkov A.S., Ivelskaya T.N., Poplavsky A.A., Spirin A.I. **2008**. Simushir earthquakes and tsunamis of November 15, 2006, and January 13, 2007. *Russian J. of Pacific Geology*, 2(1): 1–14.
17. Tsoi I.B., Shastina V.V. **2005**. *Cenozoic siliceous microplankton from the deposits of the Sea of Okhotsk and the Kuril-Kamchatka trench*. Vladivostok: Dalnauka, 181 p.
18. Sheriff R.E., Geldart L.P. **1987**. *Exploration seismology*. Vol. 2. Moscow: Mir, 400 p. (In Russ., transl. for Engl.). <https://doi.org/10.1017/cbo9781139168359>
19. Paturet D. **1971**. Different methods of time-depth conversion with and without migration. *Geophysical Prospecting*, 19(1): 27–41. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1971.tb00584.x>
20. Roksandic M.M. **1978**. Seismic facies analysis concepts. *Geophysical Prospecting*, 26: 383–398. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1978.tb01600.x>
21. Sangree J.B., Widmier J.M. **1979**. Interpretation of depositional facies from seismic data. *Geophysics*, 44: 131–60. <https://doi.org/10.1190/1.1440957>
22. Vail P.R., Todd R.G., Sangree J.B. **1977**. Chronostratigraphic significance of seismic reflections. In: Payton C.E. (ed.) *Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon exploration*, Tulsa, AAPG Memoir, 26, pt. 5, p. 99–116. <https://doi.org/10.1306/M26490C7>

Об авторах

ЖИГУЛЕВ Владимир Валентинович (<https://orcid.org/0000-0002-4015-5424>), кандидат геолого-минералогических наук, ведущий геофизик, АО «Дальморнефтегеофизика», Южно-Сахалинск, zhvv@dmng.ru

ЖИГУЛЕВ Александр Владимирович, геофизик, АО «Дальморнефтегеофизика», Южно-Сахалинск

About Authors

ZHIGULEV Vladimir Valentinovich (<https://orcid.org/0000-0002-4015-5424>), Cand. of Sci (Geology and Mineralogy), Leading Geophysicist, Dalmorneftegeophysica JSC, Yuzhno-Sakhalinsk, zhvv@dmng.ru

ZHIGULEV Alexander Vladimirovich, Geophysicist, Dalmorneftegeophysica JSC, Yuzhno-Sakhalinsk

Развитие Солонцовских озер как показатель динамики увлажнения в Центральном Сихотэ-Алине в позднем голоцене

© 2021 Н. Г. Разжигаева*¹, Л. А. Ганзей¹, Т. А. Гребенникова¹, Т. А. Копотева², М. А. Климин², М. С. Лящевская¹, А. М. Паничев¹, Х. А. Арсланов³, Ф. Е. Максимов³, А. Ю. Петров³

¹ Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия

² Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, Россия

³ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: nadyar@tigdvo.ru

Резюме. На основе комплексного изучения разреза отложений оз. Нижнее выделены этапы развития малых Солонцовских (Шандуйских) озер, расположенных в среднегорье Центрального Сихотэ-Алина в пределах крупных оползней, образованных на склонах палеовулкана. Проанализирован эколого-таксономический состав диатомовой флоры, ботанический состав торфа и установлены тенденции озерного осадконакопления в зависимости от разного масштаба гидроклиматических изменений в позднем голоцене. Возрастная модель построена на основе 6 радиоуглеродных датировок. Временное разрешение реконструкций составляет 30–60 лет. Проведено сравнение развития озер Нижнее и Изюбриные Солонцы, на основе их динамики выделены этапы обводнения и обмеления озер, что позволило восстановить изменение увлажнения в среднегорье. Органогенные отложения в озерных котловинах накапливались с высокими скоростями (до 1.7–1.9 мм/год). Наиболее подробные данные получены для последних 2.6 тыс. кал. л. при изучении отложений оз. Нижнее, которое более чутко реагировало на изменение климатических условий. Частые смены комплексов диатомей и торфообразующих растений свидетельствуют о нестабильных гидроклиматических условиях с разной степенью обводнения и осушения вплоть до полного зарастания водоема. По данным диатомового анализа прослежена последовательная смена трофности водоема. Установлена частая смена сфагновых мхов разных секций, имеющих разные трофические предпочтения. Основными причинами изменения гидрологического режима озер являлись вариации атмосферных осадков при короткопериодной климатической ритмике. Проведена корреляция выделенных палеоклиматических событий с глобальными данными. Похолодания, как правило, сопровождались снижением увлажнения, но малый ледниковый период был влажным за счет роста атмосферных осадков.

Ключевые слова: горные озера, торфонакопление, диатомовые водоросли, ботанический состав, климатические изменения, голоцен, юг Дальнего Востока

Development of Solontsovskie Lakes as indicator of humidity within Central Sikhote-Alin in the Late Holocene

Nadezhda G. Razjigaeva*¹, Larisa A. Ganzey¹, Tatiana A. Grebennikova¹, Tatiana A. Kopoteva², Mikhail A. Klimin², Marina S. Lyashchevskaya¹, Alexander M. Panichev¹, Khikmatulla A. Arslanov³, Fedor E. Maksimov³, Alexey Yu. Petrov³

¹ Pacific Geographical Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

² Institute of Water and Ecology Problems, FEB RAS, Khabarovsk, Russia

³ St.-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

*E-mail: nadyar@tigdvo.ru

Abstract. The stages of development of small Solontsovskie (Shanduyskie) Lakes located in the middle mountains of the Central Sikhote-Alin within large landslides, formed on the slopes of the paleovolcano, are identified on the basis of complex study of the sediment section of the Nizhnee Lake. The ecological-taxonomic composition of the diatom flora, the botanical composition of peat have been analyzed, and the tendencies of lacustrine sedimentation depending on the different scale of hydroclimatic changes in the Late Holocene have been established. The age model is based on 6 radiocarbon dates. The temporary resolution for the reconstructions is 30–60 years. A comparison of the development of Nizhnee and Izubrinnye Solontsi Lakes

was carried out, the stages of watering and shallowing of lakes were identified on the basis of their dynamics, which made it possible to restore the change in moisture in the middle mountains. Organogenic deposits in lacustrine basins accumulated at high rates (up to 1.7–1.9 mm/year). The most detailed data were obtained for the last 2.6 thousand cal. yr BP based on the study of the sediment section of the Nizhnee Lake, which responded more sensitively to changing climatic conditions. Frequent changes in diatom assemblages and peat-forming plants indicate unstable hydroclimatic conditions with varying degrees of watering and drainage up to complete overgrowth of water bodies. According to the data of diatom analysis, a successive change in the trophicity of the lake was traced. A frequent change of sphagnum mosses of different sections with different trophic preferences was established. The main reason for the change in the hydrological regime of the lakes was variations in precipitation during the short-term climatic changes. The correlation of the identified paleoclimatic events with global data has been carried out. Cooling periods, as a rule, were accompanied by a decrease in moisture, but the Little Ice Age was wet due to an increase in precipitation.

Keywords: mountain lakes, peat accumulation, diatoms, botanical composition, climatic changes, Holocene, south Far East

Для цитирования: Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Копотева Т.А., Климин М.А., Ляшевская М.С., Паничев А.М., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю. Развитие Солонцовских озер как показатель динамики увлажнения в Центральном Сихотэ-Алине в позднем голоцене. *Геосистемы переходных зон*, 2021, т. 5, № 3, с. 287–304. <https://doi.org/10.30730/grtz.2021.5.3.287-304>.

Благодарности и финансирование

Авторы выражают благодарность сотрудникам ТИГ ДВО РАН, принимавшим участие в полевых работах. Работа выполнена в рамках государственных программ Тихоокеанского института географии ДВО РАН № АААА-А19-119030790003-1 и Института водных и экологических проблем ДВО РАН № 121021500060-4.

Авторы благодарны Наталии Степановне Болиховской и анонимному рецензенту за внимательное прочтение статьи и конструктивные замечания.

Введение

Одной из характерных черт муссонного климата является неравномерное увлажнение в течение года. Длительность этих периодов, по-видимому, существенно менялась во времени. Палеореконструкции, выполненные для разных районов юга Дальнего Востока, показывают, что увлажнение в голоцене контролировалось интенсивностью восточноазиатского муссона и циклогенеза [Базарова и др., 2018а; Разжигаева и др., 2020; Leire et al., 2015]. Динамика летнего муссона в голоцене хорошо изучена для северо-востока Китая, есть данные по Корейскому полуострову и Японским островам [Li et al., 2011; Chen et al., 2015; Lim et al., 2015; Stebich et al., 2015]. Для юга Российского Дальнего Востока мало информации о том, насколько менялось увлажнение на разных высотных поясах в горных районах. Большинство реконструкций сделано для морского побережья и низких уровней рельефа, в том числе Приханкайской низменности [Базарова

For citation: Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Kopoteva T.A., Klimin M.A., Lyashevskaya M.S., Panichev A.M., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Petrov A. Yu. Development of Solontsovskie Lakes as indicator of humidity within Central Sikhote-Alin in the Late Holocene. *Geosistemy perhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2021, vol. 5, no. 3, pp. 287–304. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/grtz.2021.5.3.287-304>.

Acknowledgements and Funding

Authors are grateful to the staff of the Pacific Geographical Institute FEB RAS, who took part in the field works. The work was performed within the framework of the state assignments of the Pacific Geographical Institute FEB RAS no. АААА-А19-119030790003-1 and the Institute of Water and Ecology Problems FEB RAS no. 121021500060-4.

Authors are grateful to Natalya S. Bolikhovskaya and the anonymous Reviewer for careful reading of the manuscript and constructive remarks.

и др., 2018б; Короткий, 2002; Микишин и др., 2007, 2008] и предгорьев Сихотэ-Алиня [Белянин, Белянина, 2018; Разжигаева и др., 2019а]. Высокорастворяющие реконструкции, выполненные по отложениям палеозер на горных плато юга Сихотэ-Алиня, позволили выделить периоды разной увлажненности в среднегорье в позднем голоцене [Разжигаева и др., 2016, 2019б]. Для Центрального Сихотэ-Алиня такие реконструкции сделаны по оз. Изюбриные Солонцы [Разжигаева и др., 2017], одному из группы Солонцовских (Шандуйских) озер, образованных за счет крупных оползней на склонах древнего вулкана. Авторами получены материалы по оз. Нижнее, расположенному около наиболее крупного озера Большое Солонцовое (Царское). Цель настоящей статьи – выделить этапы развития оз. Нижнее, провести корреляцию с данными по оз. Изюбриные Солонцы и на основе их динамики восстановить изменение увлажнения в среднегорье в позднем голоцене.

Краткая характеристика района

Солонцовские озера расположены на восточном макросклоне Сихотэ-Алиня около палеовулкана Солонцовского [Ветренников, 1976], возраст которого оценивается около 61–56 млн лет [Паничев и др., 2012]. Группа включает 10 озер, образованных после схода крупных оползней, перегородивших русла водотоков. Озеро Нижнее (100 × 50 м), расположенное на абс. высоте 565 м в 200 м к юго-востоку от оз. Большое Солонцовое (Царское), находится в пределах пояса кедровых и кедрово-еловых лесов (400–700 м) и входит в территорию Сихотэ-Алинского биосферного заповедника [Васильев, Матюшкин (ред.), 1982]. Озеро Изюбриные Солонцы (190 × 100 м) находится на абс. высоте 750 м в поясе пихтово-еловых лесов (700–1200 м).

С учетом регионального вертикального градиента [Марченко, 1991] среднегодовая температура в горах на высоте 500–600 м составляет +1.5 °С, температура января –18.3 °С, августа +11.8 °С. Количество осадков – 940 мм/год, наибольшее количество выпадает в августе–сентябре. Безморозный период длится 120 дней [Растительный..., 1982]. Высота снежного покрова в снежные зимы может достигать 1 м [Паничев и др., 2012].

Гидрологический режим озер сильно различается. В случае, когда подстилающие отложения представлены плохо проницаемыми суглинистыми отложениями, уровень озера мало меняется в течение года (оз. Верхнее, или Круглое). Уровень оз. Большое Солонцовое существенно колеблется в разные сезоны вплоть до

полного исчезновения воды в начале лета и зависит от количества выпавших атмосферных осадков. Наполнение озерной чаши водой происходит в конце августа – в сентябре, в сезон тайфунов. Скорее всего, ложе озерной котловины сложено более проницаемыми отложениями. Малые озера, такие как Изюбриные Солонцы и Нижнее, почти полностью заросшие. Озерные котловины заполнены торфом и большую часть года представляют собой топи. Открытая вода появляется здесь после сильных ливней.

По краям озер растет лиственница Каяндера (*Larix cajanderi*). В краевой части котловины оз. Нижнего дернина состоит из остатков трав с преобладанием пушицы Шейхцера и влажлищной (*Eriophorum scheuchzeri*, *E. vaginatum*) и осок скрытоплодной и Миддендорфа (*Carex cryptocarpa*, *C. middendorffii*), встречен очеретник белый (*Rynchospora alba*), камыш озерный (*Schoenoplectus tabernaemontanii*), единично ирис, папоротник щитовник болотный (*Dryopteris thelypteris*), в небольшом количестве присутствуют сфагновые мхи (10–35 %) эвтрофные топяные *Sphagnum denticulatum* и *S. subsecundum*, а также гигрофит *S. divinum*, характерный для олиготрофно-мезотрофных сильно обводненных болот, единично – зеленый мох. Болото относится к переходному типу.

Материалы и методы

Реконструкции основаны на данных изучения разреза (0317, 45°25′23.56″ с.ш., 136°30′58.54″ в.д.), пробуренного в краевой части оз. Нижнее (рис. 1). Вскрыто 3.25 м плотно-го торфа. Отбор проб проводился с шагом 5 см.



Рис. 1. Район работ, Солонцовские озера, Сихотэ-Алинь. (а) схема расположения Солонцовских озер и положение изученных разрезов; (б) оз. Большое Солонцовое, фаза обводнения, весна; (в) там же, фаза осушения, лето; (д) оз. Нижнее; (е) оз. Изюбриные Солонцы. Фото А.М. Паничева

Fig. 1. Studied area, Solontsovskie Lakes, Sikhote-Alin. (a) Solontsovskie Lakes location and position of studied sections; (b) Bolshoe Solontsovoye Lake, inundation phase, spring; (c) Bolshoe Solontsovoye Lake, dry phase, summer; (d) Nizhnee Lake; (e) Izyubrynye Solontsi Lake. Photo by A.M. Panichev

Ботанический состав торфа определяли согласно Г.Г. Куликовой [1974]. В препаратах отмечали наличие углей, зеленых водорослей, кладоцер и раковинных амеб. Раковинные амебы определяли по [Мазей, Цыганов, 2006]. Определена зольность торфа.

Подготовка материала для диатомового анализа проводилась по общепринятой методике [Глезер и др., 1974], диатомеи определяли в постоянных препаратах с помощью микроскопа «Ахискор», при увеличении $\times 1000$. При эколого-географической характеристике диатомей использовались [Барина и др., 2008; Давыдова, 1985; Харитонов, 2010; Krammer, Lange-Bertalot, 1986, 1991a, b]. Проведен подсчет содержания створок диатомей в 1 грамме воздушно-сухого осадка для выявления продуктивности диатомовой флоры в зависимости от экологического состояния палеоводоёма на разных этапах его развития.

Радиоуглеродное датирование образцов торфа выполнено в Институте наук о Земле СПбГУ (г. Санкт-Петербург). Калибровка радиоуглеродных дат сделана с помощью программы OxCal 4.4 с использованием калибровочной кривой «IntCal 20» [Ramsey, 2017; Reimer, 2020]. При определении хронологии изменений озерно-болотных обстановок использован калиброванный возраст, определенный по модели в программе Bacon 2 и с программной оболочкой R [Blaauw, Christen, 2011].

Результаты

Возрастная модель, созданная на по результатам ^{14}C датирования шести образцов (табл. 1), показала, что скорости торфонакопления в котловине оз. Нижнее были достаточно равномерными (рис. 2). На начальном этапе торф накапливался со скоростью 0.8–1 мм/год. Около 1290 кал. л.н. скорости возросли до 1.6–1.7 мм/год, несколько снизились в интервале 980–620 кал. л.н. (до 1.4 мм/год), возросли около 620–320 кал. л.н. (1.6–1.7 мм/год)

и уменьшились в завершающий этап (до 1.2–1.4 мм/год). Временное разрешение реконструкций составляет 50–60 лет, а для последних 1290 кал. л. – 30–40 лет.

В целом, скорости торфонакопления ниже, чем в оз. Изюбриные Солонцы (до 1.9 мм/год) [Разжигаева и др., 2017], но общие тенденции хорошо прослеживаются. Резкое увеличение скоростей происходило около 1280 кал. л.н., в конце малого оптимума голоцена и начале малого ледникового периода скорости снизились, возросли около 500–400 кал. л.н. и понизились в последние 400 лет.

Ботанический состав и зольность торфа.

Заболачивание началось в понижении в теле оползня, занятом лиственничным лесом. Во влажных, прохладных условиях (2640–2590 кал. л.н.) начал накапливаться травяно-зеленомошный торф (рис. 3). Встречены остатки 5 видов зеленых мхов: *Aulacomnium palustre*, *Helodium blandovii*, *Mnium punctatum*, *Meesia trifaria* и *Drepanocladus* sp. Травянистые растения представлены осоками, пушицей, встречены камыш, ирис. Сфагновый по-

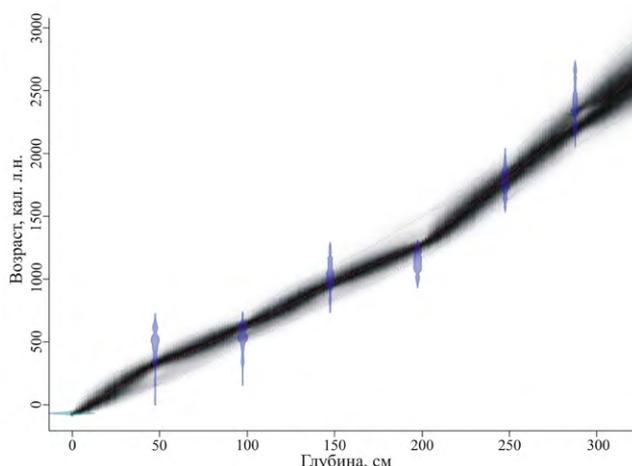


Рис. 2. Возрастная модель накопления отложений оз. Нижнее.

Fig. 2. Age model of accumulation of the sediments of Nizhnee Lake.

Таблица 1. Радиоуглеродный, календарный возраст и скорости накопления отложений оз. Нижнее

Table 1. Radiocarbon, calendar age and accumulation rates of the deposits of Nizhnee Lake

Лаб. номер, ЛУ-	Номер образца	Интервал, см	Радиоуглеродный возраст, лет	Календарный возраст, лет (2σ)	Моделированный возраст, кал. лет	Скорость торфонакопления по моделированному возрасту (интервал), мм/год
8838	10/0317	45–50	470 ± 100	480 ± 100	285–320	1.2–1.4
8839	20/0317	95–100	530 ± 90	550 ± 80	591–622	1.6–1.7
8840	30/0317	145–150	1100 ± 80	1030 ± 90	944–980	1.4–1.5
8841	40/0317	195–200	1220 ± 60	1150 ± 70	1258–1289	1.6–1.7
8842	50/0317	245–250	1850 ± 70	1780 ± 90	1671–1814	1–1.2
8843	58/0317	285–290	2330 ± 70	2380 ± 130	2220–2279	0.8–1

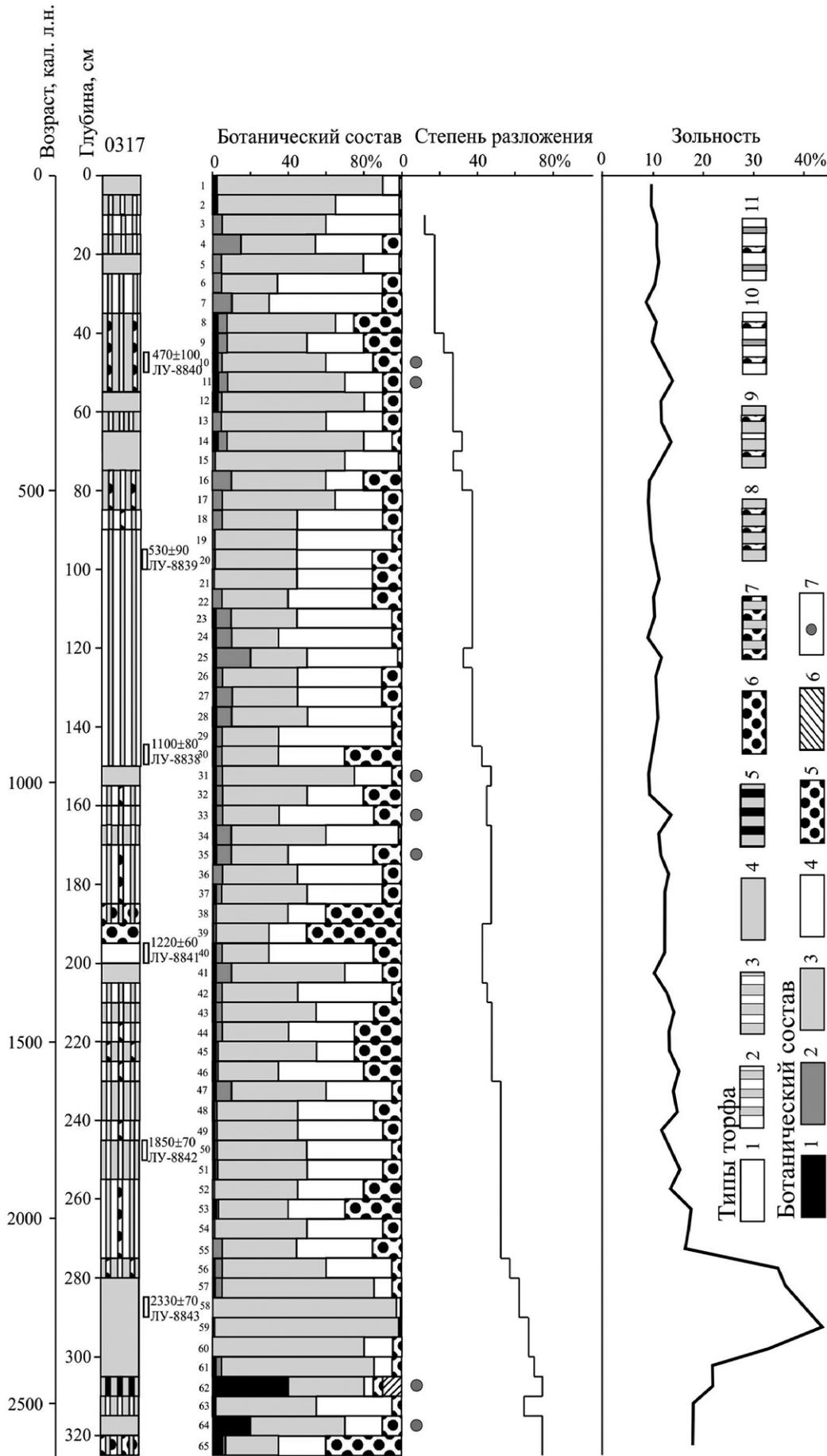


Рис. 3. Ботанический состав и характеристики торфа, оз. Нижнее.

Типы торфа: 1 – сфагновый, 2 – травяно-сфагновый, 3 – сфагново-травяной, 4 – травяной, 5 – древесно-травяной, 6 – зеленомошный, 7 – травяно-зеленомошный, 8 – зеленомошно-травяной, 9 – мохово-травяной, 10–11 – травяно-моховый. Ботанический состав: 1 – древесные, 2 – кустарнички, 3 – травы, 4 – сфагновые мхи, 5 – зеленые мхи, 6–7 – угли.

Fig. 3. Botanical composition and characteristics of peat, Nizhnee Lake.

Peat types: 1 – *Sphagnum*, 2 – herb-*Sphagnum*, 3 – *Sphagnum*-herb, 4 – herb, 5 – woody-herb, 6 – green moss, 7 – herb-green moss, 8 – green-moss-herb, 9 – moss-herb, 10–11 – herb-moss. Botanical composition: 1 – woody, 2 – shrubs, 3 – herb, 4 – *Sphagnum*, 5 – green moss, 6–7 – charcoal.

кров включал гигрофиты *Sphagnum jensenii*, *S. divinum*, *S. fallax*. Лиственничник с участием березы был развит по обрамлению болота до 2430 кал. л.н., формировался низинный сфагново-травяной и древесно-травяной торф (инт. 305–325 см). Наличие большого количества обгоревших веточек и углей свидетельствует о частых пожарах. Появились кладоцеры *Chydorus sphaericus* – вид, широко распространенный в эвтрофных пресных неглубоких водоемах. В интервале 2590–2430 кал. л.н. периодически происходили масштабные пожары, уничтожавшие и болотную растительность, о чем говорит наличие углей и зеленого мха *Aulacomnium palustre* – индикатора пирогенных смен [Копотева, Купцова, 2011].

Около 2430–2160 кал. л.н. начал накапливаться низинный травяной торф (инт. 280–305 см), в основном пушицево-осоковый со значительным присутствием гидрофитов, в том числе камыша озерного, хвоща приречного (*Equisetum fluviatil*) и кувшинки белой (*Nymphaea alba*). Кустарниковый ярус был слабо развит, встречены остатки кустарниковой березы. Практически исчезли сфагновые и зеленые мхи (2330–2220 кал. л.н.). Степень разложения материала уменьшилась. Торф, образованный около 2380–2110 кал. л.н., имеет повышенную зольность (до 43.5 %).

Моховой покров стал более развит около 2160–1290 кал. л.н. – остатки сфагновых мхов составляют до 50 % торфа, зеленые мхи – до 25 % (инт. 200–280 см). Среди трав преобладают пушицы и осоки, найдены остатки сабельника, лобелии, камыша, стало много ириса. В обилии появилась клюква болотная (*Oxycoccus palustris*). Степень разложения стала ниже. Присутствие кладоцер указывает на переувлажнение.

Наибольший расцвет сфагновых мхов (*Sphagnum jensenii*) был около 1290–1260 кал. л.н. (инт. 195–200 см). В составе трав появился пухонос (*Baeothryon* sp.). Вспышка развития зеленого мха эвтрофного гидрогидрофита *Limprichtia revolvens* (инт. 185–195 см) указывает на застойный режим 1260–1200 кал. л.н.

Травяно-моховый торф (инт. 155–185 см) формировался 1200–1010 кал. л.н. Наряду со *Sphagnum jensenii* с 1100 кал. л.н. увеличилась роль *S. divinum*. Встречаются редкие угольки, за исключением инт. 160–165 см (1080–1040 кал. л.н.)

Количество сфагновых и гипновых мхов снижается около 1010–980 кал. л.н., начал формировался травяной торф (150–155 см) с оби-

лием остатков пушицы, что может быть результатом частых пожаров.

Травяно-сфагновый торф (85–150 см) довольно однородного состав накапливался около 980–560 кал. л.н. Зеленые мхи представлены *Limprichtia revolvens*, *Meesia trifaria*. В обилии росла клюква, в торфе встречено много хвой лиственницы. Обилие кладоцер *Alonopsis elongate* говорит о переувлажнении.

Роль травянистых растений увеличилась 560–210 кал. л.н. (инт. 35–85 см). Среди сфагновых мхов появились мезотрофный *Sphagnum lindbergii* и эвтрофный гидрогигрофит *S. subsecundum*. Около 440 кал. л.н. практически исчезли кладоцеры – стало суше. Травяной торф формировался около 380–350 кал. л.н. Около 320–210 кал. л.н. увеличилось количество и разнообразие зеленых мхов (*Limprichtia revolvens*, *Scorpidium scorpioides*, *Calliergonella cuspidata*).

Ярус из сфагновых мхов стал более развит 210–130 кал. л.н. (инт. 25–35 см). Около 130–90 кал. л.н. существовало пушицево-осоковое болото. Роль сфагновых мхов возросла последние десятилетия, но поверхностная дернина сложена преимущественно травами.

В торфе, образованном 1870–500 кал. л.н. (инт. 80–255 см), в больших количествах присутствуют раковинные амебы: гидрофилы *Heleopera petricola*, *Archerella flavum* [Курьина, 2011] и гигрофилы-сфагнофилы *Hyalosphenia papilio*, изредка *H. elegans*, характерные для переходных болот [Мазей и др., 2013]. Два последних вида имеют оптимум уровня болотных вод 20–21 см, толерантны при колебаниях 5–15 см [Цыганов и др., 2017]. В торфе моложе 2220 кал. л.н. (с глубины 285 см) в большом количестве встречаются *Centropyxis aculeata*, *C. constricta* и *C. laevigata*, типичные для сильно обводненных местообитаний и тяготеющие к мезотрофным условиям среды [Курьина, 2011].

Диатомовый анализ. В отложениях разреза было определено 144 таксона диатомовых водорослей: преобладают виды обрастаний (69) и донные формы (64), планктонных и временно планктонных – 11 видов. На фоне преобладания космополитов встречено 11 бореальных и 22 арктобореальных видов. Отношение к галобности известно для 128 видов, все они олигогалобы, доминируют индифференты (78), обнаружены галофобы (39) и галофилы (11). По отношению к pH преобладают циркумнейтральные виды (66), ацидофилов – 40 видов, алкалофилов – 24. Выделено 10 комплексов диатомей (рис. 4).

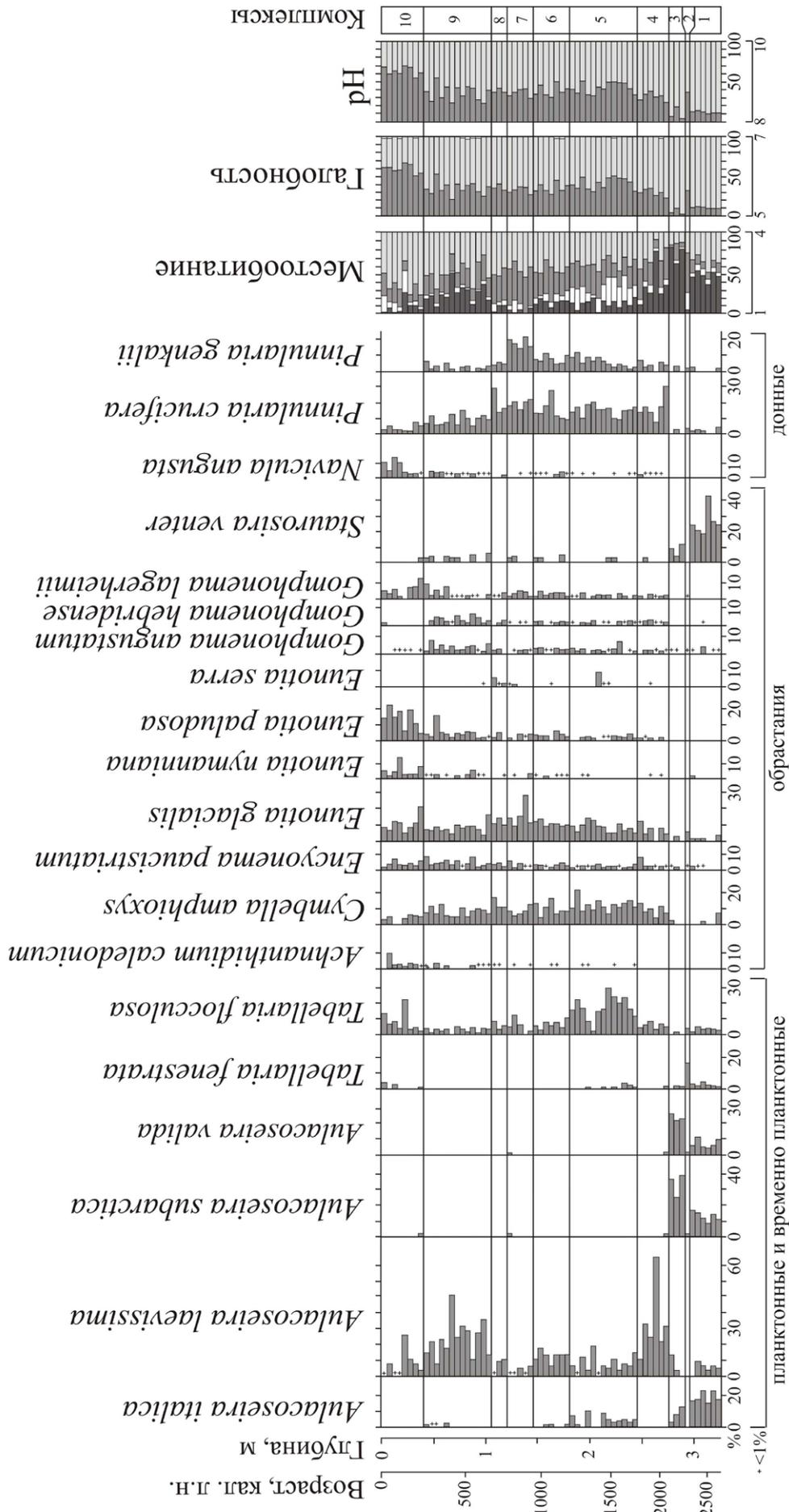


Рис. 4. Распределение диатомей в разрезе отложений оз. Нижнее.

Местообитание: 1 – планктонные, 2 – временно планктонные, 3 – донные, 4 – обрасания, 5 – галофобы, 6 – индифференты, 7 – галофилы, 8 – ацидофилы, 9 – циркумнейтральные, 10 – алкалофилы.

Fig. 4. Distribution of diatoms in the sediments section of Nizhnee Lake.

Habitat: 1 – planktonic, 2 – temporarily planktonic, 3 – bottom, 4 – epiiphytes, 5 – halophobes, 6 – indifferent, 7 – halophiles, 8 – acidophiles, 9 – circumneutral, 10 – alkaliphiles.

На начальном этапе (2640–2330 кал. л.н., инт. 295–325 см) в котловине существовало озеро с развитой литоральной зоной, заросшей водной растительностью. В диатомовом комплексе 1 ведущее положение занимают планктонные виды. Доминируют планктонные *Aulacoseira italica*, характерный для мезотрофно-эвтрофных вод, и *Aulacoseira subarctica*, а из обрастаний – *Staurosira venter*, типичный для олиготрофно-мезотрофных условий [Krammer, Lange-Bertalot, 1991a]. По отношению к галобности преобладают индифференты, по отношению к рН – циркумнейтральные виды и алкалифилы. Содержание арктобореальных видов колеблется от 2.1 до 8.3 %. Концентрация створок диатомей достигает 46.9 млн/г сухого осадка.

Кратковременное снижение уровня озера произошло в похолодание 2330–2280 кал. л.н. (инт. 290–295 см). Диатомовый комплекс 2 характеризуется высоким содержанием донной флоры. Доминируют широко распространенные в слабоминерализованных олиготрофно-мезотрофных мелководных водоемах временно планктонный космополит *Tabellaria fenestrata*, арктобореальный *Fragilariforma nitzschiioides*, предпочитающий олиготрофно-дистрофные воды, и донный *Hantzschia amphioxys* (13.2 %), который может обитать и в почвах. Субдоминантами являются характерные для олиготрофных водоемов северных регионов донный *Pinnularia crucifera* и обитатель болот *Eunotia glacialis*. Увеличивается содержание галофобов (до 41.3 %), ацидофилов (до 36 %) и арктобореальных видов (до 15.5 %). Озеро стало ближе к олиготрофному, температурные условия, по-видимому, стали более холодными. Обилие створок снижается до 2.9 млн/г. Территория начала заболачиваться, а местами, вероятно, образовались осушки.

Последующее обводнение озерной чаши (2280–2110 кал. л.н., инт. 275–290 см) привело к преобладанию планктонных видов (до 79.6 %) (комплекс 3). Доминируют *Aulacoseira subarctica* и *A. valida* – космополит, распространенный в олиготрофно-мезотрофных водоемах северных и горных регионов. Субдоминантом является *Staurosira venter*. Доли ацидофилов и галофобов снижаются. Содержание арктобореальных видов $\leq 8,1$ %. Концентрация створок составляет 31–70 млн/г. Состав диатомей указывает на существование

олиготрофно-мезотрофного озера с зарослями макрофитов.

Комплекс 4 отражает значительное снижение уровня и заболачивание озера 2110–1760 кал. л.н. (инт. 245–275 см). Доминирующим становится *Aulacoseira laevissima*, характерный для олиготрофных водоемов. Этот вид встречается в мелководных ледниковых озерах (глубина ~ 1 м) в субальпийском и альпийском поясах [Buczko et al., 2010; Krammer, Lange-Bertalot, 1991]. Повышается содержание донных видов, особенно *Pinnularia crucifera*. Субдоминантами являются обрастатели олиготрофных и олиготрофно-дистрофных водоемов: арктобореальный *Symbella amphioxys*, космополиты *Eunotia glacialis* и *Tabellaria flocculosa*, появляются характерные для сфагновых местообитаний арктобореальные *Eunotia lapponica*, *Eunotia serra*. Увеличилось содержание ацидофилов (до 25.2 %) и галофобов (до 26.4 %), характерных для болотных обстановок, и арктобореальных диатомей (12–25.5 %). Концентрация створок снижается (1.4–9.3 млн/г).

Комплекс 5 (1760–1130 кал. л.н., инт. 180–245 см) свидетельствует, что гидрологический режим олиготрофно-дистрофного водоема был неустойчивым. Содержание планктонных видов сильно варьирует, наряду с *Aulacoseira laevissima* найдены *A. italica*, *A. crenulata*, *A. subarctica*. Существенно увеличивается содержание *Tabellaria flocculosa*, типичного для торфяных болот. Значительно повышается участие галофобов и ацидофилов. Постоянными компонентами флоры становятся *Eunotia serra* и *E. lapponica*, оптимально развивающиеся при рН 4.9 [Барина и др., 2006]. Максимальное содержание (до 10.8 %) этих видов найдено в интервале 2.15–2.20 м (1500–1440 кал. л.н.). Здесь резко (до 1 %) сокращается участие планктонных видов. Возможно, на короткий период озеро сильно зарастало. Доля арктобореальных диатомей в этом слое осадков повышается до 33 %, тогда как в подстилающих и перекрывающих осадках их участие составляет 15–26.7 %. Обилие створок не превышает 2.5 млн/г.

Комплекс 6 отражает снижение уровня озера около 1130–910 кал. л.н. (инт. 140–180 см). Среди доминант повысилась роль *Pinnularia crucifera*. В составе субдоминантов появляется донный *Pinnularia genkalii*. Увеличивается

содержание болотных видов рода *Eunotia* (до 27 %), включая *E. paludosa*, типичный для болот с участием сфагнома и толерантный к временному обезвоживанию [Dam et al., 1994]. Концентрация створок колеблется в пределах 0.7–1.8 млн/г.

Значительное снижение уровня озера в результате дальнейшего зарастания было около 910–760 кал. л.н. (комплекс 7, инт. 120–140 см). Содержание планктонных диатомей уменьшается, преобладают донные виды и обрастатели. Увеличивается доля видов родов *Eunotia* (до 35.5 %) и *Pinnularia* (до 45.8 %), среди которых доминируют виды, характерные для околонеутральных или слабокислых вод олиготрофных водоемов (*Eunotia glacialis*, *Pinnularia crucifera*, *P. genkalii*). Субдоминантами являются *Symbella amphioxys* и *Tabellaria flocculosa*. В отдельные периоды 910–870; 840–800 кал. л.н. (инт. 135–140 и 125–130 см) фиксируется полное зарастание озера. Концентрация створок снижается до 0.2 млн/г.

Комплекс 8 (инт. 105–120 см) отражает незначительное обводнение озерной чаши около 760–660 кал. л.н. Увеличилось содержание *Aulacoseira laevissima* и снизилась доля донных видов. Климатические условия были холодными – содержание арктобореальных видов достигает 29.5 %, в том числе выросло участие *Eunotia serra*. Концентрация створок повышается до 2.1 млн/г.

Более сильное обводнение зафиксировано около 660–250 кал. л.н. (инт. 40–105 см) (комплекс 9). Доля планктонных видов увеличивается до 49.7 %. Климатические условия оставались холодными, содержание арктобореальных видов составляет 29 %. Концентрация створок колеблется в пределах 1–4.7 млн/г. Кратковременное обмеление озера фиксируется 380–350 кал. л.н. (инт. 55–60 см). Здесь содержание планктонных видов снижается до 8.1 %, растет участие *Eunotia paludosa*, *E. nymanniana*, способных обитать при незначительном увлажнении [Dam et al., 1994].

Последующее развитие озера происходило в условиях прогрессирующего обмеления. В комплексе 10 (инт. 0–40 см) преобладают виды обрастаний (до 77 %), доминируют *Eunotia paludosa*, *E. glacialis*, субдоминантами являются *Eunotia nymanniana*, *Encyonema paucistriatum*, что может свидетельствовать о слабом увлажнении. В кровле повышается

содержание донного *Navicula angusta*, распространенного преимущественно в олиготрофных водах и моховом дерне горных районов [Krammer, Lange-Bertalot, 1986]. Значительное обводнение озера фиксируется в первой половине XIX в. – содержание планктонных видов (*Aulacoseira laevissima*, *A. italica*, *A. subarctica*, *A. crenulata*) повышается до 25.4 %. Также значительно повышается содержание *Tabellaria flocculosa*. Менее сильное обводнение озера проявилось в первой половине XX в. – доля планктонных диатомей в инт. 10–15 см составляет 6.3 %. Доля планктонных видов снижается до 1.2 % в кровле, что указывает на полное зарастание озера. В торфе, образованном в фазы обводнения, концентрация створок достигает 3.5 млн/г., в остальных слоях не более 2 млн/г. В целом, в комплексе преобладают ацидофилы и галофобы. Содержание арктобореальных видов снижается от 32.7 до 10 % в кровле.

Обсуждение результатов

Изучение двух разрезов органогенных отложений в озерных котловинах показало, что оползни на склонах Солонцовского палеовулкана были многофазными образованиями, малые озера имеют разный возраст. Озеро Изюбрины Солонцы (4.4 тыс. кал. л.н.) более древнее, чем оз. Нижнее (2.6 тыс. кал. л.н.), ход их развития был метахронным, скорее всего за счет разного высотного положения, но тенденции довольно близкие и отражают климатическую ритмику в позднем голоцене в среднегорье Центрального Сихотэ-Алиня (рис. 5). Главным фактором, определяющим развитие озер и особенности осадконакопления, являлось изменение увлажнения, которое контролировалось количеством атмосферных осадков. Растительный покров болот и микрофлора в водоемах сильно нарушались из-за изменения обводненности, о чем свидетельствует частая смена низших растений-торфообразователей, имеющих разные трофические предпочтения, и диатомовых комплексов с доминированием видов, предпочитающих разные местообитания и реагирующих на геохимическую обстановку. Покров сосудистых растений на болотах очень слабо реагировал на климатические смены: на протяжении формирования всего разреза господствовали 2–3 вида осок и пушиц

с гидрофитами. Вследствие весьма значительных сезонных колебаний уровня болотных вод, присущих данному региону, переувлажнение периодически менялось от застойного, сопро-

вождавшегося вспышкой развития гипновых мхов, до слабо проточного, на что указывает периодически появляющийся терригенный материал.

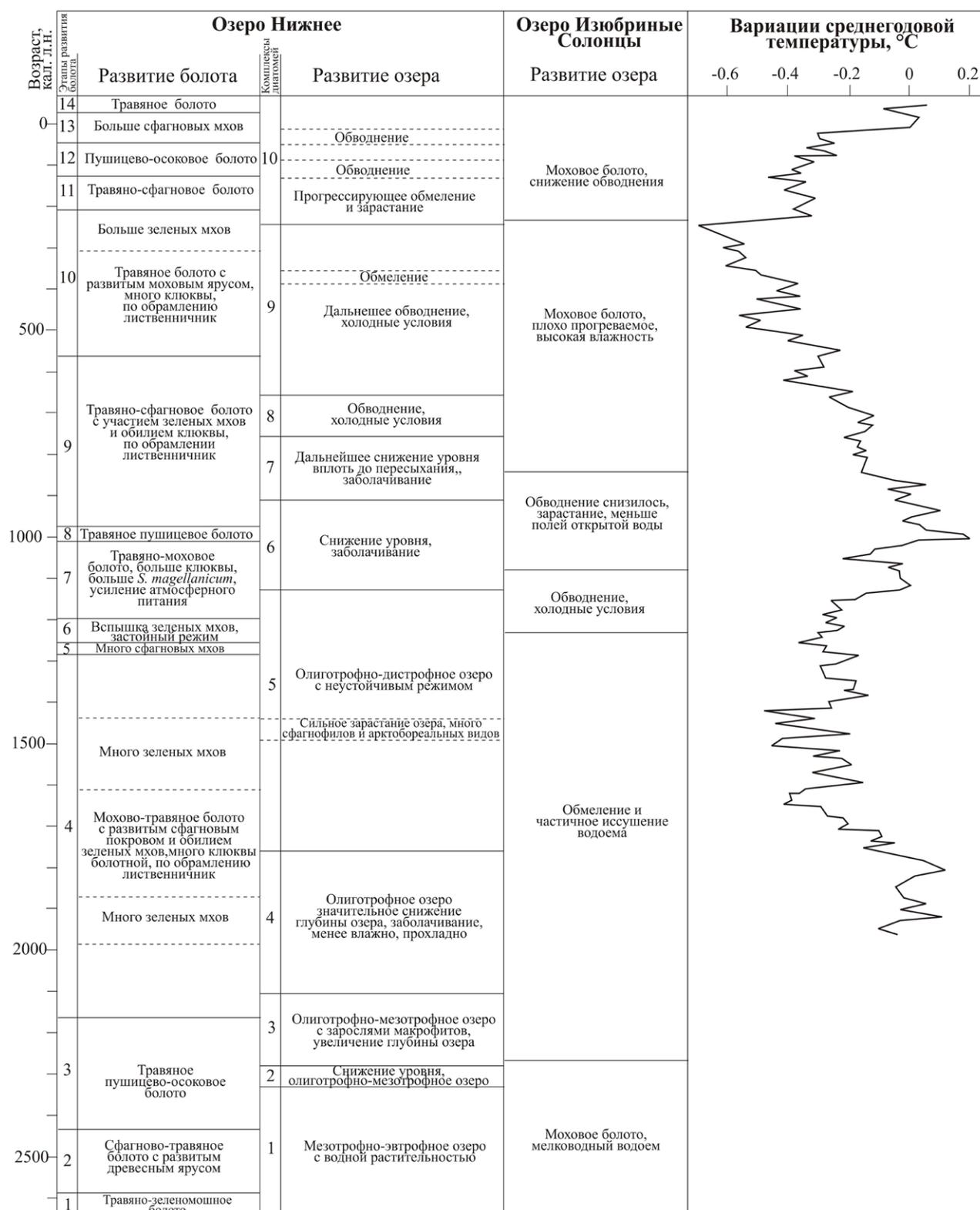


Рис. 5. Развитие Солонцовских озер в позднем голоцене. Вариации среднегодовой температуры для северного полушария (90–30 °C с.ш.) приведены по [Ljungqvist, 2010].

Fig. 5. Development of Solontsovskie Lakes in the Late Holocene. Annual temperature variations for Northern Hemisphere (90–30 °C N) according to [Ljungqvist, 2010].

Образование оз. Нижнее и начало торфонакопления происходило в похолодание, имевшее глобальный масштаб (2.8–2.6 тыс. кал. л.н.) и сопровождавшееся в Азии снижением увлажнения [Wanner et al., 2011]. Для Северо-Восточного Китая установлено, что в это время был ослаблен летний муссон [Li et al., 2011; Chen et al., 2015; Stebich et al., 2015]. В Нижнем Приамурье особенно засушливыми были условия около 2570 кал. л.н. [Базарова и др., 2018a]. Горные озера и болота на юге Сихотэ-Алиня по-разному развивались в похолодание. Снижение увлажнения 2735–2040 кал. л.н. отмечено на болотном массиве урочища Мута (абс. высота 570 м), расположенном на главном водоразделе [Razjigaeva et al., 2019]. Прогрессирующее уменьшение глубины отмечено 3010–2630 кал. л.н. для палеоозера, существовавшего на месте Ларченкова болота, Шкотовское плато (абс. высота 730 м) [Разжигаета и др., 2016]. На Сергеевском плато (абс. высота около 900 м) торфяники на месте палеоозера развивались в холодных влажных условиях [Разжигаета и др., 2019б].

На начальном этапе оз. Нижнее представляло собой мезотрофно-эвтрофный водоем, более обводненный, чем оз. Изюбриные Солонцы. Обводнение котловины здесь обусловлено локальными геоморфологическими причинами. Вода в озере была слабощелочной, что, по-видимому, связано с составом грунтов. В сухие сезоны происходили масштабные пожары (2590–2430 кал. л.н.). Активизация пожаров в это время отмечена и для бассейна р. Бикин, и на южном Сихотэ-Алине [Базарова и др., 2017; Разжигаета и др., 2019б].

Снижение уровня оз. Нижнее зафиксировано в кратковременное похолодание 2330–2280 кал. л.н. Изменилась геохимическая обстановка – величина рН понизилась. Снизилась продуктивность диатомей. Резкое повышение роли галофобов свидетельствует об усилении атмосферного питания. Около 2270 кал. л.н. началось падение уровня и зарастание оз. Изюбриные Солонцы, где по его обрамлению шло накопление древесного торфа [Разжигаета и др., 2017]. В это время в диатомовой флоре широкое развитие получили виды, способные обитать при незначительном увлажнении: донный *Pinnularia borealis*, а из обрамлений ацидофил *Eunotia praerupta*. По оценкам, сделанным для побережья (бухта Лангоу I),

температуры достигали минимума (около 1 °С ниже современного) около 2280 кал. л.н. [Назарова и др., 2021]. Сильные морозы и снегопады в IV–III вв. до н.э. отмечены в летописях Китая [Клименко, 2009].

Максимальное обводнение оз. Нижнее было около 2280–2110 кал. л.н., что совпадает с небольшим потеплением [Микишин и др., 2008]. В озере была вспышка развития диатомовых водорослей, особенно планктона. Показатели рН были близки к нейтральным. На болоте исчезли сфагновые и зеленые мхи. Шло накопление травяного торфа. Минерализация торфа, возможно, повысилась за счет усиления плоскостного смыва. Обводнение около 2370–2150 кал. л.н. отмечалось на марях западного макросклона Центрального Сихотэ-Алиня (бассейн р. Бикин) и южнее на марях Сергеевского плато (2380–2130 кал. л.н.) [Разжигаета и др., 2019 а, б].

Постепенное снижение уровня озера около 2110–1760 кал. л.н. происходило в более прохладных условиях. В обилии появились кладоцеры. Пик содержания планктонных диатомей позволяет выделить кратковременную фазу обводнения на фоне потепления около 1990–1930 кал. л.н. В это же время на болоте широкое развитие получили зеленые мхи *Limprichtia revolvens*, *Scorpidium scorpioides*, последний вид приурочен к всегда обводненным участкам болот [Игнатов, Игнатова, 2004]. С 1870 кал. л.н. на болоте в обилии развивались раковинные амебы, характерные для сильно обводненных условий, в том числе сфагнофилы. На Сергеевском плато 2130–1820 кал. л.н. существовало хорошо обводненное болото, насыщенное гуминовыми кислотами [Разжигаета и др., 2019б].

В отличие от оз. Изюбриные Солонцы, которое было относительно стабильным 2270–1230 кал. л.н. с тенденцией обмеления и иссушения, оз. Нижнее 1761–1133 кал. л.н. имело нестабильный режим (рис. 5). Около 1710 кал. л.н. изменилась геохимическая обстановка – снизилась величина рН (до 4.9). На холодные условия указывает развитие устойчивого сфагнового покрова (1870–1550, 1390–1340 кал. л.н.). Начало этого этапа совпало с похолоданием, которое наблюдалось в других регионах мира около 1750 кал. л.н. [Wanner et al., 2008]. Пик похолодания в районе Солонцовских озер, сопровождавшийся

существенным сокращением количества атмосферных осадков и вызвавший короткий период сильного зарастания озера около 1500–1440 кал. л.н., сопоставляется с окончанием глобального холодного события (1650–1450 кал. л.н.), сопровождавшегося в Азии иссушением [Клименко, 2009; Wanner et al., 2008, 2011]. В это время (1600–1300 кал. л.н.) зафиксировано ослабление летнего муссона [Li et al., 2011]. Некоторые авторы границы этого похолодания рассматривают в более широком диапазоне – 1750–1350 кал. л.н. [Ljungqvist, 2010]. Похолодание проявилось в Приморье [Микишин и др., 2008] и на Сахалине [Микишин, Гвоздева, 2016; Leire et al., 2015], на Японских островах выделена холодная стадия Кофун (1760–1220 кал. л.н.) [Sakaguchi, 1983].

Последующее развитие оз. Нижнее отражает сложную климатическую ритмику при переходе к малому оптимуму голоцена. Кратковременное похолодание около 1290–1260 кал. л.н. привело к расцвету сфагновых мхов. Возможно, за счет этого возросли и скорости торфонакопления. Снижение уровня озера 1260–1200 кал. л.н. привело к вспышке развития по обрамлению озера зеленого мха *Limprichtia revolvens* и формированию гипнового торфа. В это время (1230 кал. л.н.) отмечена фаза обводнения оз. Изюбриные Солонцы [Разжигаета и др., 2017]. Около 1260 кал. л.н. начался длительный период с обильным речным стоком и сильными наводнениями в бассейне р. Бикин [Разжигаета и др., 2019а].

Потепление, которое сопоставляется с малым оптимумом голоцена, выделяется по данным спорово-пыльцевого анализа отложений оз. Изюбриные Солонцы около 1080–810 кал. л.н. Около 1130–910 кал. л.н. уровень оз. Нижнее снизился, оно стало активно зарастать. На болоте увеличилась роль травяного яруса. Среди мхов стало больше *Sphagnum divinum*, характерного для мезотрофных болот. Около 1010–980 кал. л.н. резко снижается количество зеленых мхов. Для этого периода отмечаются признаки пожаров на окружающих территориях (1130–1100, 1070–1040, 1010–980 кал. л.н.). Сильные пожары в малый оптимум голоцена были и на юге Сихотэ-Алиня [Разжигаета и др., 2019б], что, возможно, связано с активным освоением территории в средние века.

Снижение уровня и активное зарастание оз. Нижнее около 910–760 кал. л.н., вероятно, произошло при уменьшении температурного фона. Возможно, 910–870; 840–800 кал. л.н. озеро полностью зарастало. Снижение обводнения оз. Изюбриные Солонцы происходило 960–840 кал. л.н. Здесь выделяется холодный эпизод около 840–810 кал. л.н., в районе озера произошел небольшой пожар.

Обводнение оз. Нижнее началось при смене климатического режима 760–660 кал. л.н. и особенно в малый ледниковый период 660–250 кал. л.н. По-видимому, в это время происходило усиление циклонической активности. В диатомовой флоре повышалось участие арктобореальных видов. Условия были холодные и влажные, на болоте большое развитие получают сфагновые мхи, почти исчезает *S. divinum*. Развитие зеленого мха *Meesia trifaria* также указывает на усиление грунтового питания. В Центральном Сихотэ-Алине условия в первой половине периода были более холодными, как и в других континентальных районах юга Дальнего Востока [Базарова и др., 2014; Разжигаета и др., 2019 а, б].

Понижение доли арктобореальных видов позволяет выделить несколько кратковременных более теплых эпизодов 660–620, 530–500, 440–410 кал. л.н. Как правило, в это время увеличивалась доля фитопланктона. Пики содержания арктобореальных диатомей (690–660, 590–560, 470–440 кал. л.н.), по-видимому, отвечают трем минимумам солнечной активности, в том числе Вольфа, Шперера [Fagan, 2000].

С 590 кал. л.н. резко сокращается количество кладоцер, при дальнейшем заболачивании и зарастании озера они исчезают. На западном макросклоне 645–550, 490–420 кал. л.н. наблюдалось обводнение долин и усиление частоты наводнений, холодная сухая фаза выделяется около 420–220 кал. л.н. [Разжигаета и др., 2019а]. Кратковременное обмеление оз. Нижнее фиксируется 380–350 кал. л.н., возросло участие арктобореальных диатомей, большее развитие получил травяной ярус, участие сфагновых мхов резко сократилось. В это время на глобальных записях выделяется холодный эпизод [Fagan, 2000; Ljungqvist, 2010]. Около 350–290 кал. л.н. около озера произошел пожар. Несколько повысилась минерализация торфа. На болоте стало суше.

Прогрессирующее обмеление озера в последние 250 кал. л. обусловлено эндогенным развитием. Гидрологический режим в котловине был неустойчивым, снизилась величина рН. Уменьшение обводнения и рост содержания арктобореальных диатомей около 240–210 кал. л.н. позволяет предположить, что здесь проявился минимум Маундера (1645–1710 гг.). На болоте увеличилось количество и разнообразие зеленых мхов. После обмеления зафиксировано обводнение в первой половине XIX в. и менее значительное – в начале XX в.

Заключение

Отложения Солонцовских озер являются природными высокоразрешающими архивами, позволяющими восстанавливать детальную летопись палеоклиматических событий в позднем голоцене. Сравнение данных по малым озерам показало, что оз. Нижнее более чутко реагировало на изменение гидроклиматических условий и показало высокую палеоклиматическую изменчивость. Озеро Изюбриные Солонцы было более стабильным, но развитие водоемов имело общие тенденции. Нестабильность климата в последние 2,6 тыс. кал. л. обусловила особенности гидрологического режи-

ма оз. Нижнее, что выразилось в частых сменах комплексов диатомей и торфообразующих растений. Прослежена последовательная смена трофности водоема. Озеро с мезотрофно-эвтрофным режимом становится олиготрофно-мезотрофным около 2330 кал. л.н., максимальную глубину и продуктивность оно имело около 2280–2110 кал. л.н.; стало олиготрофным около 2110 кал. л.н., а с 1760 кал. л.н. – олиготрофно-дистрофным. Длительный период условия были неустойчивыми, выделяются этапы обводнения и осушения вплоть до кратковременных эпизодов полного зарастания. Значительное снижение уровня озера наблюдалось в последнее тысячелетие. Заболачивание водоема особенно усилилось в последние 250 кал. л., снизились величины рН, по обрамлению развивается обводненное олиготрофно-дистрофное болото. Растительный покров болота также часто нарушался из-за изменения обводненности, о чем свидетельствует частая смена сфагновых мхов разных секций, имеющих разные трофические предпочтения. Фазы иссушения, как правило, соответствовали похолоданиям, исключением является малый ледниковый период, который характеризовался высоким увлажнением за счет роста атмосферных осадков.

Список литературы

1. Базарова В.Б., Гребенникова Т.А., Орлова Л.А. **2014**. Динамика природной среды бассейна Амура в малый ледниковый период. *География и природные ресурсы*, 3: 124–132.
2. Базарова В.Б., Климин М.А., Копотева Т.А. **2018a**. Голоценовая динамика восточноазиатского муссона в Нижнем Приамурье (юг Дальнего Востока). *География и природные ресурсы*, 3: 124–133. [https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-3\(124-133\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-3(124-133))
3. Базарова В.Б., Лящевская М.С., Макарова Т.Р., Орлова Л.А. **2018b**. Обстановки осадконакопления на поймах рек Приханкайской равнины в среднем-позднем голоцене (юг Дальнего Востока). *Тихоокеанская геология*, 37(1): 94–105. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2018-37-1-94-105>
4. Базарова В.Б., Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Копотева Т.А., Мохова Л.М., Паничев А.М., Климин М.А. **2017**. Пирогенные события на юге Дальнего Востока в позднем плейстоцене–голоцене. *География и природные ресурсы*, 4: 122–132.
5. Барина С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. **2006**. *Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды*. Тель-Авив: Pilies Studio, 498 с.
6. Белянин П.С., Белянина Н.И. **2018**. Эволюция долинных экосистем нижнего течения р. Бикин в позднем плейстоцене–голоцене. *География и природные ресурсы*, 4: 139–149. [https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-4\(139-149\)](https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2018-4(139-149))
7. Васильев Н.Г., Матюшкин Е.Н. (ред.) **1982**. *Растительный и животный мир Сихотэ-Алинского заповедника*. М.: Наука, 304 с.
8. Ветренников В.В. **1976**. *Геологическое строение Сихотэ-Алинского государственного заповедника и Центрального Сихотэ-Алия*. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 168 с.
9. Глезер З.И., Жузе А.П., Макарова И.В., Прошкина-Лавренко А.И., Шешукова-Порецкая В.С. (ред.) **1974**. *Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные)*. Т. 1. Л.: Наука, 403 с.
10. Давыдова И.Н. **1985**. *Диатомовые водоросли – индикаторы природных условий водоемов в голоцене*. Л.: Наука, 244 с.

11. Игнатов М.С., Игнатова Е.А. **2004.** Флора мхов средней части Европейской России. *Fontinalaceae – Amblystegiaceae*. М.: КМК Scientific Press Ltd, т. 2: 609–944.
12. Клименко В.В. **2009.** *Климат: непрочитанная глава истории*. М.: МЭИ, 408 с.
13. Копотева Т.А., Купцова В.А. **2011.** Пирогенный фактор на маревых болотах Приамурья. *Вестник СВНЦ ДВО РАН*, 3: 37–41.
14. Короткий А.М. **2002.** Палинологические характеристики и радиоуглеродные датировки верхне-четвертичных отложений российского Дальнего Востока (низовья р. Амур, Приморье, о. Сахалин, Курильские острова). В кн.: *Позднечетвертичные растительность и климаты Сибири и российского Дальнего Востока (палинологическая и радиоуглеродная база данных)*. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, с. 257–369.
15. Куликова Г.Г. **1974.** *Краткое пособие к ботаническому анализу торфа*. М.: Изд-во МГУ, 94 с.
16. Курьина И.В. **2011.** Экология раковинных амёб олиготрофных болот южной тайги Западной Сибири как индикаторов водного режима. *Изв. Пензенского гос. пед. ун-та*, 25: 368–375.
17. Мазей Ю.А., Цыганов А.Н. **2006.** *Пресноводные раковинные амёбы*. М.: КМК, 300 с.
18. Мазей Ю.А., Цыганов А.Н., Митяева О.А., Бабешко К.В. **2013.** Раковинные амёбы в сфагновых болотах (по материалам заповедника «Приволжская степь»). *Изв. высших учебных заведений. Поволжский регион. Естественные науки*, 3: 4–18.
19. Марченко Н.А. **1991.** Вертикальные градиенты метеоэлементов в Приморском крае и возможности экстраполяции данных метеостанций. *География и природные ресурсы*, 3: 138–143.
20. Назарова Л.Б., Разжигаева Н.Г., Головатюк Л.В., Бискаборн Б.К., Гребенникова Т.А., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Дикман Б. **2021.** Развитие экологических условий позднего голоцена в Восточном Приморье (Дальний Восток, Россия). *Сибирский экологический журнал*, 3: 274–290.
21. Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. **2016.** Поздний субатлантик Южного Сахалина. *Успехи современного естествознания*, 9: 137–142.
22. Микишин Ю.А., Петренко Т.И., Попов А.Н., Орлова Л.А. **2007.** Палеогеография озера Ханка в позднем голоцене. *Научное обозрение*, 2: 7–13.
23. Микишин Ю.А., Петренко Т.И., Гвоздева И.Г., Попов А.Н., Кузьмин Я.В., Раков В.А., Горбаренко С.А. **2008.** Голоцен побережья Юго-Западного Приморья. *Научное обозрение*, 1: 8–27.
24. Паничев А.М., Попов В.К., Чекрыжов И.Ю., Голохваст К.С., Середкин И.В. **2012.** Кудуры Солонцовского палеовулкана в бассейне реки Таежная, Восточный Сихотэ-Алинь. *Успехи наук о жизни*, 5: 7–28.
25. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Макарова Т.Р., Паничев А.М., Кудрявцева Е.П., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Старикова А.А. **2016.** Развитие ландшафтов Шкотовского плато Сихотэ-Алиня в позднем голоцене. *Изв. РАН. Серия геогр.*, 3: 65–80. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2016-3-65-80>
26. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Копотева Т.А., Мохова Л.М., Паничев А.М., Кудрявцева Е.П., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю., Климин М.А. **2017.** Изменения природной среды в позднем голоцене, зафиксированные в отложениях озера Изюбриные Солонцы, Сихотэ-Алинь. *Сибирский экологический журнал*, 4: 512–527. <https://doi.org/10.15372/SEJ20170411>
27. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Копотева Т.А., Климин М.А., Паничев А.М., Кудрявцева Е.П., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю. **2019а.** Летопись речных паводков в предгорьях Сихотэ-Алиня за последние 2.2 тысячи лет. *Изв. РАН. Серия геогр.*, 2: 85–99. <https://doi.org/10.31857/S2587-55662019285-99>
28. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Копотева Т.А., Кудрявцева Е.П., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю., Климин М.А. **2019б.** Развитие природной среды среднегорья Южного Сихотэ-Алиня, запечатленное в разрезах торфяников Сергеевского плато. *Тихоокеанская геология*, 38(1): 13–31. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2019-38-1-13-31>
29. Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Ганзей Л.А., Горбунов А.О., Пономарев В.И., Климин М.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю. **2020.** Реконструкция палеотайфунов и повторяемости экстремальных паводков на юге острова Сахалин в среднем–позднем голоцене. *Геосистемы переходных зон*, 4(1): 46–70. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.046-070>
30. Харитонов В.Г. **2010.** *Конспект флоры диатомовых водорослей (Bacillariophyceae) Северного Охотоморья*. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 189 с.
31. Цыганов А.Н., Бабешко К.В., Новенко Е.Ю., Малышева Е.А., Пейн Р.Д., Мазей Ю.А. **2017.** Количественная реконструкция гидрологического режима болот по ископаемым сообществам раковинных амёб. *Экология*, 2: 147–155. <https://doi.org/10.7868/S0367059717020081>
32. Blaauw M., Christen J.A. **2011.** Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6: 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618.30>
33. Buczkó K., Ognjanova-Rumenova N., Magyari E. **2010.** Taxonomy, morphology and distribution of some *Aulacoseira* taxa in glacial lakes in the South Carpathian region. *Polish Botanical J.*, 55(1): 149–163.

34. Chen R., Shen J., Li C., Zhang E., Sun W., Ji M. **2015**. Mid- to late-Holocene East Asian summer monsoon variability recorded in lacustrine sediments from Jingpo Lake, Northeastern China. *The Holocene*, 25: 454–468. <https://doi.org/10.1177/0959683614561888>
35. Dam H., van, Mertens A., Sinkeldam J. **1994**. A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. *Netherlands J. of Aquatic Ecology*, 28: 117–133. <https://doi.org/10.1007/bf02334251>
36. Fagan B. **2000**. *The Little Ice Age. How climate made history 1300–1850*. New-York: Basic Books, 146 p.
37. Krammer K., Lange-Bertalot H. **1986**. *Bacillariophyceae. Teil 1: Naviculaceae, in Süßwasserflora von Mitteleuropa*. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, 876 p.
38. Krammer K., Lange-Bertalot H., **1991a**. *Bacillariophyceae. Teil 3: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae*. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, 576 p.
39. Krammer K., Lange-Bertalot H., **1991b**. *Bacillariophyceae. Teil 4: Achnantheaceae, Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema*. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, 437 p.
40. Leipe C., Nakagawa T., Gotanda K., Müller S., Tarasov P. **2015**. Late Quaternary 731 vegetation and climate dynamics at the northern limit of the East Asian summer monsoon and 732 its regional and global-scale controls. *Quaternary Science Reviews*, 116: 57–17. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.03.012>
41. Li C., Wu Ya., Hou X. **2011**. Holocene vegetation and climate in Northeast China revealed from Jingbo Lake sediment. *Quaternary International*, 229: 67–73. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2009.12.015>
42. Lim J., Yang D-Y., Lee J-Y., Hong S-S., Um I.K. **2015**. Middle Holocene environmental change in central Korea and its linkage to summer and winter monsoon changes. *Quaternary Research*, 82(1): 37–45. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2015.04.003>
43. Ljungqvist F.C. **2010**. A new reconstruction of temperature variability in the extratropical Northern Hemisphere during the last two millennia. *Geografiska Annaler*, 92A: 339–351. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1468-0459.2010.00399.x>
44. Ramsey B.C. **2017**. Methods for summarizing radiocarbon datasets. *Radiocarbon*, 59(2), 1809–1833. <https://doi.org/10.1017/RDC.2017.108>
45. Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Mokhova L.M., Makarova T.R., Kudryavtseva E.P., Panichev A.M., Arslanov Kh.A. **2019**. Climate and human impact on vegetation in the upper part of the Ussuri River basin in Late Holocene, Russian Far East. *Geography, Environment, Sustainability*, 2(12): 162–172. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-44>
46. Reimer P. **2020**. Letter from the Guest Editor. *Radiocarbon*, 62(4): v–vii. <https://doi.org/10.1017/rdc.2020.99>
47. Sakaguchi Y. **1983**. Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation. *Bull. of the Department of Geography of the University of Tokyo*, 15: 1–31.
48. Stebich M., Rehfeld K., Schlütz F., Tarasov P.E., Liu J., Mingam J. **2015**. Holocene vegetation and climate dynamic of NE China based on the pollen record from Sihailongwan Maar Lake. *Quaternary Science Reviews*, 124: 275–289. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.07.021>
49. Wanner H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M. **2008**. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27: 1791–1828. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>
50. Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P., Jetel M. **2011**. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, 30: 3109–3123. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.010>

References

1. Bazarova V.B., Grebennikova T.A., Orlova L.A. **2014**. Natural-environment dynamics within the Amur basin during the Neoglacial. *Geography and Natural Resources*, 35(3): 275–283. <https://doi.org/10.1134/s1875372814030111>
2. Bazarova V.B., Klimin M.A., Kopoteva T.A. **2018a**. Holocene dynamic of Eastern-Asia Monsoon in Lower Amur Area. *Geography and Natural Resources*, 39(3): 239–247. <https://doi.org/10.1134/s1875372818030071>
3. Bazarova V.B., Lyashchevskaya M.S., Makarova T.R., Orlova L.A. **2018b**. Environments of the middle-late Holocene sedimentation in the river flood-plains of the Prikhanka Plain (southern Far East). *Tikhookeanskaya Geologiya*, 37(1): 94–105. (In Russ.). <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2018-37-1-94-105>
4. Bazarova V.B., Razzhigaeva N.G., Ganzey L.A., Kopoteva T.A., Mokhova L.M., Panichev A.M., Klimin M.A. **2017**. Pyrogenic events in the south of the Far East in the Late Pleistocene–Holocene. *Geography and Natural Resources*, 4: 122–132. (In Russ.). [https://doi.org/10.21782/gipr0206-1619-2017-4\(122-132\)](https://doi.org/10.21782/gipr0206-1619-2017-4(122-132))
5. Barinova S.S., Medvedeva L.A., Anisimova O.V. **2006**. [*Biodiversity of the algae serving as environment indicators*]. Tel'-Aviv: Pilies Studio, 498 p.

6. Belyanin P.S., Belyanina N.I. **2018**. Evolution of the valley ecosystems in the Lower reach of the Bikin River in the Late Pleistocene and Holocene. *Geography and Natural Resources*, 39(4): 365–374. <https://doi.org/10.1134/S1875372818040108>
7. Vasil'ev N.G., Matyushkin E.N. (eds) **1982**. [*Flora and fauna of the Sikhote-Alin nature reserve*]. Moscow: Nauka, 304 p. (In Russ.).
8. Vetretnikov V.V. **1976**. [*Geological structure of the Sikhote-Alin state nature reserve and the Central Sikhote-Alin*]. Vladivostok: Dal'nevost. kn. izd-vo, 168 p.
9. Gleser S.I., Jousè A.P., Makarova I.V., Proshkina-Lavrenko A.I., Sheshukova-Poretzkaja V.S. (eds) **1974**. *Diatoms of the USSR (fossil and modern)*. Vol. 1. Leningrad: Nauka, 403 p.
10. Davydova I.N. **1985**. *Diatoms as indicators of environmental conditions in the Holocene water bodies*. Leningrad: Nauka, 244 p.
11. Ignatov M.S., Ignatova E.A. **2004**. *Moss flora of the Middle European Russia*. Vol. 2: *Fontinalaceae – Amblystegiaceae*. Moscow: KMK Scientific Press Ltd, p. 609–944.
12. Klimenko V.V. **2009**. *Klimat: neprochitannaya glava istorii [Climate: unread chapter of history]*. Moscow: MEI, 408 p.
13. Kopoteva T.A., Kuptsova V.A. **2011**. Fire in waterlogged open larch forests in the Amur r. Area. *Bull. of the North-East Scientific Center of FEB RAS*, 3: 37–41. (In Russ.).
14. Korotkiy A.M. **2002**. Palinologicheskie kharakteristiki i radiouglerodnye datirovki verkhnechetvertichnykh otlozheniy Rossiyskogo Dal'nego Vostoka (nizov'ya r. Amur, Primor'e, o. Sakhalin, Kuril'skie ostrova) [Palynological characteristics and radiocarbon dates of the Upper Quaternary deposits of the Russian Far East (the Lower Amur, Primorye, Sakhalin Island, Kuril Islands)]. In: *Pozdnechetvertichnye rastitel'nost' i klimaty Sibiri i Rossiyskogo Dal'nego Vostoka (palinologicheskaya i radiouglerodnaya baza dannykh) [The Late Quaternary vegetation and climate of Siberia and the Russian Far East (palynological and radiocarbon database)]*. Magadan: SVNTs DVO RAN, p. 257–369.
15. Kulikova G.G. **1974**. *Kratkoe posobie k botanicheskomu analizu torfa [A short guide to botanical analysis of peat]*. Moscow: Izd-vo MGU, 94 p. (In Russ.).
16. Kur'ina I.V. **2011**. Ecology of testate amoebae as hydrological regime indicators in oligotrophic peatlands in the southern taiga of Western Siberia. *Izv. Penz. gos. pedagog. univ. im. V.G. Belinskogo*, 25: 368–375. (In Russ.).
17. Mazey Yu.A., Tsyganov A.N. **2006**. [*Freshwater testate amoebae*]. Moscow: KMK, 300 p. (In Russ.).
18. Mazey Yu.A., Tsyganov A.N., Mityaeva O.A., Babeshko K.V. **2013**. [Sphagnum-dwelling testate amoebae (according to the materials of “The Volga steppe nature reserve”)]. *Izv. vysshikh uchebnykh zavedeniy. Povolzhskiy region. Estestvennyye nauki*, 3: 4–18. (In Russ.).
19. Marchenko N.A. **1991**. [Vertical gradients of meteorological elements in Primorye and possibilities of extrapolating the weather stations data]. *Geografiya i prirodnye resursy*, 3: 138–143. (In Russ.).
20. Nazarova L.B., Razjigaeva N.G., Golovatyuk L.V., Biskaborn B.C., Grebennikova T.A., Ganzey L.A., Mokhova L.M., Diekmann B. **2021**. Reconstruction of environmental conditions in the eastern part of Primorsky Krai (Russian Far East) in the Late Holocene. *Contemporary Problems of Ecology*, 14(3): 218–230. <https://doi.org/10.1134/S1995425521030094>
21. Mikishin Yu.A., Gvozdeva I.G. **2016**. Late Subatlantic in the south of Sakhalin Island. *Advances in Current Natural Sciences*, 9: 137–142. (In Russ.).
22. Mikishin Yu.A., Petrenko T.I., Popov A.N., Orlova L.A. **2007**. [Paleogeography of Khanka Lake in the Late Holocene]. *Nauchnoe obozrenie [Scientific Review]*, 2: 7–13. (In Russ.).
23. Mikishin Yu.A., Petrenko T.I., Gvozdeva I.G., Popov A.N., Kuz'min Ya.V., Rakov V.A., Gorbarenko S.A. **2008**. [Holocene of the Southwestern Primorye coast]. *Nauchnoe obozrenie [Scientific Review]*, 1: 8–27. (In Russ.).
24. Panichev A.M., Popov V.K., Cherkrijov I.Yu., Golokhvast K.S., Seryodkin I.V. **2012**. Kudurs of paleovolcano solontsoviy in the Tayojnaya river basin, East Sikhote-Alin. *Achievements in the Life Sciences*, 5: 7–28. (In Russ.).
25. Razzhigaeva N.G., Ganzey L.A., Mokhova L.M., Makarova T.R., Panichev A.M., Kudryavtseva E.P., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Starikoiva A.A. **2016**. The Development of Landscapes of the Shkotovo Plateau of Sikhote-Alin in the Late Holocene. *Izvestiya RAN. Seriya Geograficheskaya*, 3: 65–80. (In Russ.). <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2016-3-65-80>
26. Razzhigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Kopoteva T.A., Mokhova L.M., Panichev A.M., Kudryavtseva E.P., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Petrov A.Yu., Klimin M.A. **2017**. Environmental changes recorded in deposits of the Izyubrynye Solontsi Lake, Sikhote-Alin. *Contemporary Problems of Ecology*, 4: 441–453. <https://doi.org/10.1134/S1995425517040096>
27. Razzhigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Kopoteva T.A., Klimin M.A., Panichev A.M., Kudryavtseva E.P., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Petrov A.Yu. **2019a**. Paleoflood Records within Sikhote-Alin foothills during Last 2.2 ka. *Izvestiya RAN. Seriya Geograficheskaya*, 2: 85–99. (In Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2587-55662019285-99>

28. Razzhigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Mokhova L.M., Kopoteva T.A., Kudryavtseva E.P., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Petrov A.Yu., Klimin M.A. **2019b**. Development of the natural environment of midlands of the Southern Sikhote-Alin recorded in the Sergeev Plateau peat bogs. *Russian J. of Pacific Geology*, 13(1): 11–28. <https://doi.org/10.1134/S1819714019010056>
29. Razjigaeva N.G., Grebennikova T.A., Ganzey L.A., Gorbunov A.O., Ponomarev V.I., Klimin M.A., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Petrov A.Yu. **2020**. Reconstruction of paleotyphoons and recurrence of extreme floods in south Sakhalin Island in Middle–Late Holocene. *Geosistemy perednykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 4(1): 46–70. (In Russ.). <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.046-070>
30. Kharitonov V.G. **2010**. [Summary of diatom (*Bacillariophyceae*) flora of the northern coast of the Sea of Okhotsk]. Magadan: SVNTs DVO RAN, 189 p. (In Russ.).
31. Tsyganov A.N., Babeshko K.V., Malysheva E.A., Payne R.J., Mazei Y.A., Novenko E.Yu. **2017**. Quantitative reconstruction of peatland hydrological regime with fossil testate amoebae communities. *Russian J. of Ecology*, 48(2): 191–198. <https://doi.org/10.1134/S1067413617020084>
32. Blaauw M., Christen J.A. **2011**. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6: 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618.30>
33. Buczkó K., Ognjanova-Rumenova N., Magyari E. **2010**. Taxonomy, morphology and distribution of some *Aulacoseira* taxa in glacial lakes in the South Carpathian region. *Polish Botanical J.*, 55(1): 149–163.
34. Chen R., Shen J., Li C., Zhang E., Sun W., Ji M. **2015**. Mid- to late-Holocene East Asian summer monsoon variability recorded in lacustrine sediments from Jingpo Lake, Northeastern China. *The Holocene*, 25: 454–468. <https://doi.org/10.1177/0959683614561888>
35. Dam H., van, Mertens A., Sinkeldam J. **1994**. A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. *Netherlands J. of Aquatic Ecology*, 28: 117–133. <https://doi.org/10.1007/bf02334251>
36. Fagan B. **2000**. *The Little Ice Age. How climate made history 1300–1850*. New-York: Basic Books, 146 p.
37. Krammer K., Lange-Bertalot H. **1986**. *Bacillariophyceae. Teil 1: Naviculaceae, in Süßwasserflora von Mitteleuropa*. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, 876 p.
38. Krammer K., Lange-Bertalot H., **1991a**. *Bacillariophyceae. Teil 3: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae*. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, 576 p.
39. Krammer K., Lange-Bertalot H., **1991b**. *Bacillariophyceae. Teil 4: Achnantheaceae, Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema*. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, 437 p.
40. Leipe C., Nakagawa T., Gotanda K., Müller S., Tarasov P. **2015**. Late Quaternary 731 vegetation and climate dynamics at the northern limit of the East Asian summer monsoon and 732 its regional and global-scale controls. *Quaternary Science Reviews*, 116: 57–17. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.03.012>
41. Li C., Wu Ya., Hou X. **2011**. Holocene vegetation and climate in Northeast China revealed from Jingbo Lake sediment. *Quaternary International*, 229: 67–73. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2009.12.015>
42. Lim J., Yang D-Y., Lee J-Y., Hong S-S., Um I.K. **2015**. Middle Holocene environmental change in central Korea and its linkage to summer and winter monsoon changes. *Quaternary Research*, 82(1): 37–45. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2015.04.003>
43. Ljungqvist F.C. **2010**. A new reconstruction of temperature variability in the extratropical Northern Hemisphere during the last two millennia. *Geografiska Annaler*, 92A: 339–351. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1468-0459.2010.00399.x>
44. Ramsey B.C. **2017**. Methods for summarizing radiocarbon datasets. *Radiocarbon*, 59(2): 1809–1833. <https://doi.org/10.1017/RDC.2017.108>
45. Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Mokhova L.M., Makarova T.R., Kudryavtseva E.P., Panichev A.M., Arslanov Kh.A. **2019**. Climate and human impact on vegetation in the upper part of the Ussuri River basin in Late Holocene, Russian Far East. *Geography, Environment, Sustainability*, 2(12): 162–172. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-44>
46. Reimer P. **2020**. Letter from the Guest Editor. *Radiocarbon*, 62(4): v–vii. <https://doi.org/10.1017/rdc.2020.99>
47. Sakaguchi Y. **1983**. Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation. *Bull. of the Department of Geography of the University of Tokyo*, 15: 1–31.
48. Stebich M., Rehfeld K., Schlütz F., Tarasov P.E., Liu J., Mingam J. **2015**. Holocene vegetation and climate dynamic of NE China based on the pollen record from Sihailongwan Maar Lake. *Quaternary Science Reviews*, 124: 275–289. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.07.021>
49. Wanner H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M. **2008**. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27: 1791–1828. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>
50. Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P., Jetel M. **2011**. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, 30: 3109–3123. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.010>

Об авторах

РАЗЖИГАЕВА Надежда Глебовна (ORCID 0000-0001-7936-1797), доктор географических наук, главный научный сотрудник лаборатории палеогеографии и геоморфологии, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, nadyar@tigdvo.ru

ГАНЗЕЙ Лариса Анатольевна (ORCID 0000-0002-2538-6603), кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории палеогеографии и геоморфологии, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, lganzey@mail.ru

ГРЕБЕННИКОВА Татьяна Афанасьевна (ORCID 0000-0002-5805-391X), кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, tagrebennikova@mail.ru

КОПОТЕВА Татьяна Андреевна (ORCID 0000-0003-4824-9959), кандидат биологических наук, старший научный сотрудник лаборатории ресурсов болот и леса, Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, kopoteva@ivep.as.khb.ru

КЛИМИН Михаил Анатольевич (ORCID 0000-0003-1329-5437), кандидат биологических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории экологии почв, Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, m_klimin@bk.ru

ЛЯШЕВСКАЯ Марина Сергеевна (ORCID 0000-0002-5624-3015), кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории палеогеографии и геоморфологии, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, lyshevskay@mail.ru

ПАНИЧЕВ Александр Михайлович (ORCID 0000-0001-5223-443X), доктор биологических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории экологии и охраны животных, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, sikhote@mail.ru

АРСЛАНОВ Хикматулла Адиевич (ORCID 0000-0002-2302-8175), доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории «Геоморфологические и палеогеографические исследования полярных регионов и Мирового океана», Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, arslanovkh@mail.ru

МАКСИМОВ Федор Евгеньевич (ORCID 0000-0002-9429-3216), кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник лаборатории «Геоморфологические и палеогеографические исследования полярных регионов и Мирового океана», Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, maksimov-fedor@yandex.ru

ПЕТРОВ Алексей Юрьевич (ORCID 0000-0002-7577-9114), инженер лаборатории «Геоморфологические и палеогеографические исследования полярных регионов и Мирового океана», Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, petrovalexey1987@gmail.com

About the Authors

RAZJIGAEVA Nadezhda G. (ORCID 0000-0001-7936-1797), Doctor of Geography, Principal Researcher, Laboratory of paleogeography and geomorphology, Pacific Geographical Institute, FEB RAS, Vladivostok, nadyar@tigdvo.ru

GANZEY Larisa A. (ORCID 0000-0002-2538-6603), Cand. Sci. (Geography), Leading Researcher, Laboratory of paleogeography and geomorphology, Pacific Geographical Institute, FEB RAS, Vladivostok, lganzey@mail.ru

GREBENNIKOVA Tatiana A. (ORCID 0000-0002-5805-391X), Cand. Sci. (Geography), Leading Researcher, Pacific Geographical Institute, FEB RAS, Vladivostok, tagrebennikova@mail.ru

KOPOTEVA Tatiana A. (ORCID 0000-0003-4824-9959), Cand. Sci. (Biology), Senior Researcher, Laboratory of swamp and forest resources, Institute of Water and Ecology Problems, FEB RAS, Khabarovsk, kopoteva@ivep.as.khb.ru

KLIMIN Mikhail A. (ORCID 0000-0003-1329-5437), Cand. Sci. (Biology), Leading Researcher, Laboratory of Soil Ecology, Institute of Water and Ecology Problems, FEB RAS, Khabarovsk, m_klimin@bk.ru

LYASHCHEVSKAYA Marina S. (ORCID 0000-0002-5624-3015), Cand. Sci. (Geography), Leading Researcher, Laboratory of paleogeography and geomorphology, Pacific Geographical Institute, FEB RAS, Vladivostok, lyshevskay@mail.ru

PANICHEV Alexander M. (ORCID 0000-0001-5223-443X), Doctor of Biology, Leading Researcher, Laboratory of animal ecology and protection, Pacific Geographical Institute, FEB RAS, Vladivostok, sikhote@mail.ru

ARSLANOV Khikmatulla A. (ORCID 0000-0002-2302-8175), Doctor of Geology and Mineralogy, Leading Researcher, Laboratory "Geomorphology and quaternary palaeogeography of Polar Regions", Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, arslanovkh@mail.ru

MAKSIMOV Fedor E. (ORCID 0000-0002-9429-3216), Cand. Sci. (Physics and Mathematics), Senior Researcher, Laboratory "Geomorphology and quaternary palaeogeography of Polar Regions", Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, maksimov-fedor@yandex.ru

PETROV Alexey Yu. (ORCID 0000-0002-7577-9114), Engineer, Laboratory "Geomorphology and quaternary palaeogeography of Polar Regions", Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, petrovalexey1987@gmail.com

Подписка на журнал «Геосистемы переходных зон» на 2021 год принимается всеми отделениями «Почты России». Подписной индекс в Объединенном бумажном и интернет-каталоге «Пресса России» – 80882.

Полнотекстовые варианты статей доступны на сайтах:
журнала <http://journal.imgg.ru>;
научной электронной библиотеки (eLibrary)
https://elibrary.ru/title_about.asp?id=64191

