

Геосистемы переходных зон**Том 3 № 2 2019****Апрель – Июнь****Научный журнал**

Учредитель: ФГБУН Институт морской
геологии и геофизики Дальневосточного
отделения Российской академии наук

Журнал основан в 2016 г.

Выходит 4 раза в год

Geosystems of Transition Zones**Vol. 3 N 2 2019****April – June****Scientific journal**

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

Founded in 2016

Published 4 times a year

Главный редактор член-корреспондент РАН **Б.В. Левин**
Editor-in-Chief Corresponding Member of the RAS Boris W. Levin

*Редколлегия**Editorial Board*

Академик РАН В.В. Адушкин	V.V. Adushkin , Academician
Д-р техн. наук А.И. Алексанин	A.I. Alexanin , Dr. Eng. Sci.
Зам. гл. ред., д-р физ.-мат. наук Л.М. Богомолов	L.M. Bogomolov , Dr Phys.-Math. Sci., <i>Deputy Ed.-in-Ch.</i>
Д-р физ.-мат. наук В.Г. Быков	V.G. Bykov , Dr. Phys.-Math. Sci.
Д-р геол.-минер. наук В.М. Гранник	V.M. Grannik , Dr. Geol.-Miner. Sci.
Д-р геогр. наук П.О. Завьялов	P.O. Zavyalov , Dr. Geogr. Sci.
Д-р физ.-мат. наук Д.П. Ковалев	D.P. Kovalev , Dr. Phys.-Math. Sci.
Д-р физ.-мат. наук Г.Г. Кочарян	G.G. Kocharyan , Dr. Phys.-Math. Sci.
Д-р физ.-мат. наук А.А. Куркин	A.A. Kurkin , Dr. Phys.-Math. Sci.
Академик РАН В.А. Левин	V.A. Levin , Academician
Д-р геогр. наук В.А. Лучин	V.A. Luchin , Dr. Geogr. Sci.
Д-р физ.-мат. наук Ю.В. Марапуглец	Yu.V. Marapulets , Dr. Phys.-Math. Sci.
Д-р геол.-минер. наук А.И. Обжиров	A.I. Obzhirov , Dr. Geol.-Miner. Sci.
Д-р геогр. наук С.А. Огородов	S.A. Ogorodov , Dr. Geogr. Sci.
Д-р физ.-мат. наук О.А. Плехов	O.A. Plekhov , Dr. Phys.-Math. Sci.
Отв. секретарь, канд. физ.-мат. наук А.С. Прытков	A.S. Prytkov , Dr Phys.-Math. Sci., <i>Executive Secretary</i>
Д-р физ.-мат. наук Ю.Л. Ребецкий	Yu.L. Rebetskiy , Dr. Phys.-Math. Sci.
Д-р физ.-мат. наук М.В. Родкин	M.V. Rodkin , Dr. Phys.-Math. Sci.
Д-р физ.-мат. наук А.К. Рыбин	A.K. Rybin , Dr. Phys.-Math. Sci.
Д-р физ.-мат. наук Е.В. Сасорова	E.V. Sasorova , Dr. Phys.-Math. Sci.
Д-р физ.-мат. наук Ю.И. Троицкая	Yu.I. Troitskaya , Dr. Phys.-Math. Sci.
Д-р физ.-мат. наук П.П. Фирстов	P.P. Firstov , Dr. Phys.-Math. Sci.
Д-р геол.-минер. наук Р.Б. Шакиров	R.B. Shakirov , Dr. Geol.-Miner. Sci.
Д-р физ.-мат. наук Г.В. Шевченко	G.V. Shevchenko , Dr. Phys.-Math. Sci.
Академик РАН В.В. Ярмолюк	V.V. Yarmolyuk , Academician

Ответственный за номер **Л.М. Богомолов**
Responsible to Present Volume Leonid M. Bogomolov

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС 77-73243 от 13.07.2018 г.
(Свид-во о первоначальной регистрации ПИ № ТУ27-00578 от 11.07.2016)

Зав. редакцией **В.Р. Ковалишина**
Редактор английских текстов
Л.М. Богомолов

Staff Editor **Victoryia R. Kovalishina**
Editor of the English translation
Leonid M. Bogomolov

Содержание

Геофизика.

Механика деформируемого твердого тела

В.А. Мубассарова, Л.М. Богомолов, А.С. Закупин, И.А. Пантелеев. Вариации акустической эмиссии и деформации горных пород при триггерных воздействиях электромагнитных полей (обзор). Часть 1155

Геотектоника и геодинамика

Д.А. Сафонов. Пространственное распределение тектонических напряжений в южной глубокой части Курило-Камчатской зоны субдукции175

А.Ю. Полец. Поле современных тектонических напряжений Сахалинско-Японского сейсмического пояса ..189

Океанология. Геофизика

А.С. Борисов, Д.П. Ковалев, Д.В. Костылев, Ю.Н. Левин. Микросейсмы на севере острова Сахалин, обусловленные морским волнением201

А.О. Горбунов, Д.П. Ковалев, П.Д. Ковалев. Донные наносы, переносимые течением в районе размыва берега залива Мордвинова (о. Сахалин)209

Геоморфология и эволюционная география

Н.Г. Разжигаетова, Л.А. Ганзей, Т.А. Гребенникова, В.М. Кайстренко, А.А. Харламов, Х.А. Арсланов, Ф.Е. Максимов. Использование палеоданных для оценки цунамиопасности побережья бухты Малокурильская (остров Шикотан)219

Н.Н. Дунаев, Т.Ю. Репкина, А.В. Баранская, В.В. Афанасьев. Современная динамика аккумулятивного берега, сложенного пирокластикой подводного вулканического извержения237

Геоморфология. Вулканология

Д.Н. Козлов, И.Г. Коротеев. Современные данные о морфологии затопленной кальдеры Львиная Пасть (о. Итуруп, Южные Курильские острова)245

Геоэкология

Р.В. Жарков. Физико-химические свойства термальных вод Лунских источников (остров Сахалин)249

А.К. Ежкин. Лишайники древесных субстратов в местах проявления сольфатарной активности на Южных Курильских островах256

Content

Geophysics.

Mechanics of deformable solids

V.A. Mubassarova, L.M. Bogomolov, A.S. Zakupin, I.A. Panteleev. Acoustic emission and strain responses of rocks triggered by electromagnetic action. — A review. Part 1.155

Geotectonics and geodynamics

D.A. Safonov. Spatial distribution of tectonic stress in the southern deep part of the Kuril-Kamchatka subduction zone175

A.Yu. Polets. Modern tectonic stress field of the Sakhalin-Japanese earthquake belt189

Oceanology. Geophysics

A.S. Borisov, D.P. Kovalev, D.V. Kostylev, Yu.N. Levin. Microseisms on the north of Sakhalin Island caused by sea waves201

A.O. Gorbunov, D.P. Kovalev, P.D. Kovalev. The sediment transported by the flow in the eroding area of the Mordvinov Gulf coast (Sakhalin Island)209

Geomorphology and evolution geography

N.G. Razzhigaeva, L.A. Ganzey, T.A. Grebennikova, V.M. Kaistrenko, A.A. Kharlamov, Kh.A. Arslanov, F.E. Maksimov. Application of paleodata for evaluation of the tsunami hazard of the Malokuril'skaya bay coast (Shikotan Island)219

N.N. Dunaev, T.Yu. Repkina, A.V. Baranskaya, V.V. Afanasiev. Modern dynamics of an accumulative coast composed by pyroclastics of an underwater volcanic eruption237

Geomorphology. Volcanology

D.N. Kozlov, I.G. Koroteev. Modern data on morphology of the flooded caldera Lvinaya Past (Iturup Island, Southern Kuriles)245

Geoecology

R.V. Zharkov. Physical and chemical properties of thermal waters of the Lunskey springs (Sakhalin Island)249

A.K. Ezhkin. Lichens of wood substrates in areas of solfataric activity on Southern Kuriles256

Вариации акустической эмиссии и деформации горных пород при триггерных воздействиях электромагнитных полей (обзор). Часть 1

© 2019 В. А. Мубассарова^{*1}, Л. М. Богомолов², А. С. Закупин², И. А. Пантелеев³

¹Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Киргизия

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

³Институт механики сплошных сред УрО РАН, Пермь, Россия

^{*}E-mail: helmik69@gmail.com

На основе литературных источников представлен обзор современного состояния проблемы влияния электромагнитного поля на процессы деформирования в образцах горных пород и искусственных материалов. Не вызывает сомнений определенное сходство особенностей процессов разрушения, обнаруженных при лабораторных исследованиях поведения различных материалов под нагрузкой, и явлений, наблюдаемых в сейсмически активных регионах. Опираясь на это сходство, можно с определенными допущениями говорить о вкладе того или иного механизма в триггерное воздействие электромагнитных полей на вариации сейсмической активности. Однако адекватной и применимой на практике количественной модели, описывающей наблюдаемые эффекты, пока не существует.

Ключевые слова: триггерное воздействие, электромагнитное поле, акустическая эмиссия, деформация, деформация горных пород.

Acoustic emission and strain responses of rocks triggered by electromagnetic action. – A review. Part 1

Virginia A. Mubassarova¹, Leonid B. Bogomolov², Alexander S. Zakupin², Ivan A. Panteleev³

¹Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek, Bishkek, Kyrgyzstan

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

³Institute of Continuous Media Mechanics, the Ural Branch of the Russian Academy of Science, Perm, Russia

The state of the art of the problem of electromagnetic field influence on the deformation processes in specimens of rocks and artificial materials has been represented on the base of extensive bibliography.

There are some similar features between details of the destruction processes in various loaded materials tested in the laboratories and that of phenomena observed in seismically active regions. Such similarity may be useful (with certain extra assumptions) assumptions to discuss the possible contribution of a mechanism to the trigger effect of variations in the seismic activity caused by electromagnetic fields.

However, an adequate and applicable quantitative model describing the observed effects does not yet exist.

Keywords: triggered influence, electromagnetic field, acoustic emission, strain, rock specimen.

Введение

За последнее столетие в исследованиях землетрясений накоплен обширный материал, который продолжает непрерывно дополняться новыми сведениями о структуре сейсмичности и влиянии на нее всего многообразия факторов естественной и антропогенной природы (их удобно называть

кратко внешним воздействием, которое дополнительно наложено на поле напряжений в земной коре). Определенное сходство в проявлениях хрупкого разрушения геоматериалов (на самых различных пространственных масштабах) и сопутствующих процессах дефектообразования в этих материалах обнаружено благодаря результатам

многочисленных работ [Смирнов, Пономарев, 2004; Завьялов, 2005; Смирнов и др., 2010; Zhurkov et al., 1984; Lockner et al., 1991; Kuksenko et al., 1996; Веттергрен и др., 2006; McLaskey et al., 2014; и др.]. Опираясь на это сходство, процесс деформирования среды перед землетрясением традиционно анализируется с позиций механики разрушения. Перед динамической подвижкой, т.е. непосредственно перед землетрясением, массив горной породы (как и образец при лабораторном моделировании) находится в состоянии, близком к неустойчивому равновесию, или, другими словами, в околокритическом состоянии [Соболев, 2011]. Немонотонное поведение σ – ε -характеристики вблизи точки неустойчивого равновесия соответствует существованию набора метастабильных состояний в диапазоне, особенностью которого является значительное изменение деформации при небольших вариациях напряжения. Такие вариации могут возбуждаться при воздействии различных внешних факторов. Отсюда вытекает принципиальная возможность реализации триггерных эффектов, заключающихся в переходе от одного метастабильного состояния к другому под влиянием внешних воздействий даже небольшой интенсивности [Соболев, Пономарев, 2003; Куksenко, Махмудов, 2004; Нелинейная... , 2007; Гохберг, Колосницын, 2010; Богомолов, 2010; Соболев, 2011; Авагимов и др., 2011; Кочарян, 2016]. В процессе такого перехода открытая термодинамическая система, которой является нагруженный материал, может скачкообразно переходить в новое неустойчивое состояние, минуя несколько возможных точек неустойчивого равновесия.

Само метастабильное состояние очаговой зоны зависит от целого ряда факторов, таких как текущий уровень трещинообразования, динамика напряжений во времени, определяемая темпом внешней (глобальной) деформации и уровнем возможных внешних воздействий, роль которых в активации землетрясения увеличивается [Keilis-Borok, 1990; Sornette, Sammis, 1995]. Триггерные эффекты (переходы) могут быть вызваны различными факторами, в том числе переменными физическими полями. Для возмущений напряжения порядка 0.1–0.001 от ха-

рактерных значений главного напряжения подобные эффекты хорошо известны [Соболев, Пономарев, 2003; Кочарян и др., 2013; Кочарян, 2016]. На натурном геофизическом масштабе триггерный эффект электромагнитного поля был установлен по кратковременной активации сейсмичности [Тарасов и др., 2001; Tarasov, Tarasova, 2004; Chelidze et al., 2006] и по вариациям ее характеристик [Тарасов, Тарасова, 2011; Смирнов, Завьялов, 2012]. В работах [Тарасов, 2010; Тарасов, Тарасова, 2011, 2016] отмечено изменение скорости сейсмотектонических деформаций в период электромагнитных воздействий (ЭМВ) при зондированиях земной коры магнитогидродинамическими генераторами, а также проведена оценка релаксации напряжений по месту таких зондирований. Тем самым подведен итог большого цикла работ, посвященных этим триггерным воздействиям. Но вопрос о механизмах воздействия электрозондирований на сейсмичность выяснен далеко не полностью, о чем свидетельствуют работы [Гаврилов и др., 2014; Гаврилов, Пантелеев, 2016; Gabrielov, Keilis-Borok, 1983; Gavrilov et al., 2013; Panteleev, Gavrilov, 2015]. В этих условиях, с учетом свойств самоподобия геосреды [Гольдин, 2004; Соболев, 2014; Gabrielov, Keilis-Borok, 1983; Panteleev et al., 2012; Пантелеев, Наймарк, 2014], особый интерес могут представлять результаты лабораторных экспериментов на нагруженных образцах горных пород [Богомолов, 2010; Bogomolov, Zakupin, 2008; Bogomolov et al., 2004]. В этих экспериментах с воздействием электромагнитного (ЭМ) поля на процесс деформации и разрушения геоматериалов внешние факторы легко воспроизводятся, они модифицируют количественные, а не качественные характеристики: скорость осевой и поперечной деформации, интенсивность трещинообразования (активность акустической эмиссии). Сама акустическая эмиссия (АЭ) при этом выступает в роли индикатора дефектообразования (неустойчивости) [Куksenко и др., 2011; Scholz, 1968; Kuksenko et al., 1996]. Подобные эксперименты проводились в Институте физики Земли РАН (ИФЗ РАН), Объединенном институте высоких температур РАН (ОИВТ РАН) и Научной станции РАН в г. Бишкеке (НС РАН)

в конце 1990-х годов и начале нашего века. В наибольшей степени исследован вопрос о влиянии электромагнитных полей на накопление дефектов (фактически, неупругую составляющую деформации) по данным акустической эмиссии образцов горных пород. Ниже представлены основные результаты этих работ. Стоит отметить, что для построения модели, объясняющей механизм влияния ЭМ полей на процесс разрушения геоматериалов и геосред, необходимо описание последовательной цепочки явлений: нетепловое поглощение энергии ЭМ полей в нагруженных геоматериалах → изменение их состояния или свойств в некоторых локальных областях, в том числе изменения в дефектной подсистеме → изменения в режиме пластической или неупругой деформации. Результаты цитируемых работ, относятся, как правило, к одному из звеньев логической цепочки.

1. Исследование электромагнитных воздействий на образцах геоматериалов с помощью метода акустической эмиссии

Первые результаты исследования электромагнитного влияния на акустическую эмиссию модельных образцов были получены в геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН на сервоуправляемом прессе – электрогидравлической системе INOVA [Соболев, Пономарев, 2003; Sobolev et al., 2000; Ponomarev et al., 2002]. Эксперименты выполнены на образцах, изготовленных из бетона с примесью либо кварцевого песка («пьезоэлектрических»), либо диабазового («непьезоэлектрических»). Образцы подвергались деформированию в условиях двухосного сжатия при постоянном боковом сжимающем усилии ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$). Основная (вертикальная) нагрузка изменялась с постоянной скоростью, обеспечивая скорость деформации $\dot{\epsilon}_1 = 1.2 \cdot 10^{-8} \text{ с}^{-1}$. В течение заданного промежутка времени на образец действовало переменное электрическое поле. Несмотря на то что приращение (отклик) числа сигналов акустической эмиссии нагружаемых образцов при возбуждении ее ЭМ полем составило порядка 1 % от исходного уровня до воздействия (рис. 1), обнаружен-

ная тенденция увеличения активности АЭ оказалась статистически значимой [Соболев, Пономарев, 2003].

Несколько позднее большой цикл исследований по этой тематике был проведен в ИС РАН на образцах горных пород с различными физико-химическими и реологическими свойствами (обзор всех результатов в [Богомолов и др., 2011]). При выборе образцов горных пород в качестве материалов для испытаний было принято во внимание, что для серий образцов гранита, габбро, мрамора и т.п. из пород одних и тех же месторождений по сравнению с образцами, изготовленными из цементно-песчаных смесей, достигается лучшая воспроизводимость деформационной кривой (σ – ϵ -характеристики) при одноосном сжатии. Такая воспроизводимость при одинаковых режимах нагружения важна для выявления реакции среды на дополнительные воздействия (в том числе электроимпульсы) на фоне типичного поведения активности АЭ и деформационных параметров.

Наибольшее количество экспериментов было проведено на образцах магматических пород, для которых исследован эффект электрочувствительности материалов в зависимости от величины сжимающего напря-

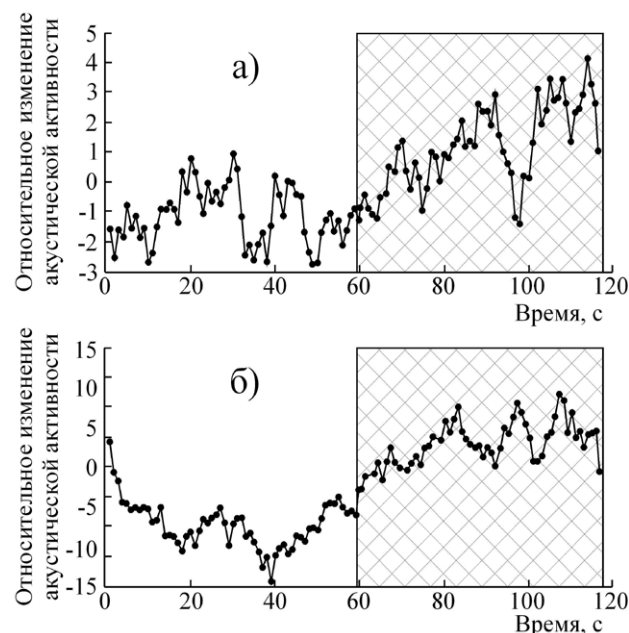


Рис. 1. Изменение акустической активности при переходе от фазы покоя (1–59 с) к фазе инициирования электрическими импульсами (60–118 с) частотой 250 Гц (а) и 2.5 кГц (б), согласно [Соболев, Пономарев, 2003; Sobolev et al., 2000; Ponomarev et al., 2002]. Модель с диабазовым песком.

жения (сеансы ЭМ воздействия проводились при фиксированном уровне напряжения $\sigma_1 = \text{const}$). Как правило, схема экспериментов была следующей [Закупин и др., 2006а; Мубассарова, 2018; Bogomolov et al., 2004]: вначале на образец подавалась нагрузка, которая сразу же фиксировалась и оставалась постоянной на протяжении всего испытания. Затем образец для завершения переходных процессов после пригрузки выдерживался некоторый период времени (обычно около 1 ч), характеризующийся степенным спадом активности АЭ, подобным закону Омори для афтершоковой активности [Utsu, 1961]. После этого на образец воздействовали электромагнитным полем (обычно также в течение 1 ч), затем следовал период ожидания последствий ЭМ поля и следующая нагрузка с повторением всех описанных этапов.

На образцах гранитов, гранодиоритов и габбро было продемонстрировано, что активность АЭ, обусловленная воздействием ЭМ поля, проявляется при значениях осевого сжимающего напряжения, соответствующих $k_p > 0.7$ (k_p – отношение текущей нагрузки к разрушающей) [Закупин и др., 2006б; Bogomolov, Zakupin, 2008]. Наименьшая величина напряжения, при которой зарегистрированы электромагнитные эффекты, соответствует началу дилатансионной стадии деформирования, когда при увеличении сжимающей нагрузки объем образца увеличивается за счет бокового расширения. Наблюдаемые задержки откликов активности АЭ от момента подачи электровоздействия уменьшаются при увеличении нагрузки. Вариации усредненной активности АЭ

при внешних воздействиях отчетливо выделялись визуально на временных графиках (рис. 2), а с применением статистического анализа временных рядов стимулирующий эффект электроимпульсов стал бесспорным [Закупин и др., 2006б; Богомолов и др., 2011].

При дальнейшем изучении триггерных электромагнитных эффектов в ОИВТ РАН были получены оценки вносимой электровоздействием энергии и энергии, излучаемой акустическим сигналом [Авагимов и др., 2006]. Установлено, что для образцов двуокиси циркония средняя энергия, необходимая для генерации одного АЭ-сигнала, по мере увеличения нагрузки уменьшается на три порядка величины, а коэффициент акустоэлектрической связи $K_{мэ}$ равен $2.85 \cdot 10^{-2}$ [Авагимов и др., 2006]. Для бетонных образцов с включениями корунда или керамической крошки из двуокиси циркония был рассчитан минимальный уровень энергии триггерного воздействия e_{tr} , который нелинейно зависит от накопленной потенциальной энергии Π , соответствующей уровням нагрузки k_p от 0.3 до 1.0 (рис. 3). Полученное соотношение $K_{tr} = e_{tr}/\Pi$ составило величину порядка $10^{-7} - 10^{-8}$ для образцов с различными механофизическими свойствами [Авагимов, Зейгарник, 2008; Авагимов и др., 2011].

На рис. 3 в пятом цикле нагружения представлено уменьшение энергонасыщенности модельного образца, вызванное высвобождением накопленной энергии в виде АЭ-сигналов в результате дополнительного воздействия ЭМ поля. Таким образом, было показано, что внешнее электровоздействие может быть эффективным инструментом для снижения структурных напряжений только на конечном этапе линейного распределения K_{tr} (циклы 5 и 6 на рис. 3) [Авагимов и др., 2011].

При деформировании образца гранита с непрерывным воздействием ЭМ поля (не прекращающимся в течение всего времени нагружения) характер деформирования изменяется [Пантелеев и др., 2015].

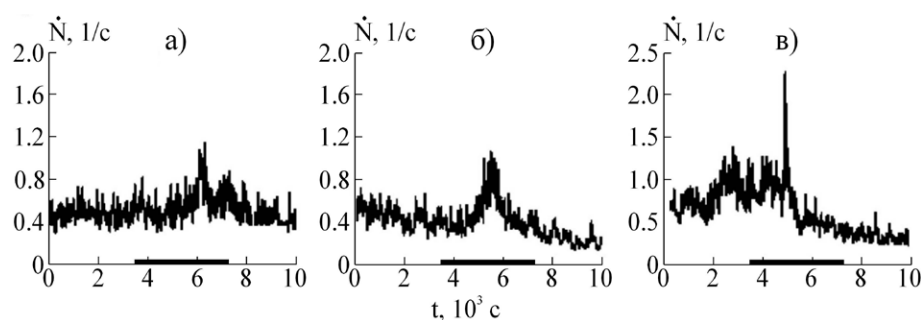


Рис. 2. Активность акустической эмиссии сухого образца гранодиорита при нагрузках: (а) – $k_p = 0.86$ ($\sigma = 170$ МПа); (б) – $k_p = 0.91$ ($\sigma = 178$ МПа); (в) – $k_p = 0.95$ ($\sigma = 187$ МПа), согласно [Закупин и др., 2006б]. Воздействие во всех случаях – прямоугольные импульсы напряжения с амплитудой 55 В, частотой 2 кГц, длительностью 20 мкс.

Это проявляется в увеличении угла наклона графика повторяемости сигналов АЭ по энергиям, а также в том, что периоды существенного прироста активности АЭ, наблюдающиеся без ЭМ воздействия, в случае облучения ЭМ полем отсутствуют вплоть до разрушения. Также в случае непрерывного ЭМ воздействия отмечено относительное уменьшение количества низкочастотных сигналов АЭ при пропорциональном увеличении количества средне- и высокочастотных импульсов АЭ и резкое сокращение низкочастотных высокоамплитудных импульсов АЭ.

Наиболее наглядно об электромагнитном влиянии свидетельствует изменение пространственного расположения источников АЭ (дефектов) в объеме образца [Пантелеев и др., 2015; Mubassarova et al., 2014]. Кратковременное (1 ч) воздействие электрическими импульсами на стадии диффузного (рассредоточенного) накопления дефектов приводит к перераспределению и кластеризации дефектов в области будущего макроразрыва (рис. 4).

Если ЭМ поле действует на образец непрерывно в течение всего хода нагружения, поэтапное образование и развитие локализованных в объеме образца разрывов (трещин), происходившее до воздействия ЭМ поля, сменяется дисперсным накоплением относительно большого количества соизмеримых по размеру трещин, коалесценция которых и вызывает макроразрушение (рис. 5).

В экспериментах [Лапшин и др., 2016] исследовалось усиление активности АЭ при прохождении электрического тока через флюидонасыщенные образцы песчаника

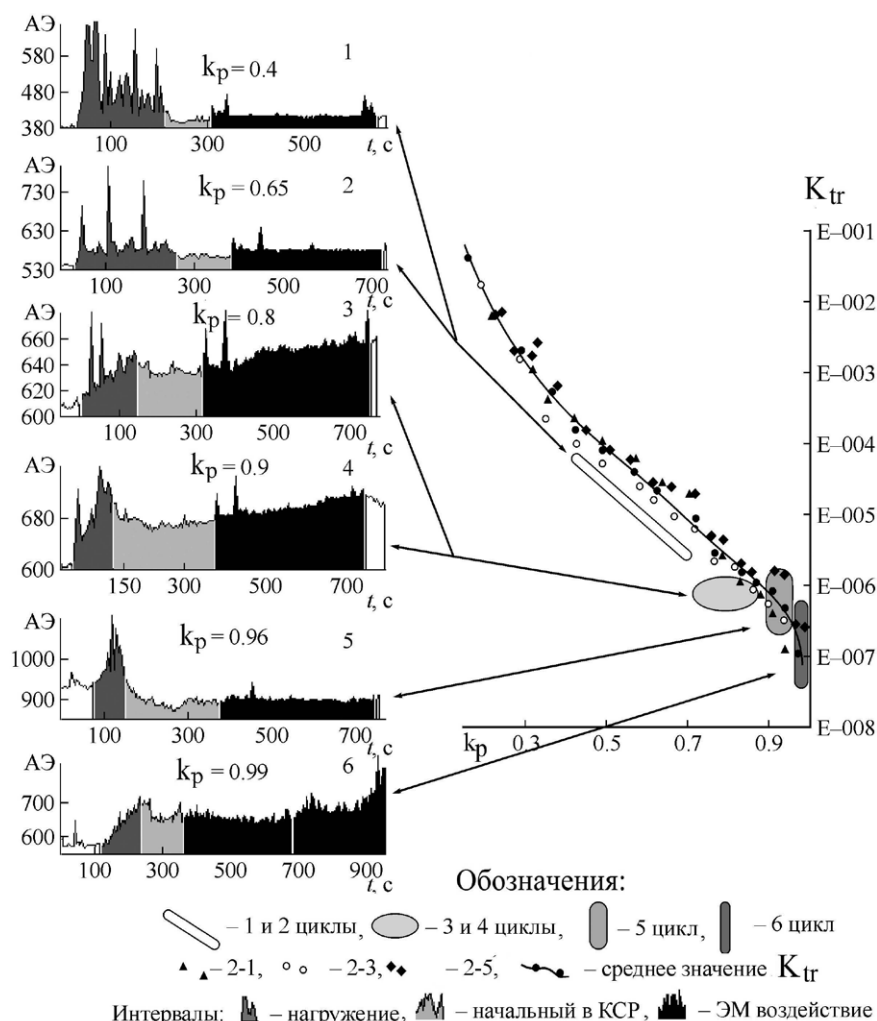


Рис. 3. Распределения параметра K_{tr} (отношение минимальной энергии триггерного воздействия к потенциальной энергии образца при уровне нагрузки k_p) в зависимости от k_p по данным модельных образцов 2-1, 2-3, 2-5, согласно [Авагимов и др., 2011].

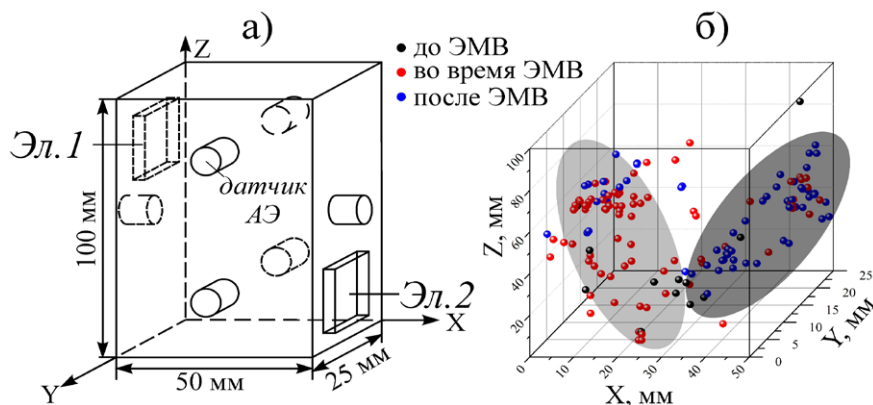


Рис. 4. Схема расположения датчиков АЭ и электродов ЭМВ (а) и пространственное распределение источников сигналов АЭ (б) при постоянном уровне сжатия $k_p = 0.94$ ($\sigma = 75$ МПа), согласно [Mubassarova et al., 2014].

в постановке с гальванической связью электродов с образцом (рис. 6). Важным отличием от экспериментов, проведенных в НС РАН, являются испытания в запредельной области деформирования, когда на деформационной кривой (σ - ϵ -зависимости) напряжение сжатия образца σ уменьшается с ростом деформации ϵ . В периоды прохождения тока также происходило значимое увеличение объемной деформации образцов. Полученные оценки температурного нагрева порядка 70 °С позволили сделать вывод, что акустоэмиссионная

активизация вызвана температурным расширением флюида в порах и трещинах образца [Лапшин и др., 2016]. В постановке опыта с электростатическим полем, создаваемым разностью потенциалов на электродах, при отсутствии гальванической связи электродов с образцом усиления акустической эмиссии не наблюдалось.

2. Эксперименты с воздействием различных источников электромагнитного поля

Ускорение перемещения дислокаций в щелочно-галоидных кристаллах при совместном действии электрического и магнитного полей (усиление магнито-пластического эффекта), полученное в работах [Альшиц и др., 1998; Урусовская и др., 2000], побудили сотрудников НС РАН провести подобный эксперимент на образцах гранита Уэстерли (США) [Закупин et al., 2009]. Образцы имели форму прямоугольных параллелепипедов с высотой в 2–2.5 раза большей поперечных размеров. Источником магнитного поля вместо магнита, как в указанных работах, служила катушка индуктивности, которая была прижата к одной из свободных боковых граней образца и на которую подавались электрические импульсы. Электрическое поле создавалось при помощи электродов, размещенных на других боковых гранях образца так, что направления векторов индукции магнитного поля $\vec{B}$ и напряженности электрического поля $\vec{E}$ были перпендикулярны друг другу и оси сжатия.

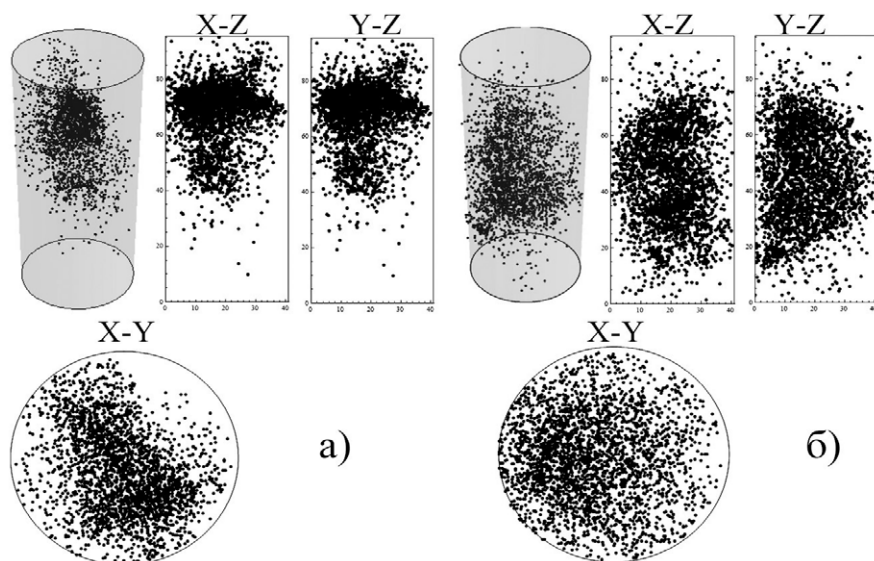


Рис. 5. Пространственное расположение источников импульсов акустической эмиссии, зарегистрированной в течение всего эксперимента, в случае отсутствия воздействия ЭМ поля (а) и при его воздействии (б), согласно [Пантелеев и др., 2015].

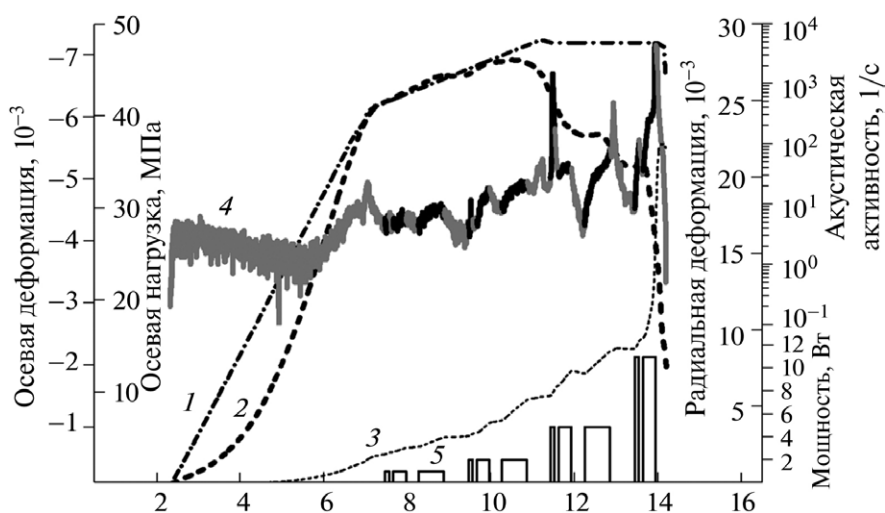


Рис. 6. Примеры вариаций скорости АЭ при воздействии переменным электрическим током разной мощности, согласно [Лапшин и др., 2016]. 1 – задаваемая осевая деформация; 2 – осевые напряжения; 3 – радиальная деформация; 4 – скорость АЭ; 5 – электрическая мощность. Темным тоном на кривой 4 отмечены интервалы воздействия электрическим током.

При сравнении откликов АЭ на этот вид ЭМ воздействия и тестовую механическую пригрузку, равную 1 % от приложенного усилия (рис. 7а), были получены следующие результаты. Отклик активности АЭ на ЭМ воздействие оказался по амплитуде больше отклика на тестовую пригрузку. А его длительность была примерно в 15 раз больше (было зарегистрировано последствие ЭМ поля), чем в случае отклика на механическую пригрузку [Zakupin et al., 2009]. Анализ амплитуд зарегистрированных сигналов АЭ показал, что соотношение условно «крупноамплитудных» и «слабоамплитудных» сигналов в случае активизации АЭ при механической пригрузке и ЭМ воздействии было практически равным. Однако спад активности АЭ после отклика на электромагнитное воздействие характеризуется резким уменьшением количества «слабых» сигналов практически до нуля (рис. 7б) [Zakupin et al., 2009].

В дальнейших экспериментах для приближения условий нагружения образцов натурным (медленный рост напряжения при подготовке очага землетрясения) воздействие ЭМ полем проводилось в период нарастающей нагрузки [Zakupin et al., 2012a; Zakupin et al., 2012b].

Интерес представляет эксперимент, проведенный с разными типами электрических импульсов: с условно «высокоамплитудными» (амплитудой 800 В) от конденсаторного разрядника (10 разрядов в 1 мин) и «низкоамплитудными» (амплитудой 50 В) от генератора прямоугольных импульсов с частотой

3 кГц. Вначале на образец в течение 30 мин подавали «низкоамплитудные» импульсы, затем следовала серия «высокоамплитудных», и процедура заново повторялась еще раз. Это составляло один сеанс ЭМ воздействия. Электромагнитное воздействие в такой комбинации вызывает существенные изменения не только в акустической эмиссии, но также в осевой и поперечной деформации (рис. 8). Отметим, что именно в этих экспериментах [Zakupin et al., 2012a] впервые было подтверждено стимулирующее влияние ЭМ поля на ускорение деформации. В данном случае «низкоамплитудные» импульсы «энергетически» насыщали материал, подготавливая к последующему воздействию и росту деформации (рис. 8). Наблюдаемые скачки деформации проявлялись в центральном поперечном сечении образца.

При комбинированном воздействии электрического и магнитного полей по схеме, описанной выше, были получены синхронные изменения в активности АЭ и деформации в образцах мрамора при нарастающей нагрузке (рис. 9) [Богомолов и др., 2017]. С задержкой около 8 мин от начала сеанса отмечено первое изменение скорости деформации $\dot{\epsilon}_y$ (цифра 1 на рис. 9а). Через 15 мин от начала воздействия синхронно увеличились скорости продольной $\dot{\epsilon}_z$ и поперечной $\dot{\epsilon}_x$ деформации (момент обозначен цифрой 2 на рис. 9а). За это время продольное укорочение образца составило $\Delta l_z \approx 0.8$ мкм, а поперечное удлинение – $\Delta l_x \approx 0.9$ мкм. Второй прирост скоростей деформации наблюдается

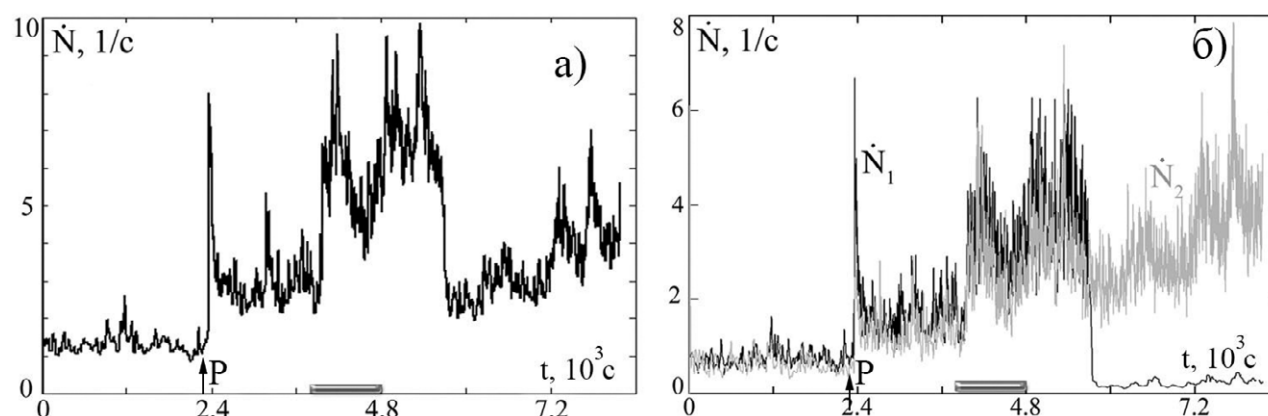


Рис. 7. Временные зависимости активности АЭ: а – активность всех зарегистрированных сигналов, б – активности сигналов «слабоамплитудных» (черная кривая, N_1) и «крупноамплитудных» (серая кривая, N_2) образца гранита Уэстерли при $k_p = 0.85$ ($\sigma = 107$ МПа) [Zakupin et al., 2009]. Серая линия на нижней оси – интервал воздействия, стрелка и буква Р указывают момент механической пригрузки.

за 10 мин до окончания сеанса воздействия (цифра 3 на рис. 9а). Аналогично предыдущему приросту осевое укорочение и поперечное удлинение в данном случае не превысили 1 мкм. При первом приросте деформации выделилось примерно 3800 сигналов АЭ, а в течение второго – около 3900 сигналов. Всего за 1 ч воздействия зарегистрировано более 10 000 сигналов АЭ, в то время как за 1 ч до него выделилось лишь около 1200 (прирост по количеству сигналов составил 8.7 раза). Таким образом, при укорочении образца в продольном направлении примерно на 1 мкм и одновременном поперечном расширении на 1 мкм в образце мрамора генерируется около 4000 сигналов АЭ.

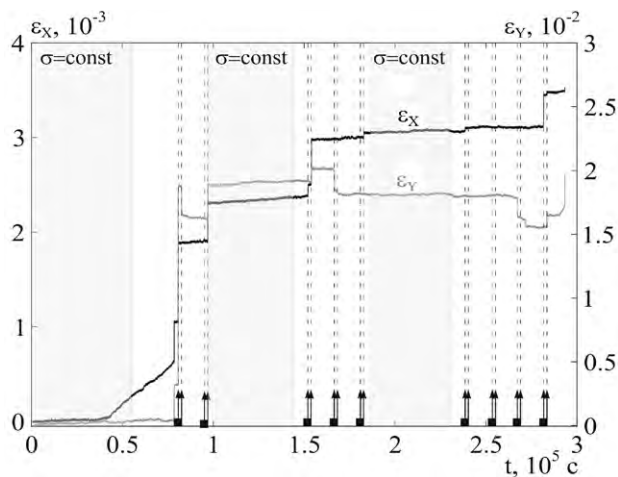


Рис. 8. Изменения деформации образца мрамора в поперечных сжатии направлениях (X- и Y-компоненты деформации) от начала нагружения и до разрушения, согласно [Zakupin et al., 2012a]. Прямоугольниками со стрелками и вертикальными линиями показаны периоды сеансов ЭМ воздействий.

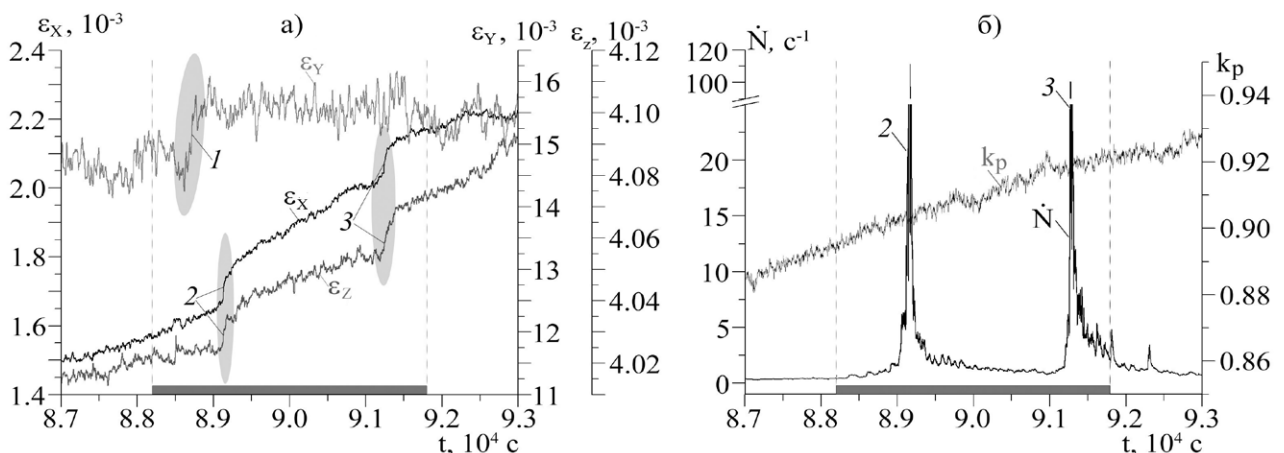


Рис. 9. Масштабированные графики: а – изменения 3 компонент деформации, сглаженные методом скользящего среднего: черная кривая – ε_x , светло-серая – ε_y , серая – ε_z ; б – активность АЭ образца мрамора при растущем значении относительного напряжения k_p (серая кривая), согласно [Богомолов и др., 2017]. Штриховыми линиями и серой полосой отмечены интервалы с сеансами ЭМ воздействия.

В этой же работе показано, что в случае непрерывного воздействия ЭМ поле играет роль скорее не триггера (спускового крючка некоего большого по энергетике события, предваряемого длительным накоплением напряжений), а «соучастника» деформационного процесса на всех его стадиях. Продемонстрировано, что непрерывное ЭМ воздействие обеспечивает рост средней скорости деформации, снижая вероятность скачкообразных смещений (сдвигов) по поверхностям формирующихся разрывов [Богомолов и др., 2017].

3. Исследование триггерных эффектов электромагнитных полей на установках-слайдерах

Рассмотренные выше экспериментальные результаты базировались на концепции механизма землетрясения как акта разрушения сплошной ненарушенной среды вследствие накопления напряжений и локализации деформации. Однако наряду с этой концепцией существует модель неустойчивого скольжения, «stick-slip» [Соболев, Пономарев, 2003; Scholz, 1998]. Эта модель учитывает сложный характер зависимости внутреннего трения от скорости и параметров состояния поверхностей, включая интервал снижения трения при росте скорости относительного перемещения блоков [Brace, Byerlee, 1966; Scholz, 1998]. В лабораторных условиях модель stick-slip реализуется при помощи специальных пружинно-блочных установок – слайдеров, ими-

тирующих прерывистое скольжение по разлому [Кочарян, Новиков, 2015].

В работах [Chelidze et al., 2002, 2004] описаны эксперименты по воздействию электромагнитного поля на проскальзывание контактирующих блоков.

Особенно нагляден эксперимент с «классическим» слайдером – соскальзывание одного из блоков по наклонной плоскости другого блока, стимулированное электрическими импульсами [Chelidze et al., 2002]. В качестве материалов блоков (верхнего, соскальзывающего, и нижнего, опорного) авторы использовали стекло, базальт, лабрадорит и гранит. Оба блока были выполнены из одного материала. Получены критические значения угла наклона опорной поверхности для соскальзывания верхнего блока. При уменьшении угла наклона опорного блока на $0.1\text{--}2^\circ$ относительно критического значения было обнаружено, что воздействие электроимпульсов амплитудой несколько вольт на миллиметр инициирует скольжение (подвижку) верхнего блока в случае, когда направление ЭМ поля параллельно поверхности скольжения. В случае перпендикулярной ориентации вектора напряженности ЭМ поля и плоскости скольжения ЭМ поле препятствует реализации подвижки. Механический эквивалент электрического воздействия, вызывающего подвижку, в этом эксперименте равен силе в 0.2 Н . Вероятность чисто случайной подвижки во время электровоздействия оценивалась как 0.07 [Chelidze et al., 2002]. Учитывая, что влияние ЭМ поля было зафиксировано и на материалах, не обладающих пьезоэлектрическими свойствами, авторы [Chelidze et al., 2002, 2004] приходят к выводу, что пьезоэлектрический эффект не является определяющим механизмом действия ЭМ поля, а основную роль играют пондеромоторные силы.

В другой постановке [Chelidze et al., 2016] при тяговом волочении верхнего блока по неподвижному опорному блоку был обнаружен эффект синхронизации микроподвижек с импульсами ЭМ поля, нормально направленного к плоскости скольжения. Обнаруженную в этих работах синхронизацию интервалов преимущественного возникновения АЭ с амплитудой напряженности электрического

поля можно рассматривать как разновидность (одну из мод) эффекта электростимулирования деформации. Для этой разновидности реакции среды (в данном случае системы контактирующих тел) на электровоздействие не отмечен прирост общего числа событий АЭ по сравнению со случаем отсутствия поля; происходит лишь перераспределение во времени, «модуляция» потока событий.

Результаты цитированных работ могли бы свидетельствовать об уменьшении коэффициента внутреннего трения и/или сцепления, так как наблюдаемые подвижки на контактах указывают на нарушение критерия Кулона–Мора при электровоздействии в условиях неизменности механического напряжения, действующего по нормали к поверхности контакта [Кочарян, Новиков, 2015; Chelidze et al., 2004; Novikov et al., 2017; Кочарян, Новиков, 2015].

В работе [Novilov et al., 2017] на слайдере была подтверждена возможность инициирования макроподвижки блока импульсами тока, протекающего вдоль модельной разломной зоны (рис. 10). Резкая подвижка

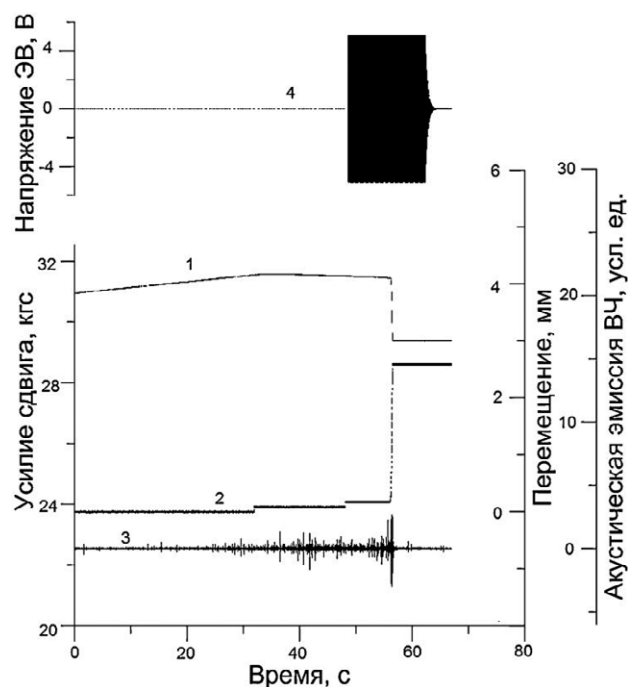


Рис. 10. Изменение параметров пружинно-блочной установки во время подготовки и инициирования резкой подвижки блока электрическим воздействием (лабораторного «землетрясения»), согласно [Novikov et al., 2017]. 1 – усилие сдвига подвижного блока, 2 – перемещение подвижного блока, 3 – высокочастотная акустическая эмиссия, 4 – напряжение электрического воздействия (ЭВ).

блока была зарегистрирована в области субкритического состояния системы со сдвиговыми напряжениями 0.98–0.99 от максимума. Определен минимальный уровень плотности тока воздействия, необходимый для реализации подвижки, – 20 А/м^2 [Novikov et al., 2017].

При другой постановке экспериментов в работах [Petrenko, 1994, 2003; Arakawa et al., 2003; Mugele et al., 2005] было выявлено значительное возрастание сцепления трущихся поверхностей с налипшим снегом (каплями воды) в присутствии ЭМ поля. С ростом напряженности электрического поля (пропорционально напряжению между электродами) капли воды удлиняются и растекаются вдоль электродов – наблюдается повышение смачиваемости поверхности (электросмачиваемость) [Mugele et al., 2005]. При использовании льда в качестве неподвижной подложки и образца из нержавеющей стали в качестве подвижного скользящего блока также произошло увеличение силы трения-сцепления в системе блок-подложка под действием постоянного и переменного напряжения амплитудой до 12 кВ (рис. 11).

Электрическое поле стимулирует заполнение кристаллами льда пространства у границы раздела металл\лед, формируя «мостики» и «перешейки». Постоянное поле вызывает электролиз льда с высвобождением кислорода на аноде и водорода на катоде. Газообразные кислород и водород собираются в межграницные пузырьки, нарушающие целостность граничного слоя, что несколько

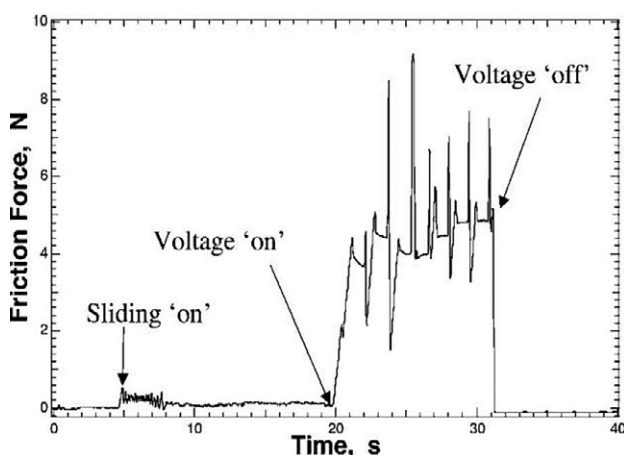


Рис. 11. Запись силы трения образца из нержавеющей стали, скользящего по ледовой подложке. Величина постоянного напряжения $U = 2 \text{ кВ}$, температура – 14°C [Arakawa et al., 2003].

ослабляет силу трения-сцепления [Arakawa et al., 2003]. Эксперимент с осаждением капель воды на охлажденную сетчатую подложку из алюминия, часть которой была подключена к источнику электрического поля напряженностью 2.8 кВ/см , выявил эффект противодействия осаждению [Petrenko, 2003]. Измерений акустической эмиссии в этих работах не проводилось. Различие результатов относительно знака изменения сцепления может быть обусловлено более сложным характером поверхностных явлений по сравнению с деформационными процессами в сплошной среде, а также зависимостью от таких параметров окружающей среды, как температура, влажность и др. Таким образом, влияние электрических импульсов на трение (сцепление) контактирующих поверхностей имеет свои особенности, исследование которых может считаться самостоятельной задачей.

4. Физические основы реакции неупругой деформации геоматериалов на воздействие электромагнитных полей

4.1. Электропластический эффект

Известно, что физико-механические свойства твердых тел определяются упругими и неупругими процессами, протекающими на различных структурно-иерархических уровнях: молекулярном, дислокационном, мезоструктурном и макроскопическом. Рассмотренные выше эффекты электромагнитного возбуждения сейсмических и акустоэмиссионных сигналов проявляются на масштабных уровнях двумерных (дислокации) и трехмерных (двойники, зерна, границы зерен, микротрещины) структурных дефектов [Hardy, 2003]. Вместе с тем, с учетом двухстадийной модели разрушения твердых тел [Kuksenko, 1996] и недавних экспериментальных результатов [Дамаскинская, Кадомцев, 2015], можно ожидать, что электромеханические и магнитомеханические явления или эффекты первоначально проявятся на самых низких структурно-масштабных уровнях – молекулярных. К электромеханическим явлениям относятся прежде всего увеличение ионной проводимости в процессе пластической деформации (эффект Дюлаи–Хартли) и появление электрического

потенциала на поверхности деформируемых образцов при отсутствии внешнего электрического поля (эффект Степанова). Детальный обзор ранних работ, посвященных этим эффектам в щелочно-галогидных кристаллах, представлен в [Урусовская, 1968; Aaronson, Sanday, 1995].

Подвижность дислокаций в кристаллах NaCl и некоторых мелкозернистых керамиках (MgO , Al_2O_3 и ZrO_2), помещенных в электрические поля напряженностью $E \sim 10^2$ – 10^4 кВ/м в широком диапазоне температур (от комнатных до температур плавления), исследовалась в ряде сравнительно недавних работ Х. Конрада [Conrad, 2000, 2002]. При комнатных температурах детальные исследования электропластичности щелочно-галогидных кристаллов были проведены в работах Л.Б. Зуева (обобщенных в [Зуев, Данилов, 2013]). Независимо друг от друга эти авторы выявили, что при комнатных температурах для увеличения мобильности дислокаций в ионных кристаллах (NaCl, LiF и др.) необходимо приложение полей с напряженностью $E \sim 10^3$ – 10^4 кВ/м. Существенное увеличение скорости деформации при меньших на порядок значениях $E \sim 100$ кВ/м в работах [Conrad, 2000, 2002] объясняется усилением поперечного скольжения винтовых дислокаций. При температурах выше половины температуры плавления ($T > 0.5 T_{\text{пл}}$, $E \leq 30$ кВ/м) достаточно приложения полей $E \leq 30$ кВ/м для роста скорости деформации вследствие движения границ зерен в кристаллах NaCl и уменьшения энергии активации диффузии анионов через решетку. В том же диапазоне температур и напряженностей поля ($T > 0.5 T_{\text{пл}}$, $E \leq 30$ кВ/м) в оксидах MgO , Al_2O_3 и ZrO_2 отмечено обратимое ускорение деформации, вызванное увеличением скорости скольжения границ зерен, управляемым диффузией катионов не через решетку, а сквозь границы зерен (рис. 12) [Conrad, 2000, 2002].

Полученные результаты позволили выделить определяющий механизм электропластического эффекта – уменьшение электрохимического потенциала облака заряженных вакансий вблизи границ зерен [Conrad, 2002]. Электрохимический потенциал ионных компонентов μ_α^* можно определить из выражения

$$\mu_\alpha^* = \mu_\alpha^0 + Z_\alpha e \varphi_i - \sigma \Omega_\alpha - Z_\alpha e \varphi_a, \quad (1),$$

где μ_α^0 – химический потенциал в нормальном состоянии, Z_α – валентность заряженного иона, e – амплитуда заряда иона в кулонах, φ_i , φ_a – локальные внутренний и внешний электропотенциалы, σ – приложенное механическое напряжение, Ω_α – атомный объем; $\varphi_a = E d_{sc}$, d_{sc} – ширина заряженного облака. При этом электрическое поле не изменяет механизма деформирования, а снижает электрохимический потенциал облака заряженных вакансий у границ зерен, усиливая пластическую деформацию [Conrad, 2002].

Стоит упомянуть, что электропластический эффект более детально изучался в металлах [Conrad, 2002; Beridze et al., 2015]. В случае металлов, где имеются свободные электроны, вклад в электропластичность вносится следующими механизмами. При тепловом рассеивании электронов (локальный Джоулев нагрев) химические связи ослабевают. Направленное движение электронов (электронный ветер) воздействует на дислокационные линии и образует определенное давление. Кроме того, электрический ток создает избыток электронов, которые уменьшают силу сцепления валентного иона и электрона [Conrad, 2002; Beridze et al., 2015]. Еще один механизм отмечен в работе [Данилов и др., 2010]: электрический потенциал, подаваемый на образцы Al и Zr при их микроиндентировании и возникающий вследствие присоединенной массы из другого металла, вызывает перезаряд двойного слоя на поверхности образца. Вследствие этого происходит изменение плотности поверхностной энергии, которое обуславливает зарождение различных дефектов и пластических сдвигов, определяющих такие механические характеристики, как микротвердость и скорость ползучести [Данилов и др., 2010].

Наряду с рассмотренным подходом к объяснению электропластического эффекта существует теория [Molotskii, 2000], которая рассматривает электропластический эффект как результат действия магнитного поля, «наведенного» протекающим электрическим током. Предполагаемый таким образом механизм электропластичности лежит в плоскости

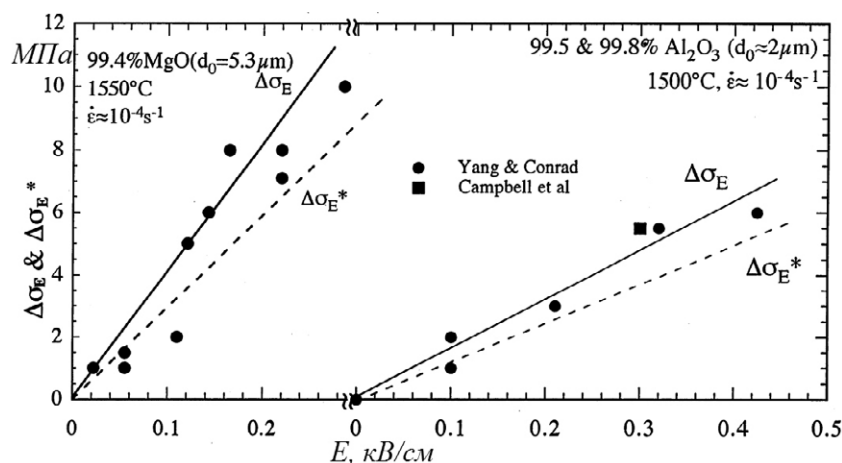


Рис. 12. Зависимость уменьшения напряжения пластического течения $\Delta\sigma_E = \sigma - \sigma_E$ от напряженности приложенного электрического поля для MgO при $t = 1550^\circ\text{C}$ и Al_2O_3 при $t = 1500^\circ\text{C}$, согласно [Conrad, 2002]. $\Delta\sigma_E$ – измеренное значение напряжения текучести, $\Delta\sigma_E^*$ – скорректированное значение напряжения текучести с учетом Джоулева нагрева.

спиновых эффектов, роль которых подробно будет рассмотрена ниже при обсуждении магнитоэлектрического эффекта. Если учесть, что величина наведенного током магнитного поля, так же как и длина свободных сегментов дислокаций (расстояние между стопорами), максимальна на поверхности проводника, то магнитное поле увеличивает их длину, открепляя тем самым дислокации от поверхностных стопоров. Тем самым можно провести оценки вклада магнитостимулированных спиновых эффектов в электропластичность кристаллов [Molotskii, 2000].

В экспериментах, проведенных в Физико-техническом институте им. Иоффе, показано, что для некоторых диэлектрических материалов, не обладающих пьезоэлектрическими свойствами (стекло, мрамор), механоэлектрические и электромеханические взаимосвязи

проявляются как релаксация электрического поля [Куксенко и др., 1997]. При этом пластические свойства выражены крайне слабо. Было отмечено, что физическая природа носителей заряда, вызывающих релаксацию электрического поля, одна и та же и не зависит от того, механически нагружали образец или подавали на него электрическое напряжение [Куксенко и др., 1997; Куксенко, Махмудов, 2004]. По экспериментальным данным была проведена оценка энергии активации движения носителей зарядов. Полученное значение ~ 0.1 эВ характерно для примесных ионов – основных источников электропроводности в горных породах [Куксенко и др., 1997].

Дальнейшие исследования в этом направлении показали, что существует линейная зависимость электрического потенциала, вызванного механической нагрузкой, от величины нагрузки (рис. 13). При подаче на образец ЭМ поля меняется угол наклона этой зависимости в сторону увеличения или уменьшения (вследствие совпадения или несовпадения полярностей соответственно) [Куксенко, Махмудов, 2004].

Это позволило формально ввести понятие электромеханического модуля материала: $\theta^* = \Delta\phi_m / \Delta P$, где ϕ_m – электрический потенциал, вызванный механической нагрузкой, P – нагрузка. Таким образом, абсолютные значения

электромеханического модуля θ^* (В/Па) зависят от характеристик регистрирующего оборудования и условий эксперимента, величина θ^* , оцененная по графику на рис. 13а, порядка 0.05. А по относительному изменению модуля θ^* можно оценить влияние механической нагрузки на механоэлектрополяризацию при одновременной электрополяризации материала [Куксенко, Махмудов, 2004].

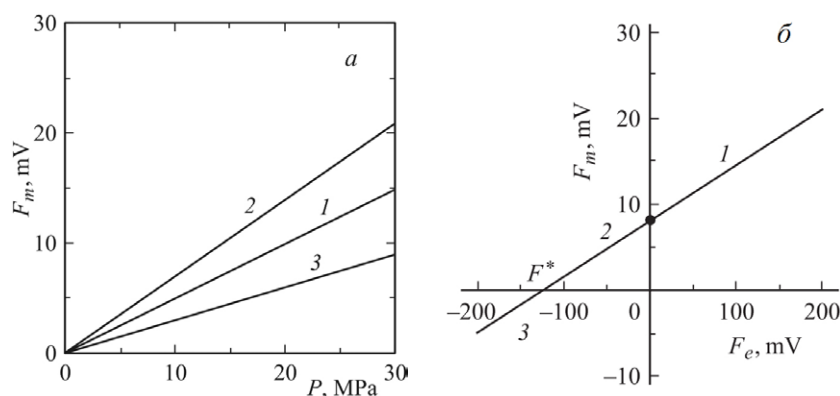


Рис. 13. Зависимость механоэлектрического потенциала от механического сжимающего напряжения P (а) и величины полярности электрического потенциала (б), согласно [Куксенко, Махмудов, 2004].

4.2. Магнитопластический эффект

Наличие структурных дефектов в немагнитных кристаллах является определяющим не только для существования электропластичности, но и для магнитопластического эффекта. В отличие от «магнитного пробоя», возникающего также в «слабых» магнитных полях в идеальных немагнитных кристаллах при криогенных гелиевых температурах, магнитопластический эффект обязан своим существованием примесным дефектам в кристалле.

Начало систематических исследований в этом направлении было положено в Институте кристаллографии им. А.В. Шубникова РАН работой [Альшиц и др., 1987], в которой обнаружено перемещение краевых дислокаций в кристаллах NaCl под действием постоянного поля с индукцией $B = 0.1\text{--}1.6$ Тл в отсутствие механического нагружения. Магнитные поля с $B \leq 10$ Тл при комнатной температуре являются «слабыми» для немагнитных материалов. Более строго это условие выглядит следующим образом: $\mu_B B \ll kT$, а для металлов дополнительно действует условие $\omega = Be/m \ll \omega_c$, где μ_B – магнетон Бора, B – индукция магнитного поля, k – постоянная Больцмана, ω – циклотронная частота, e и m – заряд и масса электрона, ω_c – частота столкновений электрона с рассеивающими центрами [Головин, 2004].

В дальнейших исследованиях на образцах различных щелочно-галогенидных кристаллов (NaCl, LiF, CsI и др.) и парамагнитных металлов (Al, Zn) было показано (обзор в [Головин, 2004; Альшиц и др., 2017]), что величина пробега дислокаций l достигает сотен микрометров, линейно зависит от времени экспозиции в магнитном поле, квадрата индукции B , обратного корня из концентрации парамагнитной примеси C (эффект отсутствует в кристаллах с диамагнитной примесью) и слабо зависит от температуры:

$$l = l_0 + k^* B^2 t, \quad (2)$$

где l_0 – фоновый пробег, который не зависит от магнитного поля и связан с вытравливанием приповерхностных стопоров (пояснения ниже), k^* – коэффициент, являющийся функцией концентрации примесей: $k^* \sim 1/\sqrt{C}$. Отмечено, что пробег дислокаций в магнитном

поле также зависит от взаимной ориентации линии дислокации l , ее вектора Бюргерса b и вектора индукции B . В случае дислокаций, ориентированных параллельно полю, пробег равен нулю и достигает максимума при перпендикулярной ориентации линии дислокации и вектора B [Альшиц и др., 1990]. Направление перемещения дислокаций не зависит от смены знака магнитного поля, на основании чего авторы исключили возможность объяснения эффекта магнитопластичности действием пондеромоторных сил магнитного поля или создаваемого вихревого электрического поля.

Магнитное поле в сочетании с активным деформированием при $\dot{\epsilon} = \text{const}$ (так же как и при $\dot{\sigma} = \text{const}$) активизирует дополнительные системы скольжения, что проявилось в уменьшении предела текучести σ_y (в 1.5 раза), а также значений напряжения и деформации на каждой стадии деформирования [Альшиц и др., 2000]. Подобные макроскопические проявления магнитопластичности были также установлены для режимов активного нагружения и ползучести [Головин, Моргунов, 1995; Смирнов и др., 2001].

Для объяснения наблюдаемого эффекта авторы [Альшиц и др., 2000] предлагают кинетическую модель, базирующуюся на конкуренции термоактивационного и магнитостимулированного открепления ядра дислокаций от примесных закрепляющих центров, играющих роль стопоров, с последующей релаксацией дислокационной структуры в поле внутренних напряжений:

$$\sigma_y = (U/\gamma) + [(kT/\gamma) \ln(\dot{\epsilon}/\dot{\epsilon}_0)], \quad (3)$$

где U – энергия активации при отсутствии поля ($B = 0$), γ – активационный объем, k – постоянная Больцмана, T – температура. Выражение (3) по форме аналогично уравнению С.Н. Журкова из кинетической концепции прочности [Zhurkov et al., 1984], причем σ_y сопоставляется с напряжением, при котором частота термофлуктуаций может обеспечить реальную скорость дислокаций.

Влияние приложенного магнитного поля проявляется выше некоторого порогового уровня B_c , которое пропорционально скорости деформации $B_c \sim \sqrt{\dot{\epsilon}}$, однако авторы [Альшиц

и др., 2000] отмечают, что оно не может быть меньше, чем микроскопический порог магнитопластичности $B_c^{(0)}$. Таким образом, при хорошем соответствии экспериментальным кривым порог магнитопластического эффекта авторами определен в рамках предложенной кинетической модели следующим выражением:

$$B_c = \begin{cases} B_c^{(0)}, & \dot{\epsilon} < \dot{\epsilon}_c \\ B_c^{(0)} \sqrt{\dot{\epsilon}/\dot{\epsilon}_c}, & \dot{\epsilon} > \dot{\epsilon}_c, \end{cases} \quad (4)$$

где $\dot{\epsilon}_c = \dot{\epsilon}_0 \tau_0 / \tau_{dp}^{\max}$ и $\tau_{dp}^{\max} = k^* B^{(0)-2}$, $\tau_{dp}^{\max}$ – время магнитоиндуцированного открепления дислокации от центра закрепления.

Резюмируя, отметим, что само по себе магнитное поле изменяет структуру и состояние системы дислокация–стопор, понижая высоту барьеров, преодолеваемых дислокациями, но не влияет на количество дислокаций [Альшиц и др., 2000]. Движущей силой перемещения дислокаций является поле крупномасштабных макроскопических внутренних напряжений кристалла, а роль парамагнитных центров при этом играют электроны, дырки, радикалы, экситоны и т.п. [Головин, 2004].

Объяснение наблюдаемого эффекта депиннинга (англ. *depinning* – открепление) дислокаций от центра закрепления (стопора) лежит в плоскости спиновых эффектов. При этом под стопором в большинстве работ [Головин, 2004] подразумевается примесный комплекс в ядре дислокации, содержащий радикальную пару электронов. Магнитное поле изменяет спиновое состояние и снимает запрет на определенные электронные переходы [Molotskii, Fleurov, 2000; Альшиц и др., 2017]. Вследствие этого происходит перестройка структуры всего примесного комплекса с уменьшением силы закрепления (пиннинга), приводящей к депиннингу дислокации под действием внутренних напряжений в кристалле. Время спиновой эволюции (время депиннинга τ_{dp}) в системе примесь–дислокация всегда должно быть мало по сравнению со временем τ_{s-1} спин-решеточной релаксации системы (термоактивационного преодоления). В противном случае термические осцилляции приведут к хаотизации

спиновой системы задолго до электронного перехода [Альшиц и др., 2017].

Модель рождения спинового двухэлектронного нанореактора А.Л. Бучаченко [Бучаченко, 2006, 2014; Моргунов, Бучаченко, 2009] столкнулась с несоответствием спинового состояния пары стопор–ядро дислокации, а также не могла объяснить значительное увеличение скорости дислокаций при совместном действии электрического и магнитного полей (данный эксперимент [Альшиц и др., 1998; Урусовская и др., 2000] будет рассмотрен ниже). Однако последующие работы (обзор в [Бучаченко, 2019]) показали, что воздействие магнитной составляющей ЭМ поля на спиновые состояния может вносить вклад в изменение пластичности.

Предложенная авторами [Альшиц и др., 2017] физическая модель, объясняющая кинетику процесса спиновой эволюции, исходит из парадоксальности влияния примеси кальция на магнитопластичность кристаллов NaCl, атомы которого образуют диполи с отрицательно заряженными вакансиями натрия. Парадоксальность заключается в том, что эти диполи, хоть они подвижны и мигрируют в кристалле как единое целое, но являются диамагнитными. А именно в кристаллах с диамагнитными примесями магнитопластический эффект отсутствует. Очевидно, что существуют причины, по которой атомы из диамагнитных примесей Ca^{2+} превращаются в магнитоактивные Ca^+ . Авторы [Альшиц и др., 2017] предлагают следующее объяснение: на краю лишней плоскости возле ядра дислокации под действием огромного давления происходит выталкивание иона Na^+ (с образованием его отрицательно заряженной вакансии V_{Na}^-) на свободное место вблизи иона Ca^{2+} . Ближний к образованной вакансии V_{Na}^- анион Cl^- отдает электрон иону Ca^{2+} с образованием магнитоактивного катиона Ca^+ . Предполагается [Альшиц и др., 2017], что далее ставший нейтральным атом Cl^0 и соседний анион Cl^- образуют в ядре дислокации ковалентный V-центр – заряженную молекулу Cl_2^- . Таким образом, в ядре дислокации появляется магнитоактивный комплекс Ca^+Cl_2^- , содержащий радикальную пару спинов, магнитное

превращение которой завершается реакцией $\text{Ca}^+ + \text{Cl}_2^- = \text{CaCl}_2$. Новая ковалентная молекула является новым центром закрепления CaCl_2 ; вследствие своей нейтральности и немагнитоактивности она гораздо слабее связана с ядром дислокации, что объясняет экспериментально установленный факт задержки перемещения дислокации при повторной экспозиции в магнитном поле [Альшиц и др., 2017]. В общем случае синглет-триплетное преобразование и его роль в магнитопластическом эффекте подробно описаны в ранее предложенной S–T-модели [Molotskii, Fleurov, 1997; Molotskii, 2000; Molotskii, Fleurov, 2000], которая получила дальнейшее развитие в недавних работах [Альшиц и др., 2017; Бучаченко, 2019].

Процесс превращения дефектов на дислокациях в магнитоактивные происходит во многих местах последовательно по механизму каскадного открепления – анзиппинга (unzipping) – от активных центров пиннинга по всей длине дислокации. Скорость пробега дислокации от одного ряда стопоров к другому оценивается формулой

$$v = \frac{2w}{\tau_{\text{др}} \sqrt{2bC_V}}, \quad (5)$$

где $w = n_{\text{act}}/n_{\text{tot}}$ – вероятность того, что данный стопор является центром анзиппинга,

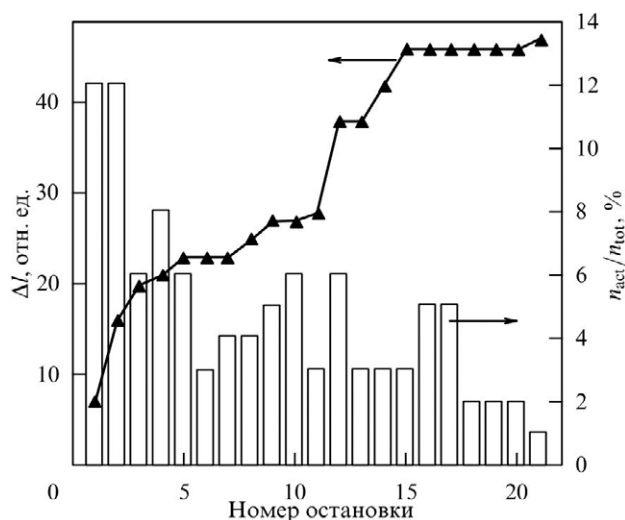


Рис. 14. Найденные из моделирования последовательные положения дислокации при ее остановках, требующих включения магнитного поля для продолжения движения (левая ось ординат), и относительное число активных центров, преодолеваемых благодаря магнитному полю (правая ось ординат), согласно [Альшиц и др., 2017]. Треугольниками обозначены длины пробега.

C_V – объемная концентрация примесных центров, отличающаяся от концентрации кальция только размерным множителем [Альшиц и др., 2017].

При компьютерном моделировании движения дислокации в магнитном поле получено подтверждение предложенной авторами физической модели как по числу центров магнитного анзиппинга, так и по кривой пробега дислокаций, Δl (рис. 14) [Альшиц и др., 2017]. На рисунке на кривой пробега, построенной по экспериментальным точкам (треугольники), имеются горизонтальные участки, которые, согласно [Альшиц и др., 2017], свидетельствуют о неподвижности (остановке) дислокации. По оценкам [Альшиц и др., 2017], относительное число центров анзиппинга (пропорциональное Δl) – порядка 10 %, т.е. невелико.

Заключение

Обобщены результаты лабораторных исследований триггерных эффектов на образцах, обнаруживающие определенное сходство с наблюдениями на натурном масштабе (сейсмичность).

В лабораторных условиях (на сантиметровом масштабе) триггерный эффект от воздействия электромагнитного поля на процесс разрушения образцов горных пород и искусственных материалов проявляется в росте активности акустической эмиссии и скорости деформации. Известны проявления электромагнитных триггерных эффектов в сейсмичности – кратковременное увеличение сейсмической активности и скорости сеймотектонических деформаций. В этом случае эффекты характеризуются размерами от единиц до десятков километров (натурный масштаб). В обоих случаях реакция среды на воздействие ЭМ поля происходит с задержкой.

В завершение обзора можно выделить следующие примеры сходной реакции среды на лабораторном (сантиметровом) и натурном масштабах. Н.Т. Тарасовым с соавторами отмечено ускорение высвобождения энергии, накопленной в земной коре в ходе естественных тектонических процессов, в виде увеличения количества относительно слабых сейсмических событий. В.Б. Смирновым

и А.Д. Завьяловым отдельно для каждого акта зондирования показано, что угол наклона графика повторяемости существенно увеличивается непосредственно в период зондирования, после чего постепенно в течение 35 ч снижается. Подобная тенденция – увеличение угла наклона графика повторяемости сигналов АЭ по энергиям и резкое уменьшение низкочастотных высокоамплитудных сигналов АЭ под воздействием ЭМ поля была продемонстрирована И.А. Пантелеевым с коллегами для образцов гранита.

При сопоставлении результатов ряда работ Н.Т. Тарасова, Н.В. Тарасовой и А.С. Закупина с соавторами также прослеживаются сходные черты. В обеих группах работ рассматриваются отклики эмиссионных сигналов (сейсмичности и АЭ) при различных импульсных воздействиях.

В первой показано, что облучение коры электрическими импульсами значительно повышало эффективность последующего триггерного воздействия от ядерных взрывов на Семипалатинском полигоне. Во второй группе работ отмечено, что длительное облучение «низкоамплитудными» импульсами перед подачей «высокоамплитудных» усиливало эффект прироста деформации и активности АЭ от последних импульсов. Заметим, что столь же большой по амплитуде прироста и часто повторяющийся эффект увеличения деформации (в восьми из девяти сеансов) был получен только при сочетании двух источников ЭМ воздействия (с амплитудами напряжения 50 и 800 В).

Таким образом, если сопоставлять только сам факт вклада энергии от двух различных источников, не принимая во внимание различие электромагнитного и динамического (взрывного) воздействий, можно говорить о сходстве результатов упомянутых работ.

Помимо всего этого, как показано Тарасовыми, пространственное распределение скоростей сейсмотектонических деформаций за период облучения коры свидетельствовало о наличии аномалии, в пределах которой эти скорости возрастают на 2–3 порядка. На границе этой аномалии впоследствии произошло землетрясение. Эти результаты согласуются с явлением кластеризации дефектов в области зарождения и роста магистральной трещи-

ны под воздействием ЭМ поля, которые продемонстрированы авторами данного обзора в эксперименте на образцах гранита (ссылки см. в тексте). Эффекты электропластичности и магнитопластичности, по всей видимости, проявляются в период задержки активации акустической эмиссии и изменений скоростей деформации на низших структурных уровнях.

При интерпретации результатов о триггерном воздействии ЭМ полей на деформирование и разрушение породных образцов в данной статье сделан упор на физические эффекты, которые реализуются на наименьших масштабах длин (молекулярных и дислокационных) и определяют первичную реакцию среды на внешнее воздействие. Наряду с первичными эффектами (условно выделенными в I часть обзора), в нагруженных материалах и геосредах под влиянием ЭМ полей могут иметь место так называемые коллективные (макроскопические) эффекты. Для описания таких эффектов, которые можно считать вторичными по отношению к откликам среды на низших масштабных уровнях, широко используются теория самоорганизации или упрощенные феноменологические подходы. Авторы намерены осветить эти явления в продолжении настоящей работы во II части обзора.

В заключение можно отметить, что в условиях краткосрочности сейсмологических наблюдений по сравнению с временем тектонических деформаций лабораторное моделирование подтвердило свою эффективность и значимость как инструмент исследования, в частности, проблемы воздействия внешних ЭМ полей на сейсмический процесс.

Список литературы

1. Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Оценка энергии триггерного воздействия в процессе разрушения модельного образца // *Физика Земли*. 2008. № 1. С. 77–80. [Avagimov A.A., Zeigarnik V.A. Estimation of the triggering effect energy in relation to model sample failure. *Izv. Physics of the Solid Earth*, 2008, 44(1): 69–72. <https://doi.org/10.1134/s1069351308010096>]
2. Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Ключкин В.Н. О структуре акустической эмиссии модельных образцов при внешнем энергетическом воздействии // *Физика Земли*. 2006. № 10. С. 36–42. [Avagimov A.A., Zeigarnik V.A., Klyuchkin V.N. On the structure of acoustic emission of model samples in response to an external energy action. *Izv. Physics of the Solid Earth*, 2006, 42(10): 824–829. <https://doi.org/10.1134/s1069351306100065>]

3. Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Окунев В.И. Динамика энергообменных процессов в модельных образцах при воздействии упругим и электромагнитным полями // *Физика Земли*. 2011. № 10. С. 64–70. [Avagimov A.A., Zeigarnik V.A., Okunev V.I. Dynamics of energy exchange in model samples subjected to elastic and electromagnetic impacts. *Izv. Physics of the Solid Earth*, 2011, 47(10): 919–925. <https://doi.org/10.1134/s1069351311100016>]
4. Альшиц В.И., Даринская Е.В., Перекалина Т.М., Урусовская А.А. О движении дислокаций в кристаллах NaCl под действием постоянного магнитного поля // *Физика твердого тела*. 1987. Т. 29, № 2. С. 467–470.
5. Альшиц В.И., Даринская Е.В., Петржик Е.А. Микропластичность диамагнитных кристаллов в постоянном магнитном поле // *Изв. вузов. Черная металлургия*. 1990. № 10. С. 85–88.
6. Альшиц В.И., Даринская Е.В., Михина Е.Ю., Петржик Е.А. О природе влияния электрического тока на магнитостимулированную микропластичность монокристаллов Al // *Письма в ЖЭТФ*. 1998. Т. 67, вып. 10. С. 788–793.
7. Альшиц В.И., Урусовская А.А., Смирнов А.Е., Беккауер Н.Н. Деформация кристаллов LiF в постоянном магнитном поле // *Физика твердого тела*. 2000. Т. 42, вып. 2. С. 270–272. [Al'shits V.I., Urusovskaya A.A., Smirnov A.E., Bekkauer N.N. Deformation of LiF crystals in DC magnetic field. *Physics of the Solid State*, 2000, 42(2): 277–279. <https://doi.org/10.1134/1.1131197>].
8. Альшиц В.И., Даринская Е.В., Колдаева М.В., Котовский Р.К., Петржик Е.А., Трончик П. Физическая кинетика движения дислокаций в немагнитных кристаллах: взгляд через магнитное окно // *Успехи физических наук*. 2017. Т. 187, № 3. С. 327–341. [Alshits V.I., Darinskaya E.V., Koldaeva M.V., Petrzhik E.A., Kotowski R.K., Tronczyk P. Dislocation kinetics in nonmagnetic crystals: A look through a magnetic window. *Physics-Uspekhi*, 2017, 60(3): 305–318. <https://doi.org/10.3367/ufne.2016.07.037869>]
9. Богомолов Л.М. О механизме электромагнитного влияния на кинетику микротрещин и электростимулированных вариаций акустической эмиссии породных образцов = [Bogomolov L.M. Electromagnetic effect on microcrack kinetics and electro-induced variations in acoustic emission of rocks] // *Физическая мезомеханика*. 2010. Т. 13, № 3. С. 39–56.
10. Богомолов Л.М., Закупин А.С., Сычев В.Н. *Электровоздействия на земную кору и вариации слабой сейсмичности*. Саарбрюкен: Lambert Acad. Publ., 2011. 408 с.
11. Богомолов Л.М., Закупин А.С., Мубассарова В.А. Особенности влияния электромагнитных полей на скорость деформации образцов мрамора в условиях сложного напряженно-деформированного состояния // *Деформация и разрушение материалов*. 2017. № 7. С. 20–27.
12. Бучаченко А.Л. О влиянии магнитного поля на механику немагнитных кристаллов: происхождение магнитопластического эффекта // *Журнал экспериментальной и теоретической физики*. 2006. Т. 129, вып. 5. С. 909–913. [Buchachenko A.L. Effect of magnetic field on mechanics of nonmagnetic crystals: The nature of magnetoplasticity. *J. of Experimental and Theoretical Physics*, 2006, 102(5): 795–798. <https://doi.org/10.1134/s1063776106050116>]
13. Бучаченко А.Л. Магнитопластичность и физика землетрясений. Можно ли предотвратить катастрофу? // *Успехи физических наук*. 2014. Т. 184, № 1. С. 101–108. <https://doi.org/10.3367/ufnr.0184.201401e.0101> [Buchachenko A.L. Magnetoplasticity and the physics of earthquakes. Can a catastrophe be prevented? *Physics-Uspekhi*, 2014, 57(1): 92–98. <https://doi.org/10.3367/ufne.0184.201401e.0101>]
14. Бучаченко А.Л. Микроволновое стимулирование дислокаций и магнитный контроль очага землетрясения // *Успехи физических наук*. 2019. Т. 189, № 1. С. 47–54. <https://doi.org/10.3367/ufnr.2018.03.038301> [Buchachenko A.L. Microwave stimulation of dislocations and the magnetic control of earthquakes core. *Physics-Uspekhi*, 2019, 62(3): 46–53. <https://doi.org/10.3367/ufne.2018.03.038301>]
15. Веттегрень В.И., Куксенко В.С., Крючков М.А. Динамика и иерархия землетрясений // *Физика Земли*. 2006. № 9. С. 40–45. [Vettegren V.I., Kuksenko V.S., Kryuchkov M.A. Dynamics and hierarchy of earthquakes. *Izv. Physics of the Solid Earth*, 2006, 42(9): 755–760. <https://doi.org/10.1134/s1069351306090059>]
16. Гаврилов В.А., Пантелеев И.А. Влияние фильтрационных процессов в горных породах на характеристики геоакустической эмиссии // *Геофизические исследования*. 2016. Т. 17, № 2. С. 32–53.
17. Гаврилов В.А., Пантелеев И.А., Рябинин Г.В. Физическая основа эффектов электромагнитного воздействия на интенсивность геоакустических процессов // *Физика Земли*. 2014. № 1. С. 89–103. [Gavrilov V.A., Panteleev I.A., Ryabinin G.V. The physical basis of the effects caused by electromagnetic forcing in the intensity of geoacoustic processes. *Izv. Physics of the Solid Earth*, 2014, 50(1): 87–101. <https://doi.org/10.1134/s1069351314010042>]
18. Головин Ю.И. Магнитопластичность твердых тел (обзор) // *Физика твердого тела*. 2004. Т. 46, вып. 5. С. 769–803.
19. Головин Ю.И., Моргунов Р.Б. Влияние постоянного магнитного поля на скорость макропластического течения ионных кристаллов // *Письма в ЖЭТФ*. 1995. Т. 61, вып. 7. С. 583–586.
20. Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // *Физика земли*. 2004. № 10. С. 37–54.
21. Гохберг М.Б., Колосницын Н.И. Триггерные механизмы землетрясений // *Триггерные эффекты в геосистемах: Материалы Всерос. семинара-совещ., 22–24 июня 2010, Москва, ИДГ РАН*. М.: ГЕОС, 2010. С. 52–61.
22. Дамаскинская Е.Е., Кадомцев А.Г. Выявление пространственной области будущего очага разрушения на основе анализа энергетических распределений сигналов акустической эмиссии // *Физика Земли*. 2015. № 3. С. 78–84. [Damaskinskaya E.E., Kadomtsev A.G.

Locating the spatial region of a future fracture nucleation based on analyzing energy distributions of acoustic emission signals. *Izv. Physics of the Solid Earth*, 2015, 51(3): 392-398. <https://doi.org/10.1134/s1069351315030027>

23. Данилов В.И., Зуев Л.Б., Коновалов С.В., Филиппов Р.А., Семухин Б.С. О влиянии электрического потенциала на сопротивление микроиндентированию поверхности металлов // *Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования*. 2010. № 2. С. 85–89.

24. Завьялов А.Д. От кинетической теории прочности и концентрационного критерия разрушения к плотности сейсмогенных разрывов и прогнозу землетрясений // *Физика твердого тела*. 2005. Т. 47, вып. 6. С. 1000–1008.

25. Закупин А.С., Аладьев А.В., Богомолов Л.М., Боровский Б.В., Ильичев П.В., Сычев В.Н., Сычева Н.А. Взаимосвязь электрической поляризации и акустической эмиссии образцов геоматериалов в условиях одноосного сжатия = [Zakupin A.S., Aladiev A.V., Bogomolov L.M., Borovskii B.V., Il'ichev P.V., Sychev V.N., Sycheva N.A. Relationship of electric polarization and acoustic emission from specimens of geomaterials under uniaxial compression] // *Вулканология и сейсмология*. 2006а. № 6. С. 22–33.

26. Закупин А.С., Авагимов А.А., Богомолов Л.М. Отклики акустической эмиссии геоматериалов на воздействие электроимпульсов при различных величинах сжимающего напряжения // *Физика Земли*. 2006б. № 10. С. 43–50. [Zakupin A.S., Avagimov A.A., Bogomolov L.M. Responses of acoustic emission in geomaterials to the action of electric pulses under various values of the compressive load. *Izv. Physics of the Solid Earth*, 2006, 42(10): 830-837. <https://doi.org/10.1134/s1069351306100077>]

27. Зуев Л.Б., Данилов В.И. *Физические основы прочности материалов*: учеб. пособие. Долгопрудный: Интеллект, 2013. 376 с.

28. Кочарян Г.Г. *Геомеханика разломов* / отв. ред. акад. РАН В.В. Адушкин. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.

29. Кочарян Г.Г., Новиков В.А. Экспериментальное исследование различных режимов скольжения блоков по границе раздела. Ч. 1. Лабораторные эксперименты // *Физическая мезомеханика*. 2015. Т. 18, № 4. С. 94–104. [Kocharyan G.G., Novikov V.A. Experimental study of different modes of block sliding along interface. Pt 1. Laboratory experiments. *Physical Mesomechanics*, 2015, 19(2): 189-199. <https://doi.org/10.1134/s1029959916020120>]

30. Кочарян Г.Г., Остапчук А.А., Павлов Д.В. Режим деформирования разломных зон и инициирующий потенциал сейсмических колебаний // *Триггерные эффекты в геосистемах: Материалы Всерос. семинара-совещ., 22–24 июня 2010, Москва, ИДГ РАН*. М.: ГЕОС, 2013. С. 34–45.

31. Куксенко В.С., Махмудов Х.Ф. Влияние механического поля на поляризацию природных диэлектриков (горных пород) // *Письма в ЖТФ*. 2004. Т. 30, вып. 14. С. 82–88. [Kuksenko V.S., Makhmudov Kh.F.

Effect of mechanical stress on the polarization of natural dielectrics (Rocks). *Technical Physics Letters*, 2004, 30(7): 612-614. <https://doi.org/10.1134/1.1783419>]

32. Куксенко В.С., Махмудов Х.Ф., Пономарев А.В. Релаксация электрических полей, индуцированных механической нагрузкой в природных диэлектриках // *Физика твердого тела*. 1997. Т. 39, № 7. С. 1202–1204.

33. Куксенко В.С., Дамаскинская Е.Е., Кадомцев А.Г. Особенности разрушения гранита при различных условиях деформирования // *Физика Земли*. 2011. № 10. С. 25–31. [Kuksenko V.S., Damaskinskaya E.E., Kadomtsev A.G. Fracture of granite under various strain conditions. *Izv. Physics of the Solid Earth*, 2011, 47(10): 879–885. <https://doi.org/10.1134/s1069351311100053>]

34. Лапшин В.Б., Патонин А.В., Пономарев А.В., Потанина М.Г., Смирнов В.Б., Строганова С.М. Инициация акустической эмиссии в обводненных образцах песчаника // *Докл. АН*. 2016. Т. 469, № 1. С. 97–101. [Lapshin V.B., Patonin A.V., Ponomarev A.V., Potanina M.G., Smirnov V.B., Stroganova S.M. Initiation of acoustic emission in fluid-saturated sandstone samples. *Dokl. Earth Sciences*, 2016, 469(1): 705-709. <https://doi.org/10.1134/s1028334x16070047>]

35. Моргунов Р.Б., Бучаченко А.Л. Магнитоупругость и магнитная память в диамагнитных твердых телах // *Журнал экспериментальной и теоретической физики*. 2009. Т. 136, N 3. С. 505–515. [Morgunov R.B., Buchachenko A.L. Magnetoplasticity and magnetic memory in diamagnetic solids. *J. of Experimental and Theoretical Physics*, 2009, 109(3): 434–443. <https://doi.org/10.1134/s1063776109090076>]

36. Мубассарова В.А. *Влияние электромагнитных полей на скорость деформации и дефектообразование в нагруженных образцах горных пород*: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 2018. 24 с.

37. *Нелинейная механика геоматериалов и геосред* / П.В. Макаров, И.Ю. Смолин, Ю.П. Стефанов, П.В. Кузнецов, А.А. Трубицын, Н.В. Трубицына, С.П. Ворошилов, Я.С. Ворошилов; отв. ред. Л.Б. Зуев. Новосибирск: Гео, 2007. 235 с.

38. Пантелеев И.А., Наймарк О.Б. Современные тенденции в области механики тектонических землетрясений // *Вестник Пермского НЦ*. 2014. № 3. С. 44–62.

39. Пантелеев И.А., Мубассарова В.А., Дамаскинская Е.Е., Богомолов Л.М., Наймарк О.Б. Влияние слабого электрического поля на пространственно-временную динамику акустической эмиссии при одноосном сжатии гранита // *Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 16–19 июня 2015 г.): материалы третьего Всерос. семинара-совещ.* / под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС, 2015. С. 244–252.

40. Смирнов В.Б., Завьялов А.Д. К вопросу о сейсмическом отклике на электромагнитное зондирование литосферы Земли // *Физика Земли*. 2012. № 7–8. С. 63–88. [Smirnov V.B., Zavyalov A.D. Seismic response to electromagnetic sounding of the Earth's lithosphere. *Izv. Physics of the Solid Earth*, 2012, 48(7): 615-639. <https://doi.org/10.1134/s1069351312070075>]

41. Смирнов В.Б., Пономарев А.В. Закономерности релаксации сейсмического режима по натурным и лабораторным данным // *Физика Земли*. 2004. № 10. С. 26–36.

42. Смирнов Б.И., Песчанская Н.Н., Николаев В.И. Магнитопластический эффект в сегнетоэлектрических кристаллах NaNO_2 // *Физика твердого тела*. 2001. Т. 43, № 12. С. 2154–2156.
43. Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Бернар П., Патонин А.В. Закономерности переходных режимов сейсмического процесса по данным лабораторного и натурного моделирования // *Физика Земли*. 2010. № 2. С. 17–49. [Smirnov V.B., Ponomarev A.V., Benard P., Patonin A.V. Regularities in transient modes in the seismic process according to the laboratory and natural modeling. *Izv. Physics of the Solid Earth*, 2010, 46(2): 104–135. <https://doi.org/10.1134/s1069351310020023>]
44. Соболев Г.А. *Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии*. М.: ИФЗ РАН, 2011. 56 с.
45. Соболев Г.А. *Сейсмический шум*. М.: Наука и образование, 2014. 272 с.
46. Соболев Г.А., Пономарев А.В. *Физика землетрясений и предвестники*. М.: Наука, 2003. 270 с.
47. Тарасов Н.Т. Влияние сильных электромагнитных полей на скорость сейсмотектонических деформаций // *Докл. АН*. 2010. Т. 433, № 5. С. 689–692.
48. Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В. Влияние электромагнитных полей на скорость сейсмотектонических деформаций, релаксация упругих напряжений, их активный мониторинг // *Физика Земли*. 2011. № 10. С. 82–96. [Tarasov N.T., Tarasova N.V. Influence of electromagnetic fields on the seismotectonic strain rate; relaxation and active monitoring of elastic stresses. *Izv. Physics of the Solid Earth*, 2011, 47(10): 937–950. <https://doi.org/10.1134/s106935131100120>]
49. Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В. Активизация сейсмичности в области активного разлома под действием электромагнитных полей и взрывов // *Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докл. Четвертой тектонофиз. конф., 3–7 окт. 2016, Москва*. М.: ИФЗ РАН, 2016. Т. 1. С. 571–577.
50. Тарасов Н.Т., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Изменение сейсмичности Бишкекского геодинамического полигона при электромагнитном воздействии // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42, № 10. С. 1641–1649.
51. Урусовская А.А. Электрические эффекты, связанные с пластической деформацией ионных кристаллов // *Успехи физических наук*. 1968. Т. 96, № 1. С. 38–60.
52. Урусовская А.А., Альшиц В.И., Беккауэр Н.Н., Смирнов А.Е. Деформация кристаллов NaCl в условиях совместного действия магнитного и электрического полей // *Физика твердого тела*. 2000. Т. 42, № 2. С. 267–269.
53. Aaronson H.I., Sanday S.C. *Effects of high intensity electrical, magnetic, ultrasonic and microwave fields upon the microstructure, processing and properties of metal and ceramic alloys*: Report Naval Res. Lab. Washington DC, 1995. NRL/MR/6303-95-7791.
54. Arakawa M., Petrenko V.F., Chen Ch. Effect of direct and alternating-current electric fields on friction between ice and metal // *Canadian J. of Physics*. 2003. Vol. 81. P. 209–216. <https://doi.org/10.1139/p03-020>
55. Beridze E., Gennari C., Michieletto F., Forzan M. Electroplastic effect // *Applied Mechanics and Materials*. 2015. Vol. 698. P. 264–272. <https://doi.org/10.4028/www.scientific.net/AMM.698.264>
56. Bogomolov L., Zakupin A. Do electromagnetic pulses induce the relaxation or activation of microcracking rate in loaded rocks? // *Solid State Phenomena*. 2008. Vol. 137. P. 199–208. <https://doi.org/10.4028/www.scientific.net/ssp.137.199>
57. Bogomolov L.M., Il'ichev P.V., Novikov V.A., Okunev V.I., Sychev V.N., Zakupin A.S. Acoustic emission response of rocks to electric power action as seismic-electric effect manifestation // *Ann. Geophys.* 2004. Vol. 47, N 1. P. 65–72.
58. Brace W.F., Byerlee J.D. Stick-slip as mechanism for earthquakes // *Science*. 1966. Vol. 153, N 3739. P. 990–992. <https://doi.org/10.1126/science.153.3739.990>
59. Chelidze T., Varamashvili N., Devidze M., Tchelidze Z., Chikhladze V., Matcharashvili T. Laboratory study of electromagnetic initiation of slip // *Annals of Geophysics*. 2002. Vol. 45, N 5. P. 587–598.
60. Chelidze T., Gvelesiani A., Varamashvili N., Devidze M., Chikhradze V., Tchelidze Z., Elashvili M. Electromagnetic initiation of slip: laboratory model // *Acta Geofizika Polonica*. 2004. Vol. 52, N 1. P. 49–62.
61. Chelidze T., De Rubeis V., Matcharashvili T., Tosi P. Do influence of strong electromagnetic discharges on the dynamics of earthquakes time distribution in the Bishkek Test Area (Central Asia) // *Annals of Geophysics*. 2006. Vol. 49, N 4/5. P. 961–975.
62. Chelidze T., Matcharashvili T., Mepharidze E., Tephnadze D., Zhukova N. Preliminary results of forced stick-slip synchronization area studies: experiments and theoretical models // *J. of the Georgian Geophysical Society*. 2016. Vol. 19(A). P. 35–48.
63. Conrad H. Electroplasticity in metals and ceramics // *Materials Science and Engineering A*. 2000. Vol. 287, N 2. P. 276–287. [https://doi.org/10.1016/s0921-5093\(00\)00786-3](https://doi.org/10.1016/s0921-5093(00)00786-3)
64. Conrad H. Thermally activated plastic flow of metals and ceramics with an electric field or current // *Materials Science and Engineering A*. 2002. Vol. 322, N 1–2. P. 100–107. [https://doi.org/10.1016/s0921-5093\(01\)01122-4](https://doi.org/10.1016/s0921-5093(01)01122-4)
65. Gabrielov A.M., Keilis-Borok V.I. Patterns of stress corrosion: Geometry of the principal stresses // *Pure and Applied Geophysics*. 1983. Vol. 121, N 3. P. 477–494. <https://doi.org/10.1007/bf02590152>
66. Gavrilov V.A., Panteleev I.A., Ryabinin G.V., Morozova Yu.V. Modulating impact of electromagnetic radiation on geoacoustic emission of rocks // *Russ. J. of Earth Sciences*. 2013. Vol. 13, ES1002. P. 1–16. <https://doi.org/10.2205/2013ES000527>
67. Hardy H.R.Jr. *Acoustic Emission / Microseismic Activity*: Vol. 1: Principles, Techniques and Geotechnical Applications. London: CRC Press, 2005. 300 p. <https://doi.org/10.1201/9780203971109>
68. Keilis-Borok V.I. The lithosphere of the Earth as nonlinear system with implications for earthquake

- prediction // *Reviews of Geophysics*. 1990. Vol. 28, N 1. P. 5–34. <https://doi.org/10.1029/rg028i001p00019>
69. Kuksenkov V., Tomilin N., Damaskinskaya E., Lockner D. A two-stage model of fracture of rocks // *Pure and Applied Geophysics*. 1996. Vol. 146, N 2. P. 253–263. <https://doi.org/10.1007/bf00876492>
70. Lockner D., Byerlee J.D., Kuksenkov V.S., Ponomarev A., Sidorin A. Quasi-static fault growth and shear fracture energy in granite // *Nature*. 1991. Vol. 350, N 6313. P. 39–42. <https://doi.org/10.1038/350039a0>
71. McLaskey G.C., Kilgore B.D., Lockner D.A., Beeler N.M. Laboratory generated M-6 earthquakes // *Pure and Applied Geophysics*. 2014. Vol. 171, N 10. P. 2601–2615. <https://doi.org/10.1007/s00024-013-0772-9>
72. Molotskii M. Theoretical basis for electro- and magnetoplasticity // *Materials Science and Engineering A*. 2000. Vol. 287(2). P. 248–258. [https://doi.org/10.1016/s0921-5093\(00\)00782-6](https://doi.org/10.1016/s0921-5093(00)00782-6)
73. Molotskii M., Fleurov V. Spin effects in plasticity // *Physical Review Letters*. 1997. Vol. 78, N 14. C. 2779–2782. <https://doi.org/10.1103/physrevlett.78.2779>
74. Molotskii M., Fleurov V. Dislocation paths in a magnetic field // *The J. of Physical Chemistry B*. 2000. Vol. 104, N 16. P. 3812–3816. <https://doi.org/10.1021/jp993259g>
75. Mubassarova V.A., Bogomolov L.M., Zakupin A.S., Panteleev I.A., Naimark O.B. Strain localization peculiarities and distribution of acoustic emission sources in rock samples tested by uniaxial compression and exposed to electric pulses // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. Vol. 5, N 4. P. 919–938. <https://doi.org/10.5800/gt-2014-5-4-0163>
76. Mugele F., Klingner A., Buchrle J., Steinhauser D., Herminghaus S. Electrowetting: a convenient way to switchable wettability patterns // *J. of Physics: Condensed Matter*. 2005. Vol. 17. P. 5559–5576. <https://doi.org/10.1088/0953-8984/17/9/016>
77. Novikov V.A., Okunev V.I., Klyuchkin V.N., Liu J., Ruzhin Ya.Yu., Shen X. Electrical triggering of earthquakes: results of laboratory experiments at spring-block models // *Earthquake Science*. 2017. Vol. 30, N 4. P. 167–172. <https://doi.org/10.1007/s11589-017-0181-8>
78. Panteleev I.A., Gavrilov V.A. Implications of electrokinetic processes for the intensity of geoaoustic emission in the time vicinity of a tectonic earthquake: A theoretical study // *Russ. J. of Earth Sciences*. 2015. Vol. 15, ES4003. P. 1–14. <https://doi.org/10.2205/2015ES000557>
79. Panteleev I.A., Plekhov O.A., Naimark O.B. Nonlinear dynamics of the blow-up structures in the ensembles of defects as a mechanism of formation of earthquake sources // *Izv. Physics of the Solid Earth*. 2012. Vol. 48, N 6. P. 504–515. doi:10.1134/S1069351312060055
80. Petrenko V.F. The effect of static electric fields on ice friction // *J. of Applied Physics*. 1994. Vol. 76, N 2. P. 1216–1219. <https://doi.org/10.1063/1.357850>
81. Petrenko V.F. *Study of the physical mechanisms of ice adhesion*. Thayer School of Engineering, Dartmouth College, 2003. 37 p.
82. Ponomarev A., Sobolev G., Koltsov A. Acoustic emission under electric excitation // *ESC XXVIII General Assembly, Genova: Book of Abstracts*. 2002. P. 238.
83. Scholz C.H. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes // *Bull. of the Seismological Society of America*. 1968. Vol. 58, N 1. P. 399–415.
84. Scholz C.H. Earthquakes and friction laws // *Nature*. 1998. Vol. 391, N 6662. P. 37–42. <https://doi.org/10.1038/34097>
85. Sobolev G.A., Ponomarev A.V., Avagimov A.A., Zeigarnik V.A. Initiating acoustic emission with electric action // *Proc. 27-th ESC General Assembly*. Lisbon, Portugal, 2000.
86. Sornette D., Sammis C.G. Complex critical exponents from renormalization group theory of earthquakes: Implications for earthquake predictions // *J. de Physique I*. 1995. Vol. 5(5). P. 607–619. <https://doi.org/10.1051/jpl:1995154>
87. Tarasov N.T., Tarasova N.V. Spatial-temporal structure of seismicity of the North Tien Shan and its change under effect of high energy electromagnetic pulses // *Annals of Geophysics*. 2004. Vol. 47, N 1. P. 199–212.
88. Utsu T. A statistical study on the occurrence of aftershocks // *Geophys. Mag.* 1961. Vol. 30. P. 521–605.
89. Zakupin A.S., Bogomolov L.M., Sycheva N.A. The effect of crossed electric and magnetic fields in loaded rock specimens // *Materials Science and Engineering A*. 2009. Vol. 521–522. P. 401–404. <https://doi.org/10.1016/j.msea.2008.09.112>
90. Zakupin A., Bogomolov L., Mubassarova V., Kachesova G., Borovsky B. Acoustic emission and electromagnetic effects in loaded rocks // *Acoustic Emission / Ed. W. Sikorski*. Croatia, Rijeka: InTech, 2012a. Ch. 8. P. 173–198. <https://doi.org/10.5772/31411>
91. Zakupin A.S., Mubassarova V.A., Borovsky B.V., Kachesova G.S. Electromagnetic effects in loaded marble // *Fracture Mechanics for Durability, Reliability and Safety, 26–31 August 2012, Kazan, Russia*. Kazan: Esis, 2012b. P. 107–114.
92. Zhurkov S.N., Kuksenkov V.S., Petrov V.A. Principles of the kinetic approach of fracture prediction // *Theoretical and Applied Fracture Mechanics*. 1984. Vol. 1, N 3. P. 271–274. [https://doi.org/10.1016/0167-8442\(84\)90007-7](https://doi.org/10.1016/0167-8442(84)90007-7)

Сведения об авторах

МУБАССАРОВА Виргиния Анатольевна, научный сотрудник лаборатории моделирования энергонасыщенных сред – Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Киргизия; БОГОМОЛОВ Леонид Михайлович, доктор физико-математических наук, директор, ЗАКУПИН Александр Сергеевич, кандидат физико-математических наук, заместитель директора – Институт морской геологии и геофизики, Южно-Сахалинск; ПАНТЕЛЕЕВ Иван Алексеевич, кандидат физико-математических наук, научный сотрудник лаборатории термомеханики твердых тел – Институт механики сплошных сред УрО РАН, Пермь.

Пространственное распределение тектонических напряжений в южной глубокой части Курило-Камчатской зоны субдукции

© 2019 Д. А. Сафонов

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия
Сахалинский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Южно-Сахалинск, Россия
E-mail: d.safonov@imgg.ru*

Рассмотрены особенности поля тектонических напряжений внутри погружающейся в верхнюю мантию Тихоокеанской литосферной плиты в пределах южной части Курило-Камчатской зоны субдукции на основе механизмов очагов землетрясений. Использовался комплексный каталог механизмов очагов с глубиной более 200 км за период 1966–2018 гг. по данным NIED, GlobalCMT и ИМГиГ ДВО РАН. Анализ данных проводился в системе координат, связанной с погружающейся плитой. Реконструкция поля тектонических напряжений выполнена методом катакластического анализа. Показано, что ось главного напряжения сжатия почти на всех участках сейсмофокальной зоны примерно совпадает с направлением погружения Тихоокеанской литосферной плиты под Охотоморскую с небольшим отклонением в сторону фланга зоны субдукции. Ось главного напряжения растяжения на всех участках перпендикулярна движению плиты. В северо-восточной и северо-западной, наиболее глубоких частях изучаемой области, это обеспечивает напряженное состояние сжатия относительно плиты, южнее и на меньших глубинах отмечены участки напряженного состояния сдвига. Возможно, такое направление оси растяжения вызвано удлинением фланга субдуцирующей плиты в юго-западном направлении. В западной части изучаемого района показаны особенности поля напряжений на границе Курило-Камчатской и Японо-Идзу-Бонинской сейсмофокальных зон.

Ключевые слова: сейсмотектоника, Курило-Камчатский регион, зона субдукции, поле тектонических напряжений, глубокофокусные землетрясения.

Spatial distribution of tectonic stress in the southern deep part of the Kuril-Kamchatka subduction zone

Dmitry A. Safonov

*Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
Sakhalin Branch of the FRC "United Geophysical Survey RAS", Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

The features of the tectonic stress field inside the Pacific lithospheric plate sinking into the upper mantle within the southern part of the Kuril-Kamchatka subduction zone based on the earthquake focal mechanisms have been considered. A comprehensive catalog of focal mechanisms with a depth of more than 200 km and time period of 1966–2018 have been used according to NIED, GlobalCMT and IMGG FEB RAS. Data were analyzed in a coordinate system associated with the dipping plate. The reconstruction of the tectonic stress field have been performed by the method of cataclastic analysis. The axis of the principal compression stress in almost all parts of the seismic focal zone approximately coincides with the direction of the immersion of the Pacific lithospheric plate beneath the Okhotsk Sea with a slight deviation towards the southwestern flank of the subduction zone. The principal tension stress axis in all zones is perpendicular to the plate movement; in the northeastern and northwestern deepest parts of the study area this provides a state of compression relative to the plate, to the south and at lower depths areas are in shear stress. It is possible that this direction of the tension axis is caused by the elongation of the flank of the subducting plate in the south-west direction. In the western part of the study area the features of the stress field on the border of the Kuril-Kamchatka and Japan-Izu-Bonin seismic focal zones are shown.

Keywords: seismotectonics, Kuril-Kamchatka region, subduction zone, tectonic stress field, deep-focus earthquakes.

Введение

Землетрясения, при всей своей разрушительной силе, являются естественными источниками информации о внутреннем строении, состоянии и процессах, протекающих в недрах нашей планеты. Глубокие землетрясения с гипоцентрами в верхней мантии ввиду своей меньшей распространенности и более низкого уровня опасности обычно привлекают меньше внимания, чем коровые события. Тем не менее эти события несут важнейшую информацию об эволюции литосферы, строении мантии и земной коры. Для понимания причин глубоких событий и условий их реализации необходима детальная характеристика источников землетрясений и состояния среды, в которой они происходят.

Излучение сейсмических волн от глубокофокусных землетрясений, как правило, не отличается от волнового поля, характерного для мелкофокусных землетрясений, вызываемых сдвиговыми дислокациями. При этом давление и температура среды, в которой происходят глубокофокусные события, настолько велики, что, вероятно, необходимы особые условия для реализации накопленной энергии в виде сейсмического события.

Наиболее распространенной и отвечающей наблюдаемым фактам гипотезой, объясняющей саму возможность глубокофокусных землетрясений, является гипотеза фазовых переходов в погружающейся литосферной плите [Bridgman, 1949; Kirby, 1987]. При этом сами очаги землетрясений расположены внутри более холодной относительно вещества мантии плиты, в связи с чем граница фазового перехода в зависимости от прогрева плиты и некоторых иных факторов может изгибаться, а глубина очагов лежит в некотором диапазоне значений. Наблюдается вполне определенная приуроченность максимумов числа землетрясений (в среднем по планете) к интервалам глубин основных твердофазных превращений вещества погружающихся плит [Родкин, Рундквист, 2017].

Однако если гипотеза фазовых переходов и объясняет возможность землетрясений в мантии, то причинами внутриплитовых землетрясений в погружающейся плите

должны оставаться напряжения, возникающие в результате ее движения в мантийных толщах и внутренних метаморфоз.

В данной работе на основе известных механизмов очагов землетрясений рассматриваются особенности поля тектонических напряжений внутри погружающейся в верхнюю мантию Тихоокеанской литосферной плиты в пределах южной части Курило-Камчатской зоны субдукции.

В отличие от других работ, основанных на механизмах очагов землетрясений, здесь реконструкция поля тектонических напряжений проводится в системе отсчета, связанной с ориентацией в пространстве субдуцирующей плиты. Такой подход позволяет верно оценить тип сейсмодислокаций и напряженного состояния среды в плоскости наклонной пластины, избавившись от эффектов переноса трехмерного пространства на поверхность геоида, но при этом не усложняя рассмотрение до трехмерной модели, поскольку в первом приближении, наиболее доступном с учетом возможностей сейсмологических сетей, сейсмогенерирующая область в зоне субдукции остается плоской, по крайней мере, на некоторых ее участках. Помимо исследования напряженного состояния зоны субдукции в работе оцениваются преимущества и недостатки предлагаемого подхода.

Сейсмичность и тектоника исследуемого региона

Курило-Камчатский регион входит в состав тихоокеанского сейсмического пояса и характеризуется большой контрастностью и интенсивностью тектонических движений, высоким уровнем сейсмичности и активным вулканизмом [Тараканов и др., 1977]. Очаги землетрясений здесь образуют зону Беньофа с плавным понижением глубины от поверхности на внешнем относительно островов склоне Курило-Камчатского глубоководного желоба до наиболее глубоких событий с эпицентрами в Охотском и Японском морях.

Большая часть землетрясений, включая почти все наиболее сильные, происходит в сейсмогенной зоне [Балакина, 1995], расположенной в полосе непосредственно под

желобом и островной дугой на глубинах от поверхности до 150–200 км. Большинство происходящих событий уже в пределах этой зоны на глубинах до 55 км, включая наиболее значительные, относится к области межплитового контакта Тихоокеанской и Охотоморской литосферных плит. Они происходят в условиях сжатия в направлении поперек островной дуги [Аверьянова, 1975; Злобин и др., 2011; Hayes et al., 2012] и классифицируются как надвиговые (поддвиговые). Хотя здесь возможны и иные типы сейсмодислокаций, что связано со сложным блоковым строением литосферы, в целом такая картина наблюдается для всего Курило-Камчатского участка контакта плит, за исключением его оконечностей на севере – где к нему примыкает Алеутская зона субдукции, и на юге – в Хоккайдском сегменте, граничащем с Японской островодужной системой.

Кроме межплитовых в этой широкой полосе происходят и внутриплитовые события, в том числе вдоль полосы на тихоокеанском склоне желоба – в зоне растяжения, обусловленной изгибом плиты [Astiz et al., 1988; Lay et al., 2011; Christova, 2015], а также непосредственно под островами на глубинах 80–150 км, где, вероятно, происходит обратный изгиб, который сопровождается дислокациями, классифицируемыми при проецировании на поверхность как взрез/пологий сброс с субвертикальной и субгоризонтальной нодальными плоскостями, в то время как относительно самой плиты они являются взбросами или сбросами в зависимости от того, происходят они в нижней, испытывающей растяжение, или в верхней, находящейся в состоянии сжатия, половине [Fujita, Kanamori, 1981; Astiz et al., 1988; Safonov et al., 2015].

Характер поля тектонических напряжений в данном поясе широко изучен как отечественными [Аверьянова, 1975; Балакина, 1995; Polets, Zlobin, 2014; и др.], так и зарубежными исследователями [Horiuchi et al., 1975; Fujita, Kanamori, 1981; Christova, 2015; и др.].

Ниже упомянутого пояса наиболее активных сейсмических процессов количество

регистрируемых очагов землетрясений резко падает (рис. 2), что может быть связано с процессом частичного плавления вещества, которое, поднимаясь к поверхности, служит источником активного вулканизма. Тем не менее глубокофокусные землетрясения продолжают фиксироваться на больших глубинах. Особенно заметный пояс сейсмичности отмечается по эпицентрам на 150–250 км северо-западнее первой сейсмогенной зоны (рис. 1). Этот пояс, разбиваясь на отдельные кластеры, протягивается от западного побережья Камчатки с глубин более 600 км, где произошло знаменитое Охотоморское землетрясение 2013 г. $M = 8.3$ [Чебров и др., 2013; Polets, Zlobin, 2017] и еще несколько сильных событий, к глубинам 200–250 км у северной оконечности Хоккайдо, выполаживаясь и вызывая тем самым уменьшение угла наклона сейсмофокальной зоны с $45\text{--}50^\circ$ до $30\text{--}35^\circ$.

Третий пояс сейсмичности намечается около предельных глубин 550–630 км под территорией центральной части о. Сахалин, Татарским проливом и северной частью Приморья. Здесь известны очаги нескольких довольно сильных землетрясений.

Несколько иное строение Хоккайдского сегмента Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны, граничащего в районе п-ова Осима с сегментом Тохоку Японо-Идзу-Бонинской сейсмофокальной зоны. Здесь в южной части Хоккайдо происходит разворот субдуцирующей плиты, при этом угол ее погружения достаточно резко меняется от $40\text{--}45^\circ$ под южными Курилами к $20\text{--}30^\circ$ под Японской дугой. Было установлено [Hasegawa, Takagi, 1987; Christova et al., 2006], что сейсмофокальная зона под северным Хонсю и всей территорией Хоккайдо имеет двухплоскостную структуру с растяжением вдоль падения в верхней пластине и сжатием по падению в нижней. В восточной и северной частях Хоккайдо верхняя плоскость прослеживается примерно до 120 км, в то время как в северной части Японской сейсмофокальной зоны ее можно проследить до 150 км. Глубже остается нижний слой, продолжающий погружение на северо-восток в направлении побережья Приморья до глубин в 350–450 км, причем

наличие сильных землетрясений с известными механизмами очага, хоть и в небольшом количестве, дает возможность оценить напряженное состояние этой самой южной глубокой части Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны.

В рамках данной работы рассматривается юго-западная часть Курило-Камчатской зоны Бенъофа (рис. 1). На рис. 2 представлено распределение землетрясений этого района по глубине. Поскольку распределение событий по глубине в курильской и хоккайдской части района сильно различается, часть событий юго-западнее пунктирной линии на рис. 1 показана отдельно. Как видно из рисунка, большая часть землетрясений действительно сосредоточена на глубинах до 100 км. Бимодального распределения событий, как отмечается для совокупности всех подобных регионов [Didenko, Kuzmin,

2018], здесь не наблюдается. Возможно, это связано с тем, что для событий Курило-Охотского региона стандартная глубина гипоцентра в случаях, когда нет возможности уточнить значение, принимается в 33 км, а для континентальных регионов – 10 км. Для изучаемого региона такие глубины нехарактерны.

В Курильской части района после спада количества событий на глубинах до 200 км их число стабилизируется и на глубинах 300–400 км несколько увеличивается, хотя максимум на глубине 400 км выделяется слабо, поскольку средняя глубина событий плавно уменьшается к флангу сейсмофокальной зоны (рис. 1). Значительного пика, характерного для среднего по планете распределения количества событий [Родкин, Рундквист, 2017; Didenko, Kuzmin, 2018], на глубинах 500–600 км не наблюдается,

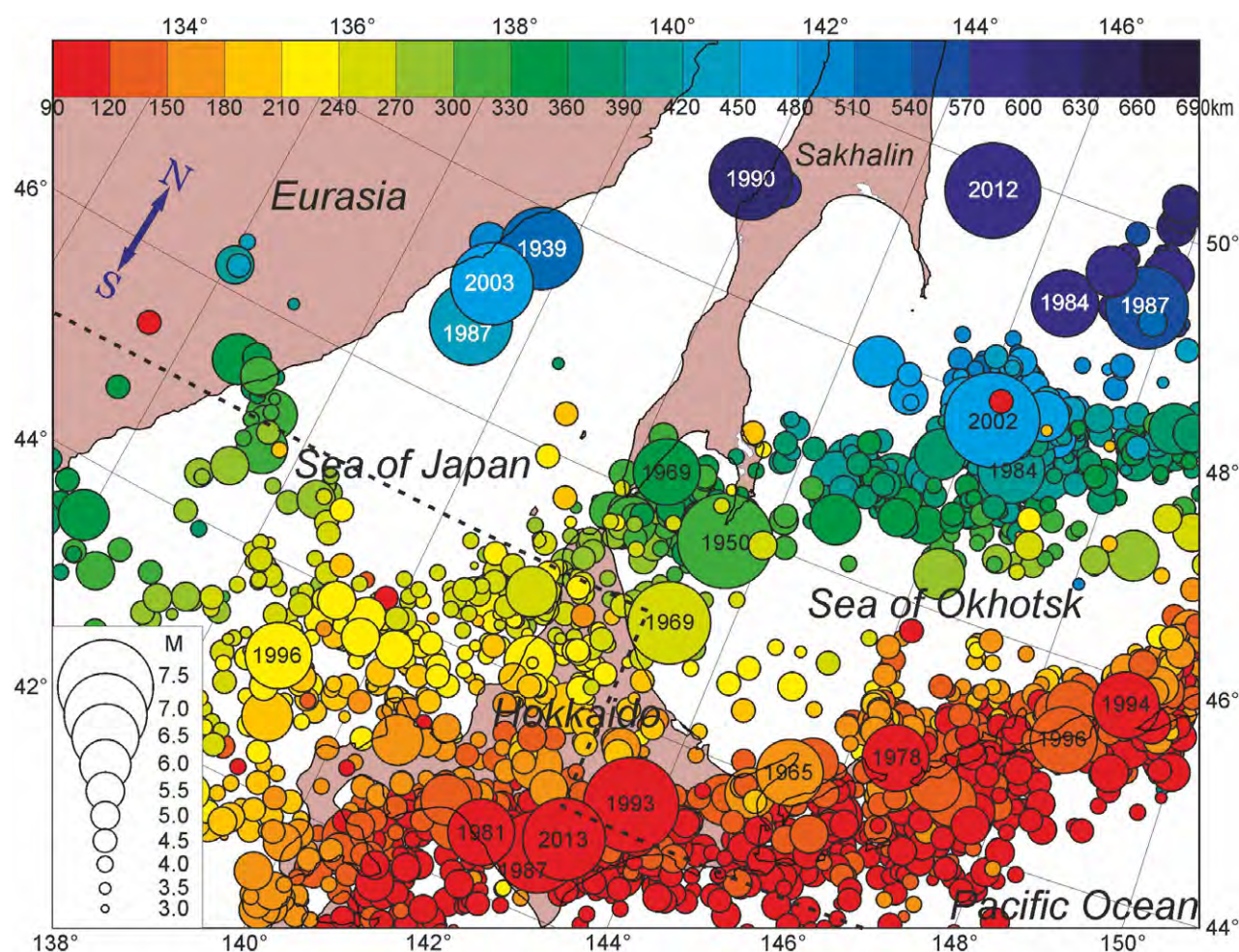


Рис. 1. Южная часть Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны. Показаны эпицентры землетрясений по данным каталога USGS с 1924 по 2018 г. с глубиной гипоцентра более 90 км. Пунктиром отделены события, условно отнесенные к хоккайдскому сегменту.

хотя землетрясения здесь регистрируются. Это можно объяснить слабыми регистрационными возможностями региональных сетей в сравнении с областями с меньшими глубинами, близкими к Японии, где возможности для регистрации существенно выше. Такое объяснение может оказаться корректным, поскольку сильные землетрясения здесь происходят, а значит, в соответствии с законом Гуттенберга–Рихтера, должны быть и слабые. В хоккайдской части района нижний максимум сейсмичности приходится на глубину 260–270 км.

В данной работе анализ поля тектонических напряжений производится на территории в пределах границ 43–50° с.ш. и 135–148° в.д. (исследуемый район показан далее на рис. 4). Внимание сосредоточено на землетрясениях с глубиной очага более 200 км. Большинство этих событий расположено во втором из описанных выше сейсмогенных поясов. Их эпицентры, начиная со средней части Охотского моря, проходят под северо-западной частью Курильской котловины, далее к югу от о. Сахалин, под северной частью о. Хоккайдо в Японское море.

Исследованием напряженного состояния среды в данном районе на основе механизмов очагов землетрясений занимались различные авторы, в основном по данным о единичных очагах землетрясений. Решения на основе групповых механизмов очагов, полученные в статье [Horiuchi et al., 1975], показывают вдоль всей дуги на больших глубинах напряжения сжатия вдоль падения. В [Glennon, Chen, 1993] на основе анализа 27 механизмов очагов с глубиной более 200 км делается вы-

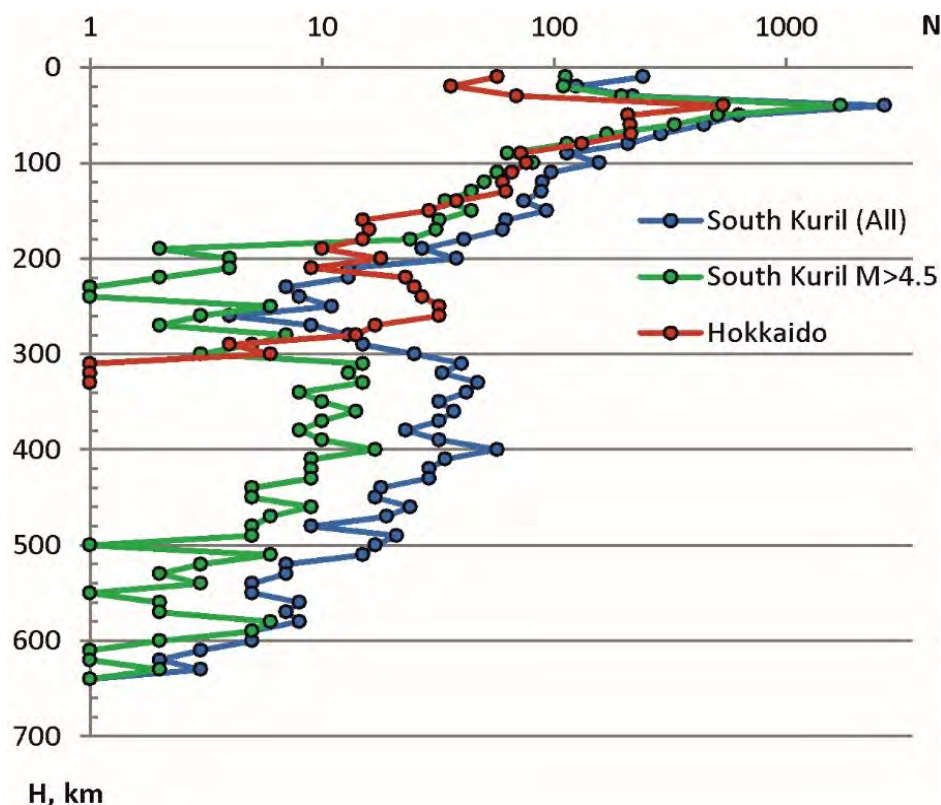


Рис. 2. Распределение числа землетрясений юго-западной части Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны по глубине для всех известных событий и для выборки, ограниченной магнитудой $M > 4.5$, согласно каталогу USGS с 1924 по 2018 г.

вод о преобладании растягивающих напряжений в южной части Курило-Камчатской зоны до глубин в 450 км и сжатии ниже. В работе [Christova, 2015] для изучаемого района показан сложный характер поля напряжений, меняющийся вдоль дуги от растяжения на юге (центральная часть изучаемого района) до сжатия в центре сейсмофокальной зоны (северная часть изучаемого района). Авторы [Christova, Tsapanos, 2000] для южной части (под о. Хоккайдо) изучаемого района на глубинах 160–220 км выявили область растяжения в восточном направлении почти горизонтально для верхней субдущирующей пластины, а также привели направления главных осей напряжений для зоны субдукции севернее до глубин 450 км. В работе [Полец, 2018], выполненной по сходной с используемой здесь методике, показано на глубинах 300–400 км в районе между о. Хоккайдо и Сахалин преобладание геодинамического режима горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом, однако классификация дается относительно горизонта, что затрудняет сравнение.

Исходные данные

Для реконструкции поля тектонических напряжений необходимы данные о механизмах очагов землетрясений исследуемого региона. В данном случае (рис. 1) наибольшее число землетрясений с известным механизмом очага доступно по каталогу агентства NIED (Япония) [Kubo et al., 2002], поскольку район к северу от Хоккайдо входит в область его интересов. С 1999 по 2018 г. доступно большое число решений тензора сейсмического момента широкого диапазона магнитуд (начиная с $M = 3.5$), однако в соответствии с требованиями методики магнитудный диапазон был несколько уменьшен, использовались события с $M_w \geq 4.3$. Полученный каталог был дополнен событиями по данным ИМГиГ ДВО РАН [Каталог... , 2011] (с 1964 г.) и GlobalCMT [Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012] (с 1980 г.).

Поскольку диапазон магнитуд событий, одновременно используемых в расчетах, должен быть по возможности узким, верхнее значение магнитуд событий с известными механизмами очага также было ограничено $M_w = 6.3$. Таким образом, с 1964 по 2018 г. для исследуемых регионов глубиной от 200 км удалось выбрать 212 землетрясений с известными механизмами очага с $M = 4.3–6.3$ в северной части Японского и южной части Охотского морей.

Методика

При глубокофокусных внутриплитовых землетрясениях, в отличие от их приповерхностных аналогов, накопление тектониче-

ских напряжений происходит не в горизонтальном слое земной коры, ограниченном сверху поверхностью, а снизу пластичным асейсмическим слоем, – относительно тонкая пластина погружается в вязкое мантийное вещество под некоторым углом. Между тем методики классификации механизмов очага и напряженного состояния среды по-прежнему привязаны к поверхности. Большинство авторов учитывает данный момент при анализе подвижек в очагах землетрясений, связанных с наклонными сейсмофокальными зонами, однако тип напряженного состояния среды в некоторых работах, например в [Rebetsky, Polets, 2014; Полец, 2018], а также классификация сейсмодислокаций отдельных внутриплитовых механизмов, например в [Christova, 2015], по-прежнему привязаны к системе координат относительно поверхности. Для сравнения отличий на рис. 3. показаны стереограммы крупнейших землетрясений исследуемого района в проекции на поверхность Земли и на плоскость субдуцирующей плиты. Как видно из рисунка, при смене плоскости проецирования для многих событий меняется тип сейсмодислокации: события 1987, 1990 и оба события 2002 г., формально произошедшие в условиях преобладания растягивающих напряжений относительно горизонта, вдоль плоскости плиты оказываются надвиговыми, а событие 1972 г., напротив, меняет тип сейсмодислокации с пологого надвига на сброс.

В данной работе автор предпринимает попытку отказаться от привязки к поверхности Земли и перейти в рассмотрении напря-

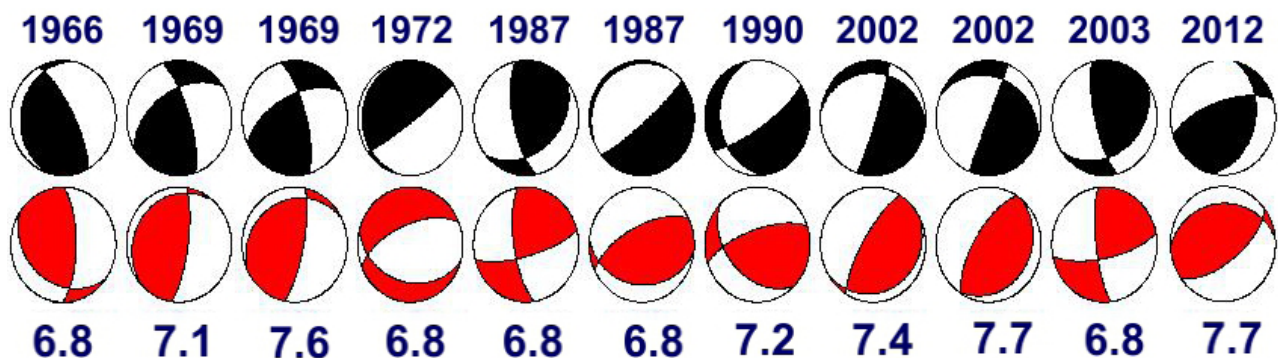


Рис. 3. Стереогаммы механизмов очагов землетрясений южной части Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны с магнитудой $M = 6.8–7.7$ и глубиной очага более 200 км. Черный цвет – в проекции на поверхность геоида, красный – в проекции на условную плоскость субдуцирующей плиты.

женного состояния погружающейся плиты к системе с тремя векторами ориентировки: два лежат в условной плоскости плиты и направлены по падению плоскости и горизонтально, а третий ортогонален плоскости. Другими словами, система координат повернута так, что она связана с погружающейся плитой. При этом переход на эту систему производится не на этапе анализа реконструированного поля напряжений, как, например, в [Christova, 2015], а для исходных данных.

Чтобы выполнить такой разворот, необходимо определиться с направлением и углом погружения новой поверхности относительно поверхности Земли (для простоты будем считать обе поверхности плоскими).

Участок погружающейся плиты, связанный с юго-западной частью Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны, выбран для анализа отчасти потому, что он относительно плоский (рис. 4). Простираание изолиний глубины и угол погружения пластины на глубинах от 200 км изменяются в небольших пределах, потому можно спроецировать все землетрясения с известными механизмами очага на эту плоскость, как делается с коровыми событиями, проецируемыми на поверхность Земли. В расчетах автор ориентировался на значения модели Slab2 [Hayes, 2018]. Для плоскости принято направление простираания $\phi = -16^\circ$ и угол падения $\theta = 37^\circ$ (рис. 4). Эти значения являются средними для района севернее о. Хоккайдо.

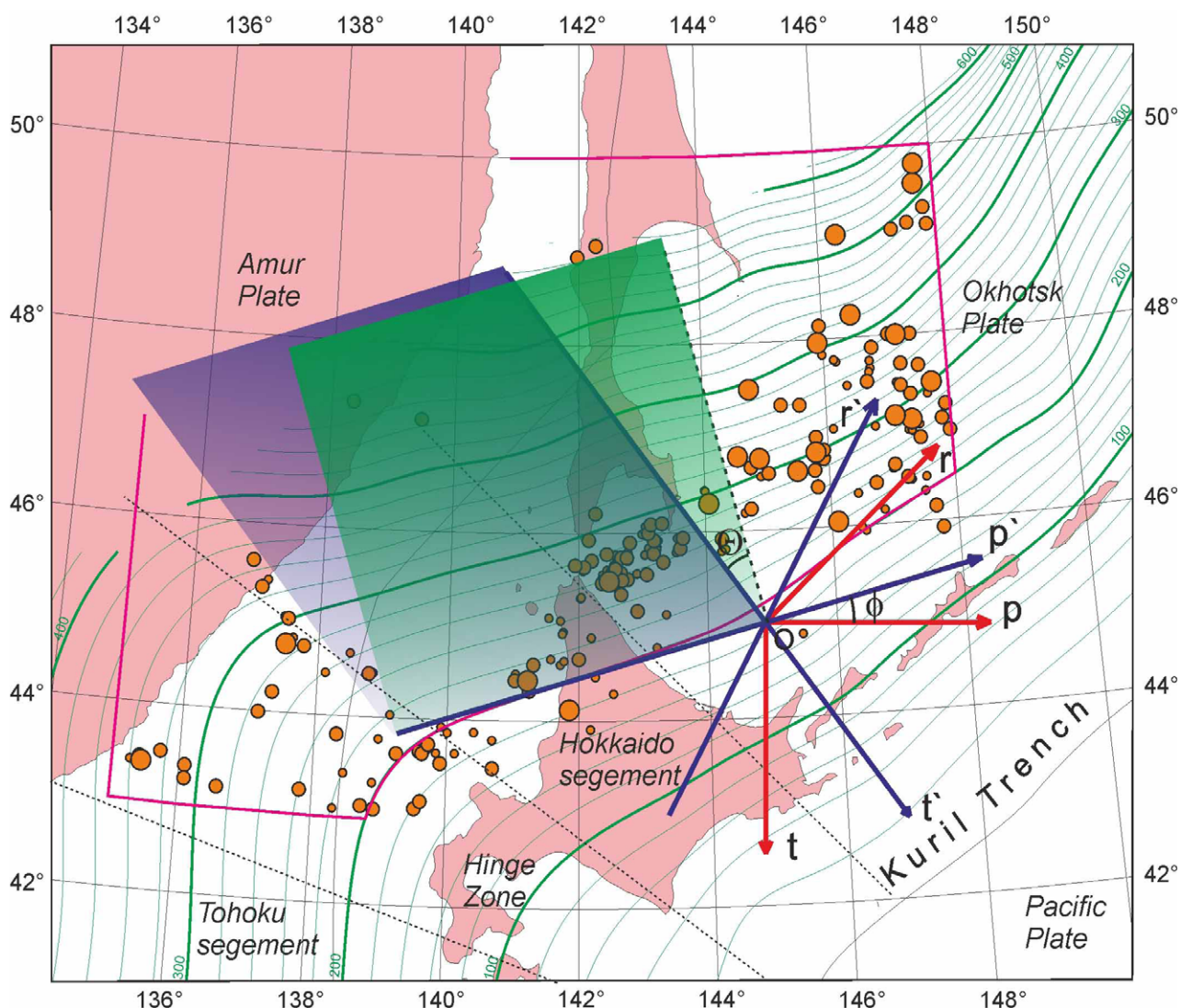


Рис. 4. Эпицентры землетрясений с известным механизмом очага, использованные в данной работе. Пурпурной линией ограничена примерная область интересов. Изолинии глубины зоны субдукции согласно модели Slab2 [Hayes, 2018]. Пояснения поворота координатной системы в тексте. Фиолетовым показана примерная ориентация условной плоскости вдоль субдуцирующей плиты, зеленым – ее отражение на поверхность.

Сферические координаты механизмов очага связаны с направлением на север и вниз. Представление подвижки в очаге землетрясения в виде компонент тензора сейсмического момента привязано (Гарвардский стандарт, или USE) к направлениям верх (r), юг (t), восток (p). Для преобразований используется сходная координатная система, связанная с плоской поверхностью с началом координат в рассматриваемой точке. Новые векторы имеют направление вдоль оси вращения в плоскости горизонта (p'), вдоль условной плоскости падения снизу вверх (t') и ортогонально плоскости падения вверх (r') (рис. 4).

Для поворота механизма очага землетрясения в новую координатную систему необходимо дважды повернуть тензор момента либо векторы главных осей напряжений механизма очага (предварительно приведенных к прямоугольной системе координат), умножив на матрицу поворота R . Первый поворот осуществляется вокруг вертикальной оси r на угол φ , второй вокруг горизонтальной оси p' на угол θ .

$$M' = M * R_r * R_p, \quad (1)$$

где M – тензор момента очага землетрясения в старой системе отсчета, M' – в новой, R_r – матрица первого поворота, R_p – матрица второго поворота. Матрицы поворота вокруг оси координат:

$$R_r = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \varphi & -\sin \varphi \\ 0 & \sin \varphi & \cos \varphi \end{pmatrix}; \quad (2)$$

$$R_p = \begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta & 0 \\ \sin \theta & \cos \theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}. \quad (3)$$

Следующим этапом должно стать приведение к новой системе отсчета координат гипоцентров. Эту процедуру можно также выполнить путем перевода географических координат в прямоугольную систему и дальнейшего умножения полученных значений координат каждого гипоцентра на матрицы поворота. Для дальнейших графических построений следует принять во внимание, что при проецировании географических объек-

тов на условную плоскость расстояние между точками равномерно увеличится по падению на величину

$$\delta L = 1 / \cos \varphi \cos \theta - 1, \quad (4)$$

что в нашем случае составляет примерно 30 %, это приводит к графическим искажениям на рисунке (рис. 5).

При повороте координатной системы наибольшим изменениям подвергается глубина очагов, которые приближаются к новой поверхности, в свою очередь восстановленной по их средней глубине. Разброс значений положения гипоцентров относительно условной плоскости составил примерно 100 км, что укладывается в параметры толщины погруженной пластины согласно модели Slab2 (в среднем около 130 км) [Hayes, 2018], однако, скорее всего, является следствием низкой точности определения глубины гипоцентров. В данной работе все гипоцентры землетрясений считаются спроецированными на условную плоскость, хотя гипоцентры некоторых использованных землетрясений лежат глубже. Поэтому в некоторых случаях появляются оценки поля напряжения за пределами рассматриваемой области, ограниченной глубиной в 200 км (рис. 4).

Метод катакластического анализа (МКА) совокупностей механизмов очагов землетрясений [Ребецкий, 1999, 2003] позволяет на I этапе сформировать на основе имеющихся данных однородную выборку механизмов очагов землетрясений, реализация которых повлияла на напряженное состояние среды в данной точке в интересующий отрезок времени. Выбор конкретных событий зависит от их положения, размера области упругой разгрузки среды для данного события (зависит от размера очага/магнитуды), а также выполнения необходимых условий однородности совокупной выборки, требующих упорядоченного распределения необратимых деформаций. Далее для каждой точки производится поиск такого тензора напряжений и сейсмолитических деформаций, для которого диссипация внутренней упругой энергии была бы максимальной. Другими словами, найденный эллипсоид напряжений должен

насколько возможно полно соответствовать очагам реализовавшихся землетрясений, связанных с полем тектонических напряжений в данном месте.

Для реконструкции поля тектонических напряжений изучаемая территория покрыта сеткой точек (кластеров) с шагом 20 км по

простирацию и по падению условной плоскости. Для каждой точки проведен расчет поля тектонических напряжений по методике катакlastического анализа. Расчет всего поля кластеров проводился в три итерации с постепенным уменьшением минимального количества событий в выборке механизмов

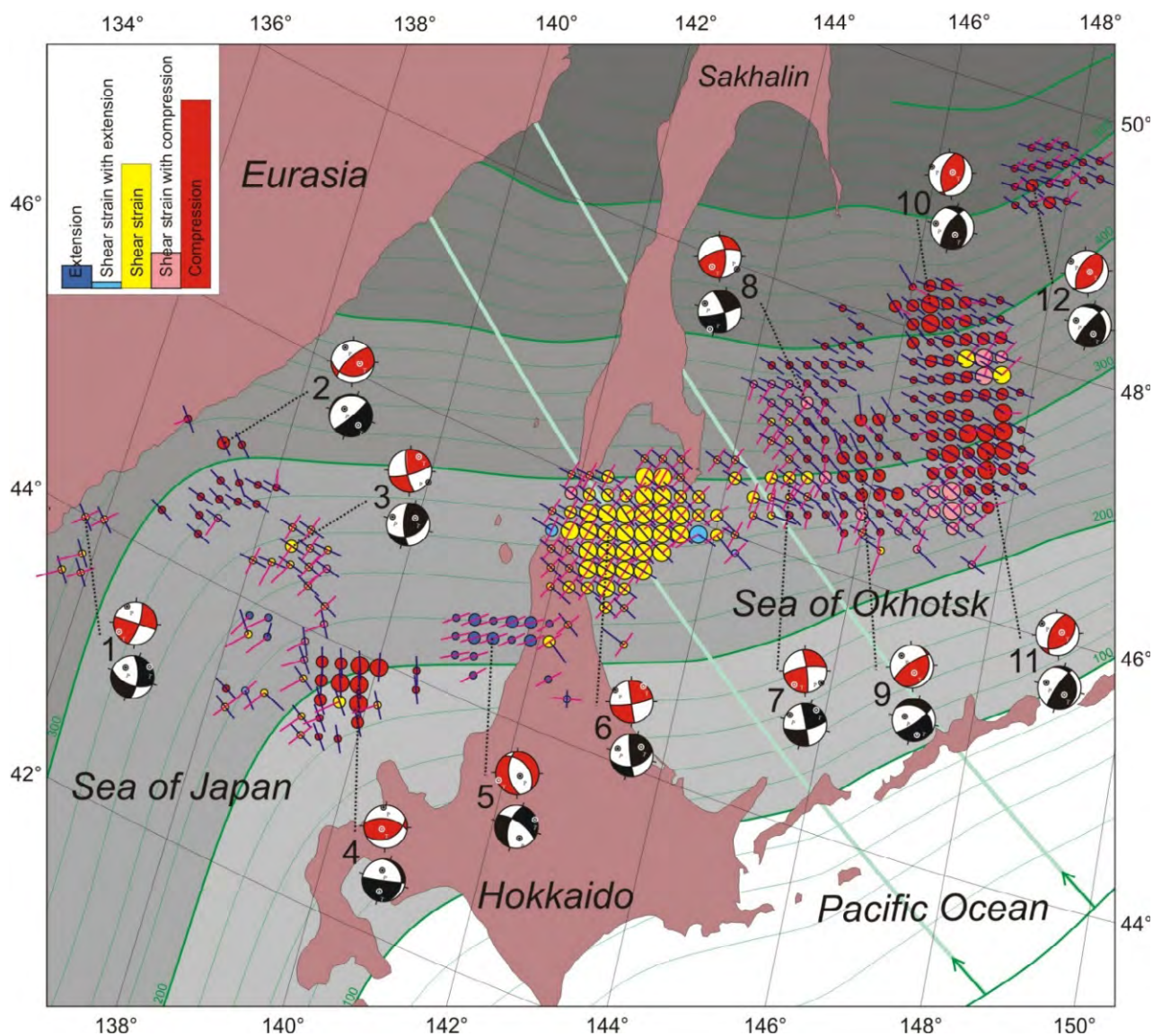


Рис. 5. Проекция на условную плоскость ($p-t'$) осей главных минимальных сжимающих напряжений σ_1 (красные отрезки) и максимальных сжимающих напряжений σ_3 (синие отрезки) и тип напряженного состояния относительно субдицирующей плиты. Центр окружности соответствует точке, для которой рассчитано поле напряжений, цвет – типу напряженного состояния (синий – растяжения, голубой – растяжения со сдвигом, желтый – сдвига, розовый – сжатия со сдвигом, красный – сжатия). Размер уменьшается по мере увеличения номера итерации расчета с 1 до 3. Оси главных напряжений построены в направлении погружения (в сторону нижнего полупространства), длина отрезка пропорциональна косинусу угла погружения, при угле погружения менее 18° отрезок пересекает узел. Показаны только оси напряжений, чей угол с плоскостью составляет не более 60° . Зелеными линиями показаны изолинии глубины зоны субдиции согласно модели Slab2 [Hayes, 2018]. Зеленые стрелки – направление погружения Тихоокеанской плиты согласно современным моделям [Kogan et al., 2011], продолжающие их линии – проекция направления погружения на условную плоскость. Показаны стереограммы характерных механизмов очагов, соответствующих полю напряжений в данной точке: красные – в проекции на условную плоскость, черные – в проекции на поверхность геоида (см. таблицу). На врезке – относительное распределение количества кластеров по типам напряженного состояния.

от 6 событий в первой итерации до 4 в третьей, также несколько увеличивалась область осреднения.

Результаты и обсуждение

В южной части Охотоморского региона большая часть полученных кластеров реконструированного поля напряжений (рис. 5) группируется вдоль главной полосы глубокофокусной сейсмичности, протягивающейся от широты п-ова Камчатка на юго-запад в сторону о. Хоккайдо с постепенным уменьшением глубины гипоцентров с 600 до 200 км. Как видно из рис. 5 и особенно из диаграммы (рис. 6), южная часть Курило-Камчатской субдуцирующей плиты находится в условиях горизонтально сжатия, направленного почти строго вдоль направления погружения плиты в мантию. Это можно считать подтверждением вывода, который впервые получен более полувека назад [Isacks et al., 1968]: основной причиной напряжений внутри субдуцирующей плиты является сопротивление мантии ее движению. При этом направление σ_3 несколько отклоняется от направления погружения плиты у поверхности к востоку. Возможно, это связано с тем, что край субдуцирующего сегмента Тихоокеанской плиты изогнут, ее фланг выполаживается и расширяется в сторону от направления

погружения, поэтому направления движения плиты у поверхности и в глубине не вполне совпадают. Направление оси растяжения σ_1 в северной части района близко к вертикали, однако по мере движения на юг становится горизонтальным, азимут ее простирания в основном перпендикулярен движению пластины. Это также может являться следствием растяжения фланга данного сегмента погружающейся плиты.

Кластеры реконструированного поля напряжений группируются в отдельные области, сходные с выделенными в работе [Christova, 2015] и различающиеся типом напряженного состояния. Самые северные группы (8–12, рис. 5) находятся в состоянии сжатия относительно условной плоскости, области к востоку и югу от южной части о. Сахалин (6–7, рис. 5) – в состоянии сдвиговых напряжений. Под северной частью о. Хоккайдо выделяется группа кластеров в условиях растяжения (5, рис. 5). Возможно, это нижняя часть верхней пластины, относящейся к Хоккайдскому сегменту двойной субдуцирующей плиты. Как отмечено в работе [Christova, Tsapanos, 2000], эта пластина находится в условиях растяжения. Несколько групп кластеров в северной части Японского моря показывают разные типы напряженного состояния (рис. 5). Две северные (2–3, рис. 5) находятся в условиях со-

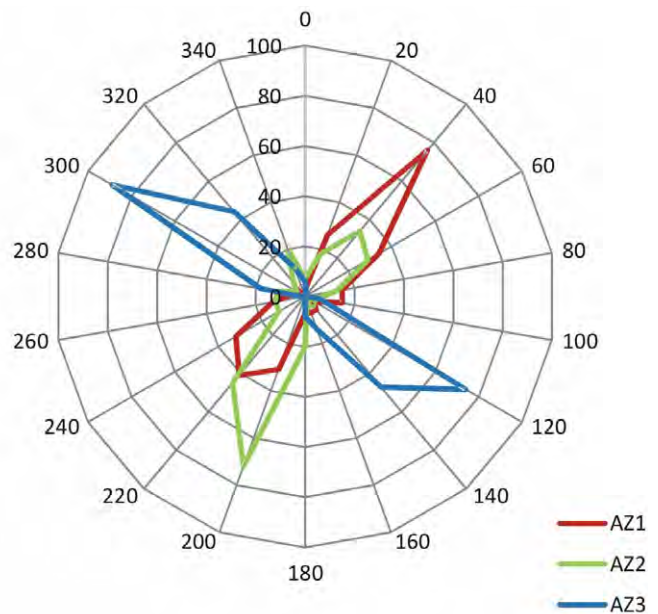
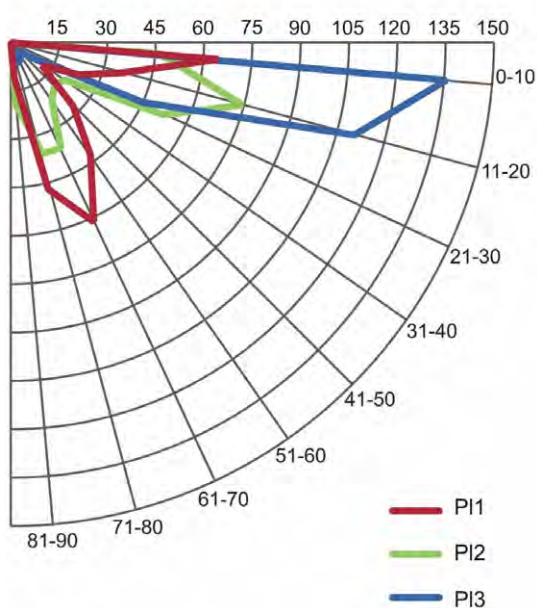


Рис. 6. Распределение кластеров (рис. 5) по углу наклона главных осей напряжений относительно условной плоскости и азимуту относительно ее падения.

ответственно сжатия и сдвига и по направлению осей главных напряжений сопоставимы с группами, находящимися на той же глубине восточнее. Эти две группы скорее всего принадлежат самому западному участку Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны. Расположенная южнее группа больших кластеров в условиях сжатия (4, рис. 5) и малые кластеры с меняющимся типом сейсмодислокации, судя по преимущественному направлению осей главных напряжений, могут относиться к соседней сейсмофокальной зоне либо находиться под ее влиянием.

Для наглядности на рис. 5 показаны стереограммы механизмов очагов, соответствующие некоторым отдельным кластерам реконструированного поля напряжений. Для их построения были выбраны кластеры, принадлежащие разным группам, относящиеся к возможно ранней итерации расчета (более высокая надежность) и отражающие наиболее типичное для данной группы состояние поля напряжений. Показана стереографическая проекция нижней полусферы на условную плоскость и на поверхность геоида. Параметры последнего варианта показаны в таблице.

Посмотрим, как ведет себя получаемый при реконструкции поля напряжений коэф-

фициент Лодэ–Надаи μ , определяющий вид тензора напряжений в расчетных точках. В большинстве кластеров (64 %) его значения лежат вблизи нулевой отметки (в диапазоне $-0.2 < \mu < 0.2$), соответствующей чистому сдвигу, однако в 32 (10 %) они превышают 0.2, т.е. приближаются к значениям при состоянии одноосного сжатия, в 82 кластерах (26 %) значения $\mu < -0.2$, т.е. смещены в сторону одноосного растяжения. Как правило, это кластеры на участках, где происходит резкое изменение направления одной из главных осей напряжений. Области отличных от 0 значений коэффициента Лодэ–Надаи могут соответствовать областям нестабильного состояния поля тектонических напряжений. Кроме того, для суммирования использовались механизмы очагов землетрясений в приближении двойного диполя из различных источников, полученные по разной методике в большом интервале времени и могущие включать решения разной надежности. Отличные от 0 коэффициенты Лодэ–Надаи могут свидетельствовать о том, что механизмы очага в данной выборке значительно отличаются друг от друга, хотя и соответствуют критериям однородности. Таким образом, значения μ также могут характеризовать надежность результатов.

Параметры напряженного состояния юго-западной части Курило-Камчатской зоны субдукции (относительно поверхности геоида) в точках, показанных на рис. 5

№	с.ш.	в.д.	Глубина, км*	σ_1		σ_2		σ_3		μ	Тип напряженного состояния**
				PL1	AZ1	PL2	AZ2	PL3	AZ3		
1	44.0	135.7	324	7	41	47	139	42	305	0.13	Сдвиг
2	45.0	137.2	308	38	125	3	32	52	298	0.30	Сжатие
3	44.5	138.5	256	50	30	35	175	18	278	0.73	Сдвиг
4	43.8	139.8	195	40	184	16	81	46	334	0.39	Сжатие
5	44.5	141.4	212	7	52	49	315	40	148	0.01	Растяжение
6	45.7	142.5	268	36	32	43	163	26	281	-0.09	Сдвиг
7	46.6	144.8	298	12	21	70	147	15	287	0.48	Сдвиг
8	47.2	144.9	357	5	192	69	89	20	284	0.37	Сжатие со сдвигом
9	46.8	145.8	297	25	154	29	50	50	278	0.02	Сжатие
10	48.2	146.3	426	59	145	24	9	19	270	0.02	Сжатие
11	47.3	147.5	290	55	131	16	18	31	278	0.04	Сжатие
12	49.3	147.5	505	50	144	23	23	30	278	0.30	Сжатие

*Глубина погружающейся поверхности согласно модели Slab 2 [Hayes, 2018].

**Тип напряженного состояния относительно условной плоскости.

μ – коэффициент Лодэ–Надаи, определяющий вид тензора напряжений в расчетных точках.

Заключение

По данным о механизмах очагов глубоководных землетрясений с эпицентрами в южной части Охотского и северной части Японского морей удалось реконструировать поле напряжений на юго-западном фланге Курило-Камчатской зоны субдукции на глубине 200–500 км. Для реконструкции использовался каталог механизмов очагов землетрясений различных источников с 1966 по 2018 г., включающий 212 событий магнитудного диапазона $M = 4.3\text{--}6.3$. Этого каталога оказалось достаточно для оценки напряженного состояния наиболее сейсмически активной полосы землетрясений, плавно поднимающейся с глубины 500 км на северо-востоке изучаемого района до глубины 200 км под Хоккайдо, а также нескольких участков на юго-западной границе Курило-Камчатской зоны субдукции в Японском море.

Рассмотрение механизмов очага велось относительно прямоугольной системы координат, лежащей двумя осями по падению и простиранию условной плоскости, примерно совпадающей с положением субдуцирующей плиты под южной частью Охотского моря. Для реконструкции оптимального собранного данным состояния поля тектонических напряжений использовался первый этап метода катакластического анализа Ю.Л. Ребецкого.

Ось главного напряжения сжатия почти на всех участках сейсмофокальной зоны примерно совпадает с направлением погружения Тихоокеанской литосферной плиты под Охотоморскую с небольшим отклонением в сторону фланга зоны субдукции. Если это направление сжатия отражает сопротивление мантии движению плиты, можно предположить, что на глубине юго-западный фланг Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны смещается к югу по мере погружения. Это соотносится с геометрией сейсмофокальной зоны, погружающейся под территорию Приморья.

Ось главного напряжения растяжения на всех участках перпендикулярна движению плиты. В северо-восточной и северо-западной, наиболее глубоких частях изучаемой

области, она перпендикулярна и условной плоскости, что обеспечивает напряженное состояние сжатия относительно нее. Южнее и на меньших глубинах отмечены участки напряженного состояния сдвига, где ось растяжения параллельна условной плоскости. Возможно, такое направление оси растяжения вызвано удлинением фланга субдуцирующей плиты в юго-западном направлении.

Под территорией северного Хоккайдо обнаружен район, находящийся в условиях растяжения относительно условной плоскости, причем ось растяжения по направлению простирания заметно отличается от оси растяжения соседних областей. К юго-западу от этого участка расположен участок в состоянии сжатия, ось которого также заметно отличается от соседних, зато перпендикулярна оси растяжения участка, упомянутого выше. Возможно, таким образом спроецировались на модельную плоскость два участка двойной сейсмофокальной зоны, расположенной под территорией Хоккайдо, имеющие противоположные типы напряженного состояния. Для уточнения необходимо изучить механизмы очага меньшей глубины.

В северной части Японского моря можно отметить группы кластеров севернее 44° с.ш., соответствующие направлению поля напряжений на других участках и, по всей видимости, принадлежащие Курило-Камчатской сейсмофокальной зоне, и южнее 44° с.ш., которые, вероятно, не принадлежат ей. Это позволяет предположить положение границы Курило-Камчатской и Японо-Идзу-Бонинской сейсмофокальных зон. Граница хорошо соотносится и с перегибом изолиний глубины землетрясений.

Использованная методика рассмотрения механизмов очагов землетрясений с предварительной сменой координатной системы для механизмов очагов и положения их гипоцентров показала себя излишне сложной и неудобной. Затруднен анализ результатов, привязка к географическим объектам требует обратного пересчета координат, как и сравнение с результатами других авторов. На участках, где изгиб сейсмофокальной зоны серьезно отличается от модельной плоскости, такой подход теряет смысл. По всей видимости, ре-

конструкция поля напряжений относительно поверхности геоида с последующей адаптацией осей напряжений и классификацией напряженного состояния относительно наклона зоны субдукции является более оправданной. В то же время использованный подход видится удобным в ситуациях, когда зона субдукции разделяется на параллельные слои, как, например, в сегменте Хоккайдо, или в области промежуточных глубин, где изгиб плиты порождает противоположные напряженные состояния ее слоев.

Список литературы

1. Аверьянова В. Н. *Глубинная сейсмоструктура островных дуг: северо-запад Тихого океана*. М.: Наука, 1975. 219 с.
2. Балакина Л.М. Курило-Камчатская сейсмогенная зона – строение и порядок генерации землетрясений // *Физика Земли*. 1995. № 12. С. 48–57.
3. Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Полец А.Ю. Распределение землетрясений по типам очаговых подвижек в Курило-Охотском регионе // *Докл. АН*. 2011. Т. 440, № 4. С. 527–529.
4. *Каталог механизмов очагов сильных ($M \geq 6.0$) землетрясений Курило-Охотского региона 1964–2009 гг.* / Л.Н. Поплавская, М.И. Рудик, Т.В. Нагорных, Д.А. Сафонов. Владивосток: Дальнаука, 2011. 131 с.
5. Полец А.Ю. Напряженно-деформированное состояние зоны глубокофокусных землетрясений региона Японского моря // *Геосистемы переходных зон*. 2018. Т. 2, № 4. С. 302–311. doi:10.30730/2541-8912.2018.2.4.302-311
6. Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмоструктурных деформаций на основе современной теории пластичности // *Докл. АН*. 1999. Т. 365, № 3. С. 392–395.
7. Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений = [Rebetskii Yu.L. Development of cataclastic analysis method of slip faults for estimation of value tectonic stresses] // *Докл. АН*. 2003. Т. 388, № 2. С. 237–241.
8. Родкин М.В., Рундквист Д.В. *Геофлюидогеодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза*. Долгопрудный: Интеллект, 2017. 288 с.
9. Тараканов Р.З., Левый Н.В., Ким Ч.У. Сейсмичность Курильского региона // *Сейсмическое районирование Курильских островов, Приморья и Приамурья*. Владивосток, 1977. С. 27–35.
10. Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Викулина С.А., Кравченко Н.М., Матвеев Е.А., Митюшкина С.В., Раевская А.А., Салтыков В.А., Чебров Д.В., Ландер А.В. Глубокое Охотоморское землетрясение 24.05.2013 г. с магнитудой $MW=8.3$ – сильнейшее сейсмическое событие у берегов Камчатки за период детальных сейсмологических наблюдений // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2013. № 1, вып. 21. С. 17–24.
11. Astiz L., Lay T., Kanamori H. Large intermediate-depth earthquakes and the subduction process // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1988. Vol. 53, N 1–2. P. 80–166. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(88\)90138-0](https://doi.org/10.1016/0031-9201(88)90138-0)
12. Bridgman P. Volume change in the plastic stages of simple compression // *J. of Applied Physics*. 1949. Vol. 20. P. 1241–1251. <https://doi.org/10.1063/1.1698316>
13. Christova C.V. Spatial distribution of the contemporary stress field in the Kurile Wadati-Benioff zone by inversion of earthquake focal mechanisms // *J. of Geodynamics*. 2015. Vol. 83. P. 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.11.001>
14. Christova C., Tsapanos T. Depth distribution of stresses in the Hokkaido Wadati-Benioff zone as deduced by inversion of earthquake focal mechanisms // *J. of Geodynamics*. 2000. Vol. 30, N 5. P. 557–573. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(00\)00009-0](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(00)00009-0)
15. Christova C., Hirata N., Kato A. Contemporary stress field in the Wadati-Benioff Zone at the Japan-Kurile arc-arc junction (North Honshu, the Hokkaido corner and Hokkaido Island) by inversion of earthquake focal mechanisms // *Bull. of the Earthquake Research Institute*. 2006. Vol. 81. P. 1–18.
16. Didenko A.N., Kuzmin M.I. Deep-focus earthquakes: spatial patterns, possible causes and geodynamic consequences. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2018. Vol. 9(3). P. 947–965. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0378>
17. Dziewonski A.M., Chou T.-A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // *J. of Geophysical Research*. 1981. Vol. 86. P. 2825–2852. doi:10.1029/JB086iB04p02825
18. Ekström G., Nettles M., Dziewonski A.M. The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2012. Vol. 200–201. P. 1–9. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002
19. Fujita, K., Kanamori, H., 1981. Double seismic zones and stresses of intermediate depth earthquakes // *Geophysical J. International*. July 1981. Vol. 66, N 1. P. 131–156. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1981.tb05950.x>
20. Glennon M.A., Chen W-P. Systematics of deep-focus earthquakes along the Kuril-Kamchatka arc and their implications on mantle dynamics // *J. of Geophysical Research*. 1993. Vol. 98. P. 735–769. <https://doi.org/10.1029/92JB01742>
21. Hasegawa A., Takagi A. Comparison of Wadati-Benioff zone geometry and distribution of earthquake generating stress beneath northeastern Japan and those beneath western South America // *The Science Reports of the Tohoku University*. Ser. 5, *Tohoku Geophysical J.* 1987. Vol. 31, N 1. P. 1–18.

22. Hayes G. Slab2 – A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model: *U.S. Geological Survey data release*. 2018. <https://doi.org/10.5066/F7PV6JNV>.
23. Hayes G.P., Wald D.J., Johnson R.L. Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries // *J. of Geophysical Research: Solid Earth*. 2012. Vol. 117(B1). <https://doi.org/10.1029/2011JB008524>
24. Horiuchi S., Koyama J., Izutani Y., Onodera I., Hirasawa T. Earthquake Generating Stress in the Kurile-Kamchatka Seismic Region Derived From Superposition of P-wave Initial Motions // *The Science Reports of the Tohoku University*. Ser. 5, *Tohoku Geophysical J.* 1975. Vol. 23, N 2. P. 67–81.
25. Isacks B., Oliver J., Sykes L.R. Seismology and the new global tectonics // *J. of Geophysical Research*. 1968. Vol. 73, N 18. P. 5855–5899. <https://doi.org/10.1029/JB073i018p05855>
26. Kirby S.H. Localized polymorphic phase transformations in high-pressure faults and applications to the physical mechanism of deep earthquakes // *J. of Geophysical Research: Solid Earth*. 1987. Vol. 92(B13). P. 13789–13800. <https://doi.org/10.1029/JB092iB13p13789>.
27. Kogan M.G., Vasilenko N.F., Frolov D.I., Freymueller J.T., Steblov G.M., Levin B.W., Prytkov A.S. The mechanism of postseismic deformation triggered by the 2006–2007 great Kuril earthquakes // *Geophysical Research Letters*. 2011. Vol. 36(8). <https://doi.org/10.1029/2011GL046855>
28. Kubo A., Fukuyama E., Kawa H., Nonomura K. NIED seismic moment tensor catalogue for regional earthquakes around Japan: quality test and application // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 356, N 1. P. 23–48. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00375-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00375-X)
29. Lay T., Ammon C.J., Kanamori H., Kim M.J., Xue L. Outer trench-slope faulting and the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake // *Earth, Planets and Space*. 2011. Vol. 63, N 7. P. 713–718. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.05.006>
30. Polets A.Y., Zlobin T.K. Estimation of the stress state of the Earth's crust and the upper mantle in the area of the Southern Kuril Islands // *Russian J. of Pacific Geology*. 2014. Vol. 8, N 2. P. 126–137. [doi:10.1134/S1819714014020067](https://doi.org/10.1134/S1819714014020067)
31. Polets A.Y., Zlobin T.K. Tectonic stress field analysis of the northern part of the Kuril–Okhotsk region before the May 24, 2013 deep-focus earthquake // *Russian J. of Pacific Geology*. 2017. Vol. 11, N 1. P. 64–72. [doi:10.1134/S1819714017010055](https://doi.org/10.1134/S1819714017010055)
32. Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu. The state of stresses of the lithosphere in Japan before the catastrophic Tohoku earthquake of 11 March 2011. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. Vol. 5(2). P. 469–506. (In Russ.). [doi:10.5800/GT2014520137](https://doi.org/10.5800/GT2014520137)
33. Safonov D.A., Konovalov A.V., Zlobin T.K. The Urup Earthquake Sequence of 2012–2013 // *J. of Volcanology and Seismology*. 2015. Vol. 9, N 6. P. 402–411. [doi:10.1134/S074204631506007X](https://doi.org/10.1134/S074204631506007X)

Сведения об авторе

САФОНОВ Дмитрий Александрович (ORCID 0000-0002-2201-2016), кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник лаборатории сейсмологии – Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, программист отдела сводной обработки сейсмологических данных – СФ ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Южно-Сахалинск.

Поле современных тектонических напряжений Сахалинско-Японского сейсмического пояса

© 2019 А. Ю. Полец

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

E-mail: polec84@mail.ru

Представлены результаты реконструкции современных тектонических напряжений Сахалинско-Японского сейсмического пояса. Реконструкция напряжений выполнялась на основе метода катакластического анализа разрывных смещений с использованием сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений каталога NEID. По результатам расчета получены новые данные о поле напряжений в исследуемом регионе для глубин 0–300 км. Показано изменение параметров напряженного состояния с глубиной и присутствие аномального напряженного состояния на глубинах 0–30 км, возникшего после землетрясения Тохoku 11.03.2011.

Ключевые слова: Сахалинско-Японский сейсмический пояс, тектонические напряжения, механизмы очагов землетрясений.

Modern tectonic stress field of the Sakhalin-Japanese earthquake belt

Anastasia Yu. Polets

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

E-mail: polec84@mail.ru

The results of the stress inversion in the zones of deep-focus earthquakes in the Sakhalin-Japanese earthquake belt have been presented in the work. The method of cataclastic analysis of discontinuous displacements has been used to perform the stress reconstruction. The stress inversion has been performed on the basis of NEID focal mechanism solution catalog of earthquakes. New data on the modern stress field have been obtained in the studied region for the depth 0–300 km. The changes in the stress parameters with depth and the presence of abnormal state of stress after the Tohoku earthquake at a depth 0–30 km are indicated.

Keywords: Sakhalin-Japanese earthquake belt, tectonic stresses, earthquake focal mechanisms.

Тектоническое положение района исследований

Сахалинско-Японская островная дуга протягивается на 3000 км через острова Сахалин, Хоккайдо, Хонсю, Сикоку, Кюсю, на о. Хоккайдо она пересекается с Курильской дугой, а на о. Хонсю с дугой Нампо, которая образует здесь поперечную зону грабена Фосса-Магна. Зона Фосса-Магна является границей между северо-восточной и юго-западной ветвями Сахалинско-Японской островной дуги [Апродов, 2000]. Строение Сахалино-Японской дуги неоднородно: она состоит из больших и малых литосферных глыб. С восточной стороны Японские острова обрамляют глубоководные

желоба. Вдоль о. Хоккайдо протягивается южное окончание Курило-Камчатского желоба. В районе Сангарского пролива он сочленяется с Японским желобом и идет вдоль Северного Хонсю до зоны Фосса-Магна, где сочленяется с Идзу-Бонинским желобом. На юге Японии четко выраженные глубоководные желоба отсутствуют, здесь вдоль островов Сикоку и Кюсю расположены разрозненные желобообразные впадины, переходящие в желоб Нансей у дуги Рюкю.

Подавляющее большинство землетрясений в рассматриваемом регионе приурочено к восточной окраине Японских островов, где Тихоокеанская плита погружается

под Японскую островную дугу со скоростью до 9 см/год, образуя сейсмофокальную зону под углом в 30–50°. Основное количество очагов землетрясений приурочено к верхней части сейсмофокальной зоны (50–70 км). Наиболее глубокие очаги землетрясений прослеживаются у берегов Приморья и Корейского полуострова, здесь глубина очагов достигает 600–700 км [Полец, 2018]. В Японском море землетрясения, в основном мелкофокусные, локализованы в восточной части моря вдоль подводной окраины о. Хонсю. Остальная часть моря почти асейсмична (кроме юго-восточной подводной окраины Корейского полуострова). Восточнее в горах и на побережье Тихого океана более заметно проявляется поддвиг океанической литосферы под островную дугу. Здесь происходят как мелкофокусные, так и более глубокие землетрясения. Их эпицентры образуют восточную зону. Максимальная сейсмичность отмечена на островах Хоккайдо и Хонсю в северной части. Для флангов Сахалинско-Японской дуги (острова Сахалин и Кюсю) характерна менее интенсивная сейсмичность. Это обусловлено тем, что Сахалин отделен от Японской дуги Курильской дугой, пересекающей о. Хоккайдо, а о. Кюсю пресекается северным продолжением дуги Рюкю. В таких «отсеченных» частях островных дуг интенсивность вулканизма и сейсмичность резко уменьшаются [Апродов, 2000].

Важнейшей характеристикой, определяющей сейсмичность того или иного региона, является напряженное состояние геологической среды [Гзовский, 1975; Николаев, 1977; Уломов, 1974, Мячкин, 1978]. В связи с этим одна из актуальных проблем тектонофизики, геотектоники и сейсмологии – реконструкция полей тектонических напряжений, действующих в различных по масштабам и своему строению геологических средах.

В нашей статье «Напряженно-деформированное состояние зоны глубоководных землетрясений региона Японского моря» [Полец, 2018] на основе данных о механизмах очагов землетрясений NIED (National Research Institute for Earth Science and Disaster – <http://www.fnet.bosai.go.jp>) были представлены результаты реконструкции напряже-

ний зоны глубоководных землетрясений (300–700 км) региона Японского моря. Задачей новых исследований явилось изучение особенностей поля тектонических напряжений Сахалинско-Японского сейсмического пояса в интервале глубин 0–300 км.

Метод реконструкции напряжений

Для изучения напряженного состояния Сахалинско-Японского сейсмического пояса применялся метод катакластического анализа (МКА) разрывных смещений [Ребецкий, 2007]. МКА состоит из четырех этапов и позволяет определять не только параметры эллипсоида напряжений, как это делается в широко известных методах [Гущенко, 1979, 1996; Юнга, 1990; Angelier, 1984; Carey-Gailhardis, Mercier, 1987; Gephard, Forsyth, 1984; и др.], но и величины напряжений. Эти возможности метода обеспечены привлечением в алгоритм расчета экспериментальных наблюдений по разрушению образцов горных пород (кулонова критерия хрупкой прочности [Mogi, 1964; Byerlee, 1967; Brace, 1972; Ставрогин, Протосеня, 1992]), обобщенных на реальные трещиноватые горные породы в виде полосы разрушения на диаграмме Мора [Ребецкий, 2007]. В данной работе, как и в предыдущей [Полец, 2018], представлены результаты первых двух этапов реконструкции, поскольку они позволяют устанавливать относительные величины девиаторных и эффективных изотропных напряжений опираясь только на сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений и на закономерности, установленные из экспериментов по разрушению образцов горных пород, без привлечения дополнительных сейсмологических данных.

В качестве исходного материала для восстановления поля действующих тектонических напряжений используются структурно-кинематические данные о трещинах и разрывах либо данные о механизмах очагов землетрясений. Расчеты компонент тензора напряжений выполняются в доменах, выделяемых в качестве квазиоднородных по их деформационному состоянию. Каждому из таких доменов отвечает своя однородная выборка очагов землетрясений.

Исходные сейсмологические данные

Для расчета напряжений использовали данные каталога механизмов очагов NIED, одной из наибольших по плотности покрытия систем сейсмологических и геофизических наблюдений в мире (<http://www.fnet.bosai.go.jp>). Региональная сейсмическая сеть Японии позволяет определять механизмы очагов землетрясений начиная с магнитуд 3.0.

На основе данных каталога NIED для исследуемого региона нами был создан рабочий каталог, который насчитывал 21 910 событий с диапазоном магнитуд $3.1 \leq M_w \leq 8.7$ за период времени с 1997 по 2018 г. (21 год). Основной глубинный диапазон каталога механизмов очагов землетрясений от 0–60 км (рис. 1а). Наиболее представительные диапазоны магнитуд – от 3.1 до 4.0 и от 4.0 до 5.0 (рис. 1б). За рассматриваемый временной интервал в исследуемом регионе произошло 17 землетрясений с $M_w \geq 7.0$, из них 3 с $M_w \geq 7.5$: мощное землетрясение Токачи-оки 25.09.2003, у берегов о. Хоккайдо $M_w = 7.9$ (по данным Global CMT Project – <https://www.globalcmt.org/> – $M_w = 8.3$); мега-землетрясение Тохоку 11.03.2011 $M_w = 8.7$ (по данным Global CMT Project $M_w = 9.0$) и его сильный афтершок с $M_w = 7.6$.

Землетрясение 11 марта 2011 г. внесло существенный вклад в характер сейсмичности исследуемого региона и, как результат, в со-

временное поле тектонических напряжений. Всего за год с 11.03.2011 по 11.03.2012 произошло 6 362 землетрясения (29 % от общего числа событий в рабочем каталоге), для которых был определен механизм очага землетрясения (рис. 2). Если сравнить с другим сильным землетрясением исследуемого региона – Токачи-оки, то после него с 25.09.2003 по 25.09.2004 произошло 907 событий, что составляет всего 4 % от общего числа землетрясений в рабочем каталоге.

Одной из ключевых проблем исследований поля напряжений является существование полей напряжений различного уровня (разных масштабов усреднения) [Мячкин, Осокина и др., 1987]. В зависимости от магнитудного диапазона анализируемых механизмов очагов землетрясений может меняться и характер напряженного состояния. Большое число данных о механизмах очагов землетрясений низкого энергетического уровня (рис. 1б) позволило использовать для реконструкции механизмы землетрясений в диапазоне магнитуд $3.1 \leq M_w < 5.0$. Из рабочего каталога были исключены 1 028 событий с $M_w \geq 5.0$ с целью уменьшения влияния сильных событий на результаты реконструкции, так как области упругой разгрузки сильных событий могут начать доминировать над землетрясениями меньших магнитуд, существенно усредняя результаты расчетов.

Обработка исходных сейсмологических данных производилась в узлах сетки $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ в латеральном направлении для семи глубинных интервалов (0–30, 30–60, 60–90, 90–120, 120–150, 150–200, 200–300 км). Определение параметров поля напряжений осуществлялось в квазиоднородных доменах путем выделения однородных выборок механизмов очагов землетрясений, минимальное число событий в которых было 6, максимальное – 10.

Процедуры формирования однородных выборок механизмов очагов землетрясений выполнены для 1779 (глубинный интервал 0–30 км), 504 (30–60 км), 332 (60–90 км), 140 (90–120 км), 49 (120–150 км), 183 (150–200 км), 19 (глубинный интервал 200–300 км) квазиоднородных доменов. Для каждого из доменов рассчитаны средние за весь период наблюдений параметры тензора напряжений.

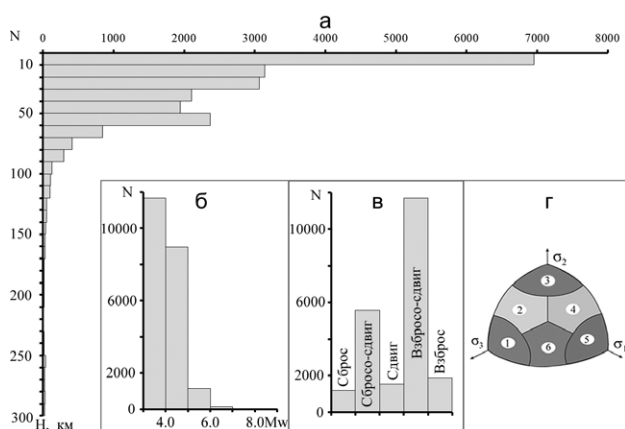
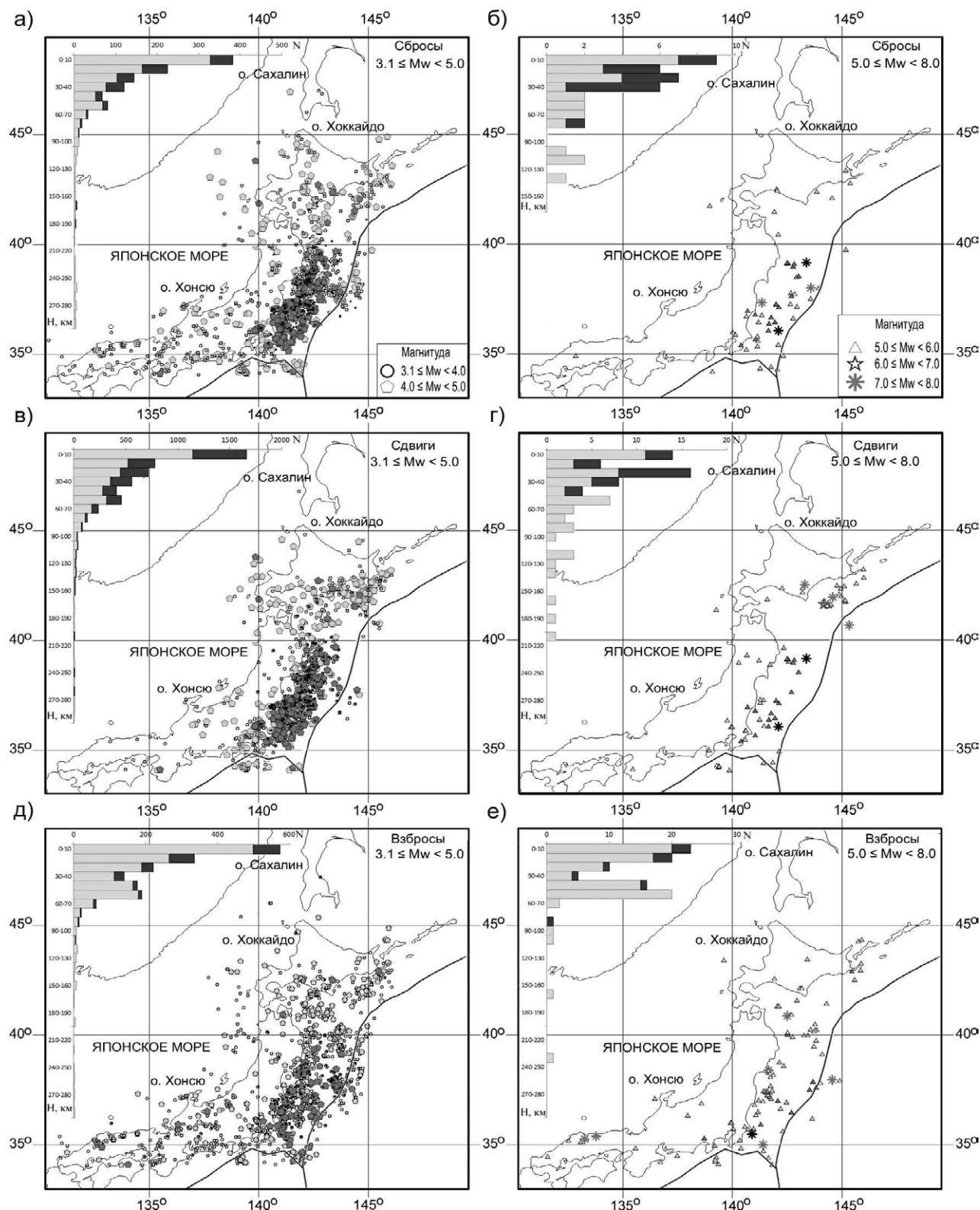


Рис. 1. Диаграммы распределения числа событий: (а) по глубине 0–300 км; (б) по магнитудам ($3.1 \leq M_w \leq 8.7$); (в) по типам смещений; (г) схема геодинамического районирования при делении на шесть типов напряженного состояния (1 – горизонтальное растяжение, 2 – горизонтальное растяжение со сдвигом, 3 – горизонтальный сдвиг, 4 – горизонтальное сжатие со сдвигом, 5 – горизонтальное сжатие, 6 – вертикальный сдвиг).

Анализ механизмов очагов глубокофокусных землетрясений

Механизмы очагов землетрясений разделены нами по типам смещений (рис. 2) аналогично схеме разделения геодинамических режимов деформирования при анализе напряженного состояния [Ребецкий; 2007, По-

лец, 2018]. Секторам октанта (рис. 1г) соответствуют: 1 – зона горизонтального сжатия (разрывы типа взбросов и надвигов), 5 – зона горизонтального растяжения (разрывы типа сбросов), 3 – зона горизонтального сдвига (сдвиги вдоль простирания); 2 и 4 – дополнительные промежуточные состояния, отвечают



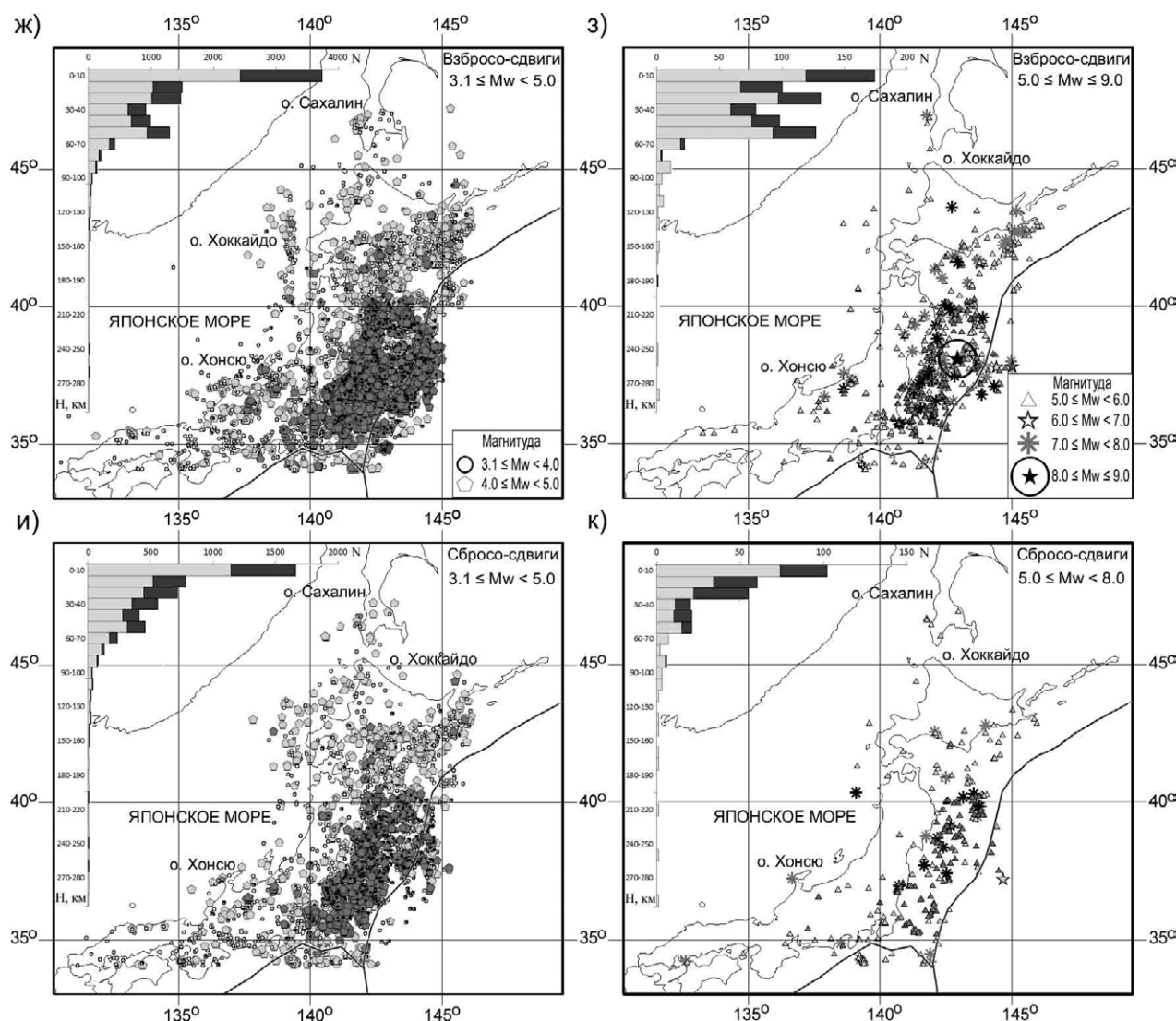


Рис. 2. Эпицентры механизмов очагов землетрясений за 1997–2018 гг. на глубинах 0–300 км (по данным NIED). Темно-серый и черный цвет заливки соответствует землетрясениям, произошедшим в период с 11.03.2011 по 11.03.2012. Тип движения в очаге: (а, б) – сброс; (в, г) – сдвиг; (д, е) – взброс; (ж, з) – взбросо-сдвиг; (и, к) – сбросо-сдвиг.

сочетанию горизонтального сдвига с горизонтальным сжатием или с горизонтальным растяжением, 6 – дополнительное состояние между горизонтальным растяжением и горизонтальным сжатием (вертикальный сдвиг).

Анализ каталога с учетом типизации механизмов очагов землетрясений по данной схеме (рис. 1г) показал, что в нем содержится 1 791 событие (8.7 %) с механизмами очагов, отвечающими взбросам, 1 468 (7.1 %) – сдвигам и 1 159 событий (5.9 %) – сбросам. Остальные события относятся к промежуточным кинематическим типам разрывообразования: 5 273 (25.6 %) – сдвиго-сбросы или сбросо-сдвиги и 10 930 (26.6 %) – сдвиго-взбросы или взбросо-сдвиги. Исходя из анализа распределения механизмов очагов по глубинам (рис. 2; см.

таблицу), в интервале глубин 0–30 км произошло 12 431 событие, для которых были определены механизмы; на глубинах 30–60 км – 5 978 землетрясений; 60–90 км – 1 479; 90–120 км – 307; 120–150 км – 130; 150–200 км – 106; 200–300 км – 190 землетрясений.

Результаты расчета

Путем обработки каталога механизмов очагов землетрясений в соответствии с алгоритмом метода катакластического анализа были получены данные о параметрах тензора тектонических напряжений. Прежде всего это данные об ориентации трех главных осей тензора напряжений и приращений сеймотектонических деформаций, а также данные о коэффициенте Лоде–Надаи этих тензоров.

Распределение механизмов очагов землетрясений по глубинам 0–300 км

Н, км	Сброс	Сбросо-сдвиг	Сдвиг	Взброс	Взбросо-сдвиг
0–30 км	752 (6)	3 161 (25)	680 (5)	1 130 (9)	6 708 (54)
30–60 км	268 (4)	1 425 (24)	570 (10)	506 (8)	3 209 (54)
60–90 км	64 (4)	451 (30)	120 (8)	97 (7)	747 (51)
90–120 км	25 (8)	95 (31)	43 (14)	22 (7)	122 (40)
120–150 км	6 (5)	41 (32)	18 (14)	12 (9)	53 (41)
150–200 км	15 (14)	33 (31)	18 (17)	13 (12)	27 (25)
200–300 км	29(15)	67 (35)	19 (10)	11 (6)	64 (34)

Примечание. В скобках указан процент от числа землетрясений в этой группе.

Анализ ориентации главных осей поля со-временных напряжений (рис. 3, 4) показал, что на глубинах 0–30 км для южной части о. Сахалин и северо-восточной части Япо-нии (о. Хоккайдо, западная часть о. Хонсю) оси максимального сжатия σ_3 имеют субши-ротную ориентацию с пологим (15–20°) по-гружением под океаническую литосферную плиту (рис. 3а). Оси максимального растяже-ния σ_1 ориентированы практически ортого-нально Японскому желобу с крутым (70–80°) погружением под субконтинентальную плиту (рис. 4а). Для большей части континентально-го и океанического склонов Японского жело-ба оси максимального сжатия σ_3 имеют суб-вертикальную ориентацию, а оси растяжения субгоризонтальную (рис. 3а). Подобная ори-ентация этих напряжений в континентальной части склона не существовала здесь до земле-трясения Тохоку [Rebetsky et al., 2016]. Вдоль Нанкайского сегмента Филиппинской плиты (юго-западная Япония) отмечены участки с субгоризонтальным положением осей σ_3 , оси максимального растяжения σ_1 имеют юг-юго-западную ориентацию (рис. 3а, 4а).

Оси промежуточного главного напряже-ния σ_2 для всех исследуемых глубинных ин-тервалов субгоризонтальны и параллельны океанскому желобу.

На глубинах 30–60 км проекции осей максимального сжатия σ_3 и растяжения σ_1 ориентированы практически ортогонально простирацию Японского желоба, погруже-ны соответственно под континентальную и океаническую литосферу (рис. 3б, 4б). Да-лее с глубиной (рис. 3 в–е, 4 в–е) наблюда-ется резкая смена ориентации погружения осей максимального сжатия и растяжения на 180° вдоль о. Хонсю (60–90 км), для южной части о. Хоккайдо (90–120 км, 150–300 км),

в северной (90–120 км, 150–300 км) и южной частях о. Хонсю (150–300 км). Не столь яв-ные изменения в ориентации осей отмечены и на глубинах 120–150 км.

Данные о взаимосвязи ориентации глав-ных осей напряжений с вектором на зенит (рис. 1г) позволяют выделить районы по ти-пам напряженного состояния (рис. 3). На глу-бинах 0–30 км в направлении с севера на юг от южной части о. Сахалин и до тектонической зоны Фосса-Магна (северо-восточная часть Японии) преимущественный геодинамиче-ский режим горизонтальное сжатие, в юго-западной части Японии вдоль Нанкайского сегмента Филиппинской плиты – горизон-тальный сдвиг (рис. 3а). В настоящее время в зоне очага землетрясения Тохоку в верхнем слое коры континентального и океанического склонов практически везде имеет место ре-жим горизонтального растяжения, при этом до Тохоку землетрясения режим горизонтально-го растяжения существовал только в пределах океанического желоба [Rebetsky et al., 2016].

На глубинах 30–60 км вдоль Японско-го желоба преимущественный геодинами-ческий режим – горизонтальное сжатие, на юго-западе вдоль Нанкайской зоны – го-ризонтальный сдвиг (рис. 3б). Наряду с гори-зонтальным сдвигом здесь также присутству-ют домены с горизонтальным растяжением, хотя на глубинах 0–30 км для этих доменов геодинамический режим был горизонталь-ное сжатие. На глубинах 60–90 км помимо горизонтального сжатия появляются области с геодинамическим режимом сдвиг и сдвиг в вертикальной плоскости (рис. 3в). Участки горизонтального растяжения отмечены в рай-оне восточного Хоккайдо, п-ова Идзу (Хон-сю) и в юго-западной части Японии, вдоль Нанкайского сегмента Филиппинской плиты.

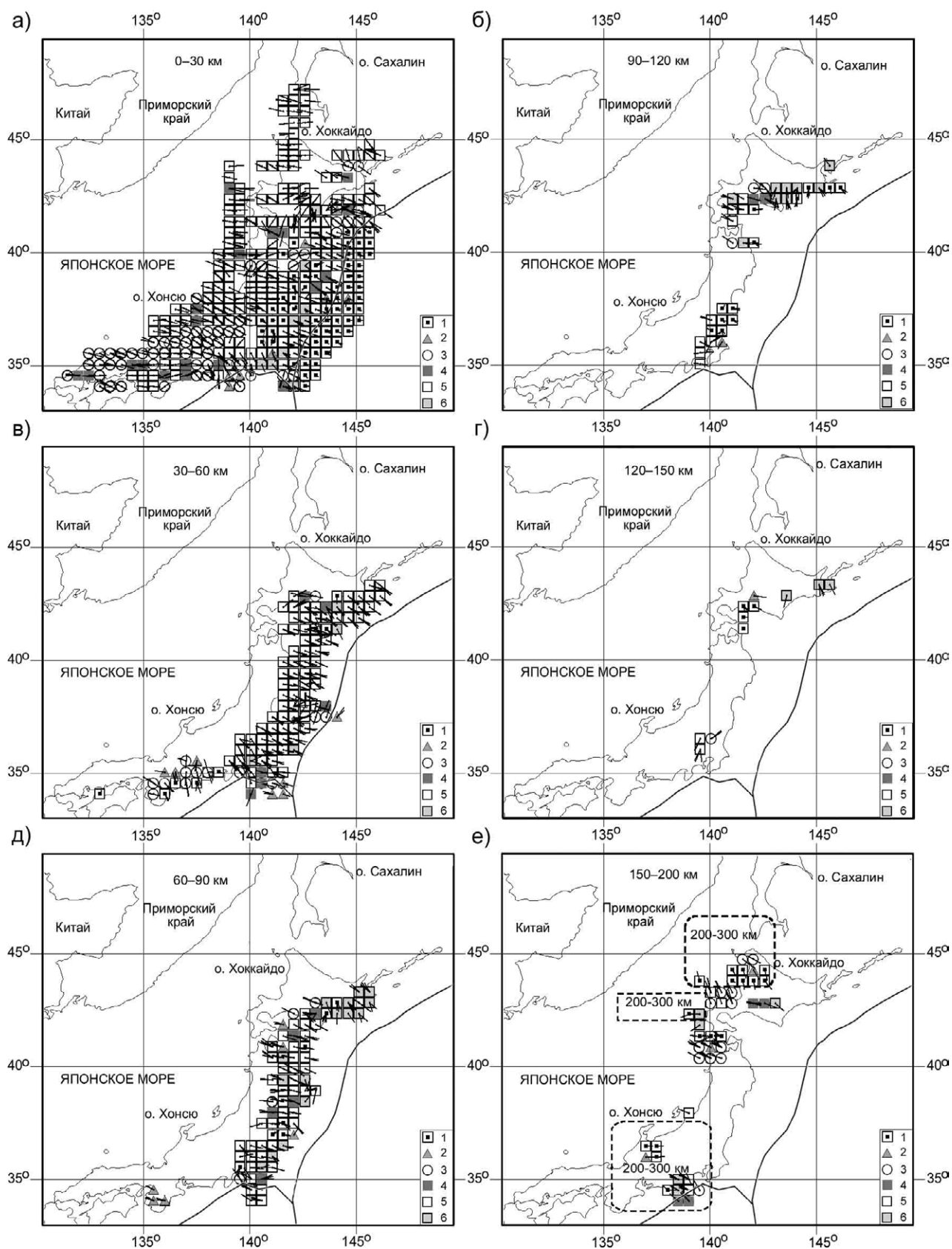


Рис. 3. Ориентация проекции на горизонтальную плоскость осей погружения σ_3 и геодинамический тип напряженного состояния: (а) 0–30 км; (б) 30–60 км; (в) 60–90 км; (г) 90–120 км; (д) 120–150 км; (е) 150–200 км; Штриховыми контурами обозначены результаты реконструкции для глубинных интервалов 200–300 км (е). 1 – горизонтальное растяжение, 2 – горизонтальное растяжение со сдвигом, 3 – горизонтальный сдвиг, 4 – горизонтальное сжатие со сдвигом, 5 – горизонтальное сжатие, 6 – вертикальный сдвиг.

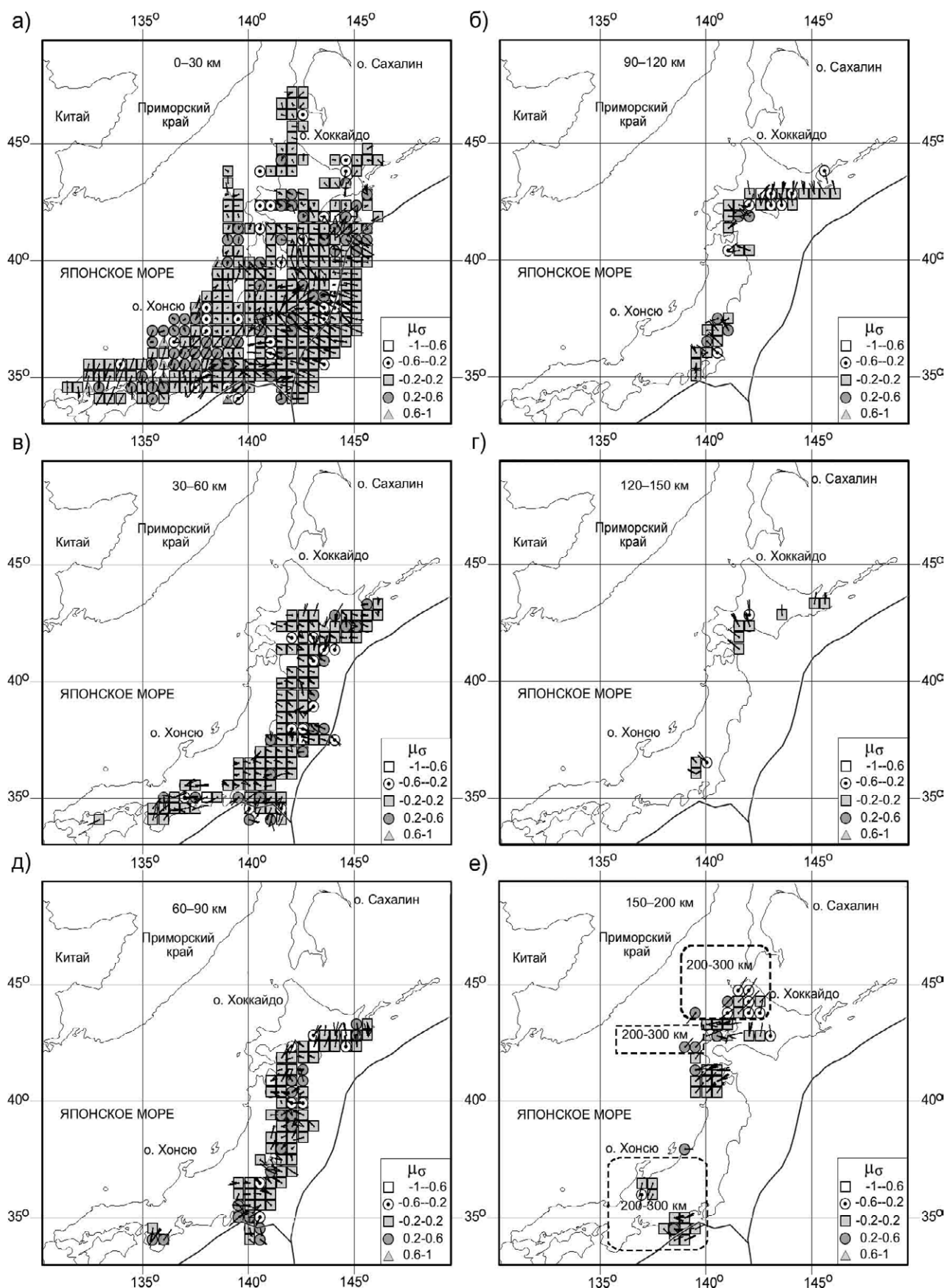


Рис. 4. Ориентация проекции на горизонтальную плоскость осей погружения σ_1 и тип тензора напряжений – коэффициент Лодэ–Надаи μ_σ . Штриховыми контурами обозначены результаты реконструкции для глубинных интервалов 200–300 км (е).

Далее с глубиной 90–300 км определения в основном вдоль о. Хоккайдо, где протягивается южное окончание Курило-Камчатского желоба, в районе п-ова Идзу (о. Хонсю) и далее вдоль зоны Фосса-Магна (рис. 3 г–е). Здесь напряженное состояние более дробное, имеют место практически все типы напряженного состояния с преобладанием доменов с геодинамическими режимами горизонтальное растяжение и сдвиг в вертикальной плоскости.

Коэффициент Лоде–Надаи определяет тип эллипсоида (тензора) напряжений ($\mu_\sigma = -1$ одноосное растяжение, $\mu_\sigma = 0$ чистый сдвиг, $\mu_\sigma = +1$ одноосное сжатие). На основе данных о коэффициенте Лоде–Надаи определены типы тензора напряжений в пределах исследуемого региона.

Для большей части исследуемого региона вид тензора напряжений близок к чистому сдвигу (рис. 4). При этом в пределах всех глубинных диапазонов присутствуют также домены, где сочетается состояние сдвига с состояниями одноосного растяжения и сжатия. На глубинах 0–30 км имеются обширные области, максимально приближенные к состоянию одноосного сжатия (0.2–1), они сосредоточены на юге и на севере исследуемого региона (рис. 4а). В очаговой области землетрясения Тохоку (0–30 км, 30–60 км) присутствует участок, где вид тензора напряжений близок к одноосному растяжению и его сочетаниям со сдвигом (от –0.2 до –1) (рис. 4 а, б). В районе о. Хоккайдо для всех глубинных диапазонов вид тензора напряжений также близок к одноосному растяжению и его сочетаниям со сдвигом. Тип напряженного состояния играет большую роль в разрушении геоматериалов [Макаров, 2010]. Повреждения в областях растяжения-сдвига (при $\mu_\sigma < 0$) начинают накапливаться при существенно меньших внешних напряжениях, и скорость их накопления выше, чем для областей сжатия-сдвига (при $\mu_\sigma > 0$). Следовательно, прочностные параметры среды будут деградировать быстрее в областях растяжения-сдвига.

На основе результатов первого этапа реконструкции осуществлен расчет направления поддвиговых касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках с нормалью, направленной к центру Земли (рис. 5). Направления действия этих на-

пряжений зависят от отношения величины касательных напряжений τ_z , действующих на горизонтальных площадках, к интенсивности касательных напряжений τ_f . В зонах субдукции поддвиговые касательные напряжения имеют в основном однонаправленную ориентацию (от океана к субконтинету), соответствующая ориентировка касательных напряжений отражает градиент в вертикальном сечении скорости горизонтального течения вещества коры и литосферы в целом. Вблизи желоба направление касательных напряжений определяет в качестве активных силы, обусловленные конвективным мантийным движением. На глубинах 0–60 км эти касательные напряжения имеют здесь наиболее устойчивую ориентацию и наибольшую интенсивность (рис. 5б). На глубинах 0–30 км в земной коре южной части о. Сахалин, островов Хоккайдо и Хонсю ориентация этих напряжений наиболее изменчивая, а интенсивность низкая (рис. 5а). Кроме того, пониженные значения этих напряжений отмечаются и в океаническом склоне Японского желоба. Резкая смена в ориентации поддвиговых касательных напряжений наблюдается на глубинах 60–300 км (рис. 5 в–е). Подобный неоднородный характер распределения касательных напряжений на горизонтальных площадках может быть связан с наличием двух встречных потоков в верхней мантии.

В соответствии с алгоритмом второго этапа реконструкции были рассчитаны относительные значения эффективного давления p^*/τ_f (рис. 6), разность между давлением в горных породах и флюидным давлением трещинно-порового пространства $p^* = p - p_f$ при $p = -(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$. Анализ результатов второго этапа расчетов показал, что для большинства доменов характерен относительно низкий уровень этих параметров (0–8) при наличии отдельных доменов средней и высокой интенсивности. На глубинах 0–30 км (рис. 6а) области с минимальными значениями отношения p^*/τ_f совпадают с областями, где вид тензора напряжений близок к одноосному сжатию и его сочетаниям со сдвигом (0.6–1). Области повышенных значений этого параметра (12–16) расположены в земной коре южной части о. Сахалин и в северной части о. Хоккайдо (п-ов Сиретоко), а также

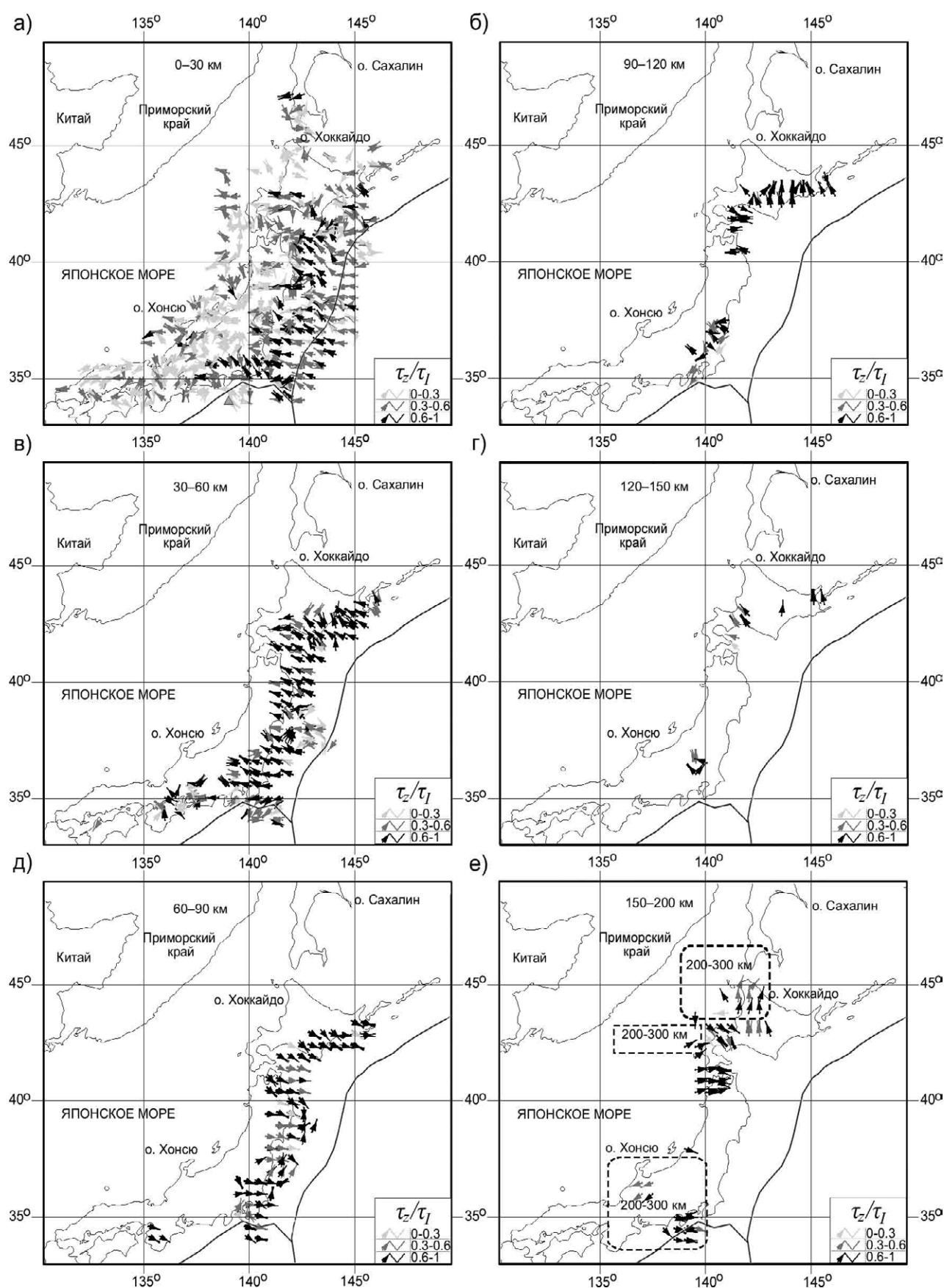


Рис. 5. Ориентация осей поддвиговых касательных напряжений на горизонтальных площадках вместе с их относительной величиной. Штриховыми контурами обозначены результаты реконструкции для глубинного интервала 200–300 км (е).

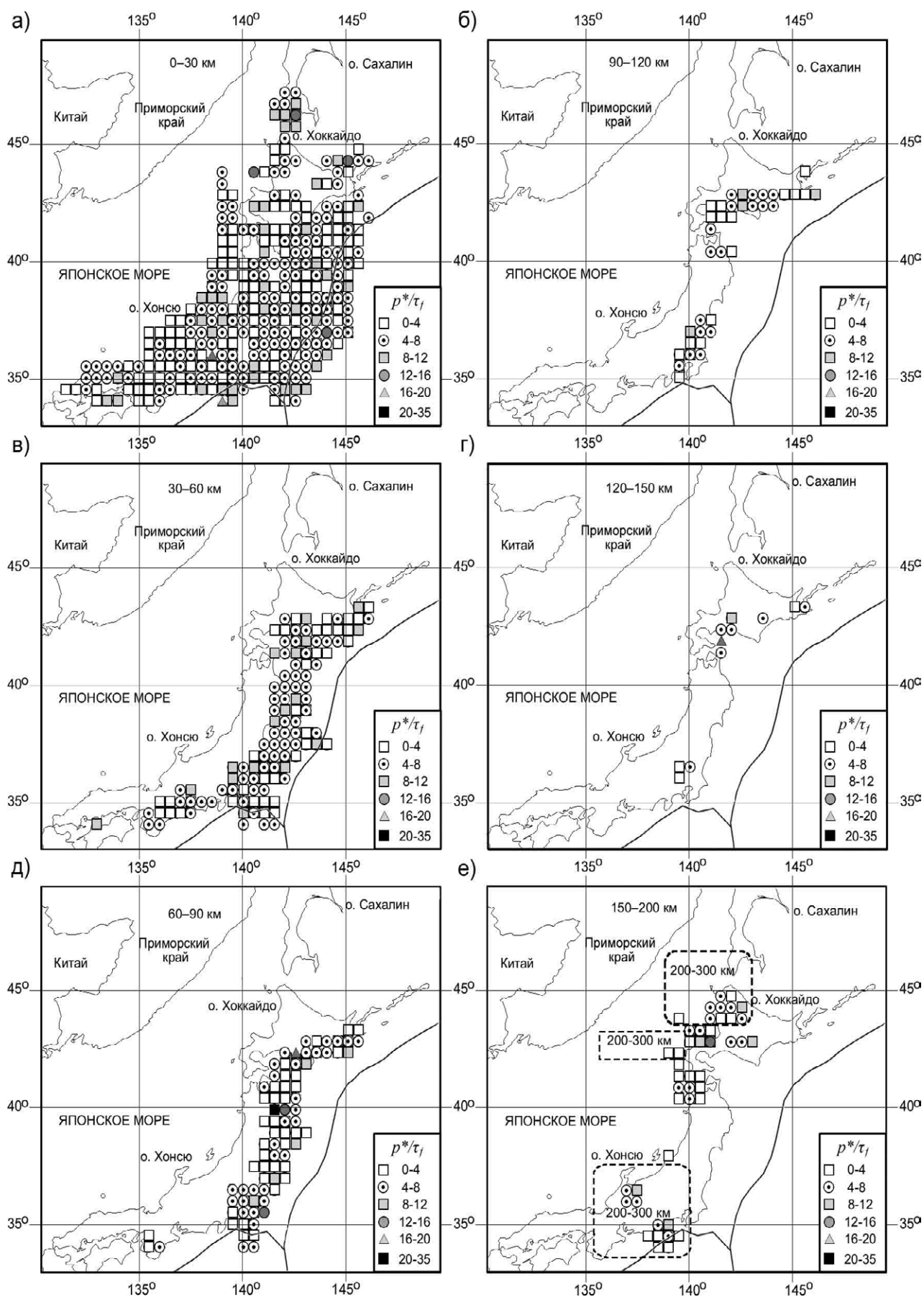


Рис. 6. Относительные значения эффективного давления p^*/τ_1 .

на юге, в районе зоны Фосса-Магна (16–18). С глубиной (рис. 6 в–д) повышенные значения (12–20) отмечены в южной части о. Хоккайдо на глубинах 60–90, 120–200 км и в северной части о. Хонсю (>20) на глубинах 60–90 км. В районе очаговой области землетрясения Тохоку (0–30 км) относительные значения эффективного давления преимущественно лежат в пределах от 4 до 8.

Заключение

Выполненная на основе метода катакластического анализа разрывных смещений реконструкция поля современных тектонических напряжений Сахалинско-Японского сейсмического пояса позволила получить новые данные об особенностях распределения напряжений и структурно-прочностных параметров для разных глубинных интервалов (0–30, 30–60, 60–90, 90–120, 120–150, 150–200, 200–300 км). На основе проведенных расчетов выявлена резкая изменчивость поля тектонических напряжений с глубиной (0–300 км). Пространственно-временные неоднородности поля напряжений отмечены в очаговой зоне землетрясения Тохоку. Наиболее стабильно поле напряжений на глубинах 30–60 км.

Список литературы

1. Апродов В.А. *Зоны землетрясений*. М.: Мысль, 2000. 461 с.
2. Гзовский М.В. *Основы тектонофизики*. М.: Наука, 1975. 536 с.
3. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // *Поля напряжений в литосфере*. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
4. Гущенко О.И. Сейсмотектонический стресс-мониторинг литосферы (структурно-кинематический принцип и основные элементы алгоритма) // *Докл. АН*. 1996. Т. 346, № 3. С. 399–402.
5. Макаров П.В. Самоорганизованная критичность деформационных процессов и перспективы прогноза разрушения // *Физ. мезомеханика*. 2010. Т. 13, № 5. С. 97–112. [Makarov P.V. Self-organized criticality of deformation and prospects for fracture prediction. *Physical Mesomechanics*, 2010, 13(5-6): 292-305. <https://doi.org/10.1016/j.physme.2010.11.010>]
6. Мячкин В.И. *Процессы подготовки землетрясений*. М.: Наука, 1978. 232 с.

7. Мячкин В.И., Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Тектонофизический анализ полей напряжений и проблемы физики очага землетрясений // *Модели изменения напряженно-деформированного состояния массивов пород в приложении к прогнозу землетрясений*. Апатиты: Кольский фил. АН СССР, 1982. С. 3–24.

8. Николаев Н.И. О состоянии изучения проблемы возбужденных землетрясений, связанных с инженерной деятельностью // *Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим*. М.: Наука, 1977. С. 8–21.

9. Полец А.Ю. Напряженно-деформированное состояние зоны глубокофокусных землетрясений региона Японского моря // *Геосистемы переходных зон*. 2018. № 4(191). С. 302–311. doi:10.30730/2541-8912.2018.2.4.302-311

10. Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // *Докл. АН*. 1999. Т. 365, № 3. С. 392–395.

11. Ребецкий Ю.Л. *Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов*. М.: Академкнига, 2007. 406 с.

12. Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. *Механика деформирования и разрушения горных пород*. М.: Недра, 1992. 223 с.

13. Уломов В.И. *Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений*. Ташкент: ФАН, 1974. 215 с.

14. Юнга С.Л. *Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций*. М.: Наука, 1990. 190 с.

15. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 1984. Vol. 89 (B7). P. 5835–5848. <https://doi.org/10.1029/jb089ib07p05835>

16. Byerlee J.D. Brittle-ductile transition in rocks // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73 (14). P. 4741–4750.

17. Brace W.F. Laboratory studies of stick-slip and their application to earthquakes // *Tectonophysics*. 1972. Vol. 14 (3–4). P. 189–200. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(72\)90068-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(72)90068-6)

18. Carey-Gailhardis E., Mercier J.L. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake population: microseismicity of Southern Peru // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1987. Vol. 82. P. 165–179. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(87\)90117-8](https://doi.org/10.1016/0012-821x(87)90117-8)

19. Gephart J.W., Forsyth D.W. An improved method for determining regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89 (B11). P. 9305–9320. <https://doi.org/10.1029/jb089ib11p09305>

20. Mogi K. Deformation and fracture of rock under confining pressure (1) compression test on dry rock sample // *Bull. Earth. Res. Inst., Univ. Tokyo*. 1964. Vol. 42, N 3. P. 491–514.

21. Rebetky Yu.L., Polets A.Yu., Zlobin T.K. 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*. 2016. V. 685. P. 60–76.

22. Sibson R.H. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // *Nature*. 1974. Vol. 249, N 5457. P. 542–544.

Сведения об авторе

ПОЛЕЦ Анастасия Юрьевна, кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник лаборатории сейсмологии – Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск.

Микросейсмы на севере острова Сахалин, обусловленные морским волнением

© 2019 А. С. Борисов^{*1}, Д. П. Ковалев¹, Д. В. Костылев^{1,2}, Ю. Н. Левин²

¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

²Сахалинский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Южно-Сахалинск, Россия

*E-mail: a.borisov@imgg.ru

На основе натурных измерений морского волнения в прибрежной части о. Сахалин в районе зал. Байкал, проводившихся в июле–октябре 2012 г., и данных сейсмических записей сейсмостанции «Оха» исследуется взаимосвязь характеристик морского волнения и микросейсмических колебаний. Анализ параметров сейсмических колебаний показал наличие микросейсмического отклика в диапазоне частот 0.0083–1.7 Гц на колебания уровня моря. Оценки среднеквадратических значений амплитуд микросейсм в диапазоне 0.1–1.7 Гц в 30 раз превосходят среднеквадратические значения амплитуд микросейсм в диапазоне частот 0.0082–0.1 Гц. При этом микросейсмические колебания в диапазоне 0.1–1.7 Гц отражают развитие штормовых волн во времени и имеют удвоенные частоты. На основании временной задержки между развитием шторма и увеличением амплитуд микросейсмических колебаний сделано предположение, что эффективная генерация штормовых микросейсм происходит на расстоянии не менее 100 км от места регистрации.

Ключевые слова: штормовые микросейсмы, зыбь, ветровое волнение, сейсмический шум, о. Сахалин.

Microseisms on the north of Sakhalin Island caused by sea waves

Alexander S. Borisov^{*1}, Dmitry P. Kovalev¹, Dmitry V. Kostylev^{1,2}, Yuriy N. Levin²

¹Institute of Marine Geology and Geophysics of the Far Eastern Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

²Sakhalin Branch of the FRC “United Geophysical Survey of RAS”, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

*E-mail: a.borisov@imgg.ru

This paper presents a research of the relationship between the characteristics of sea waves and microseismic oscillations. The research is based on field measurements of sea waves at the coastal area within gulf “Baikal” of Sakhalin Island performed by IMGG FEB RAS in July – October the 2012th, and seismic data recorded by the seismic station “Okha”. The analysis of the parameters of seismic oscillations showed the presence of microseismic response to the sea level fluctuations in 0.0083–1.7 Hz frequency range. The root mean square values of microseismic oscillations in the 0.1–1.7 Hz range are 30 times higher than in the range from 0.0082 to 0.1 Hz. Herewith, the microseismic oscillations in the 0.1–1.7 Hz range reproduce the time development of storm waves and have doubled frequencies. One can assumed on the base of the time delay between the growth of storms and the increase of microseismic amplitudes, that an effective generation of microseism occurs on at least 100 km distance from site of their registration.

Keywords: storm microseisms, swell, wind waves, seismic noise, Sakhalin Island.

Введение

Известно, что основной вклад в образование естественных микросейсмических колебаний Земли (микросейсм) вносят морские волны, передающие энергию в земную кору. Существует несколько теорий образования микросейсм, среди которых

наибольшее признание получили, пожалуй, теория Лонге-Хиггинса [Longuet-Higgins, 1950], объясняющая образование микросейсм стоячими волнами, и теория Хассельмана [Hasselmann, 1963], показывающая, что микросейсмы могут возбуждаться как стоячими, так и прогрессивными волнами.

Тем не менее исследование механизмов генерации микросейсм, влияния на их характеристики параметров среды продолжает оставаться актуальным как для сейсмологии, например при оценке влияния штормовых микросейсм на сейсмичность региона [Потапов и др., 1997], так и для океанологии, например при дистанционном мониторинге океанских волн [Bromirski et al., 1999].

В статье представлены результаты сравнительного анализа характеристик колебаний уровня моря и характеристик микросейсмических колебаний.

Измерения морского волнения осуществляли сотрудники Института морской геологии и геофизики ДВО РАН с 21 июля по 25 октября 2012 г. двумя автономными регистраторами волнения АРВ-K12 [Ковалев П.Д., Ковалев Д.П., 2010] (далее АРВ), установленными на дне Сахалинского залива: АРВ № 91 с 21 июля по 25 сентября на глубине 9 м; АРВ № 8 с 26 сентября по 25 октября на глубине 6 м. Места установки отмечены на карте (рис. 1). Запись измерений производилась с секундной дискретностью.

Для анализа микросейсмических колебаний использовались записи вертикального широкополосного канала (BLZ) сейсмической станции «Оха» (рис. 1) за тот же период времени. Широкополосная регистрация сейсмических колебаний производилась в диапазоне частот от 8.33 мГц (120 с) до

50 Гц с помощью сейсмометра STS-2, характеризующегося равномерной чувствительностью в этом диапазоне (https://kinemetrics.com/post_products/sts-2-5/).

За время наблюдений АРВ были зарегистрированы два умеренных шторма с максимальной высотой волны 1.5 м: первый – 31 августа, второй – с 7 по 10 октября. Эти события были использованы для выявления связи между сейсмическими колебаниями и колебаниями уровня моря на основе анализа и сопоставления их амплитудных и амплитудно-частотных характеристик.

Результаты и анализ измерений

Частотный анализ сейсмических записей показал, что микросейсмическое воздействие можно отнести к трем значимо не перекрывающимся частотным диапазонам: 1.7–50 Гц (0.02–0.6 с), 0.1–1.7 Гц (0.6–10 с) и 0.0083–0.1 Гц (10–120 с). На рис. 2 представлен пятидневный фрагмент реализации сейсмического сигнала и его спектрограмма плотности мощности (СПМ), где эти диапазоны обозначены как ΔT_1 , ΔT_2 и ΔT_3 соответственно.

Диапазон 1.7–50 Гц (0.02–0.6 с) содержит непрерывную по времени (условно назовем ее «фоновый шум») и импульсную составляющие. Для примера на рис. 3 приведен отфильтрованный фильтром верхних частот (ФВЧ) с частотой среза 1.7 Гц сейсмический сигнал, исходно представленный на рис. 2а.

«Фоновый шум» имеет сплошной спектр во всем диапазоне частот с выраженными максимумами на частотах 3 и 10 Гц. Амплитуда «фоновых шумов» периодически изменяется во времени, достигая минимальных значений (среднеквадратические значения (СКЗ) скорости сейсмических колебаний порядка $2.5 \cdot 10^{-7}$ м/с) в период времени приблизительно с 23 ч до 5 ч утра. Назовем этот период «затишьем». Затем величина



Рис. 1. Места установки АРВ 91 и АРВ 8 и расположение сейсмостанции «Оха».

СКЗ плавно возрастает и достигает максимальных значений (порядка $2 \cdot 10^{-6}$ м/с) в период с 11 до 17 ч. Далее, после 17 ч, плавно спадает. Импульсная составляющая состоит, соответственно, из импульсных сигналов высокочастотной геоакустической эмиссии. Длительности импульсов лежат преимущественно в диапазоне от 1 до 4 с. Для импульсной микросейсмической составляющей, так же как и для «фоновых шумов», характерен период «затишья» с 23 до 5 ч.

В этот период уменьшаются частота появления импульсов и их пиковые амплитуды. Так, с 23 до 5 ч усредненная скорость следования импульсов составляет около 10 имп/ч и пиковые амплитуды, как правило, не превышают значения $1.5 \cdot 10^{-5}$ м/с, а в интервале с 5 до 23 ч усредненная скорость следования импульсов примерно 150 имп/ч и пиковые амплитуды порядка 10^{-4} м/с. Между сигналами сейсмических колебаний в этом диапазоне частот и сигналами, записанными АРВ, зависимости не наблюдается, однако мы посчитали целесообразным подробно проанализировать характеристики сейсмических сигналов, поскольку эта информация может быть полезной при оценке уровня окружающих шумов и сравнении микросейсмической активности различных районов о. Сахалин. Например, представленные в работе [Борисов А.С., Бори-

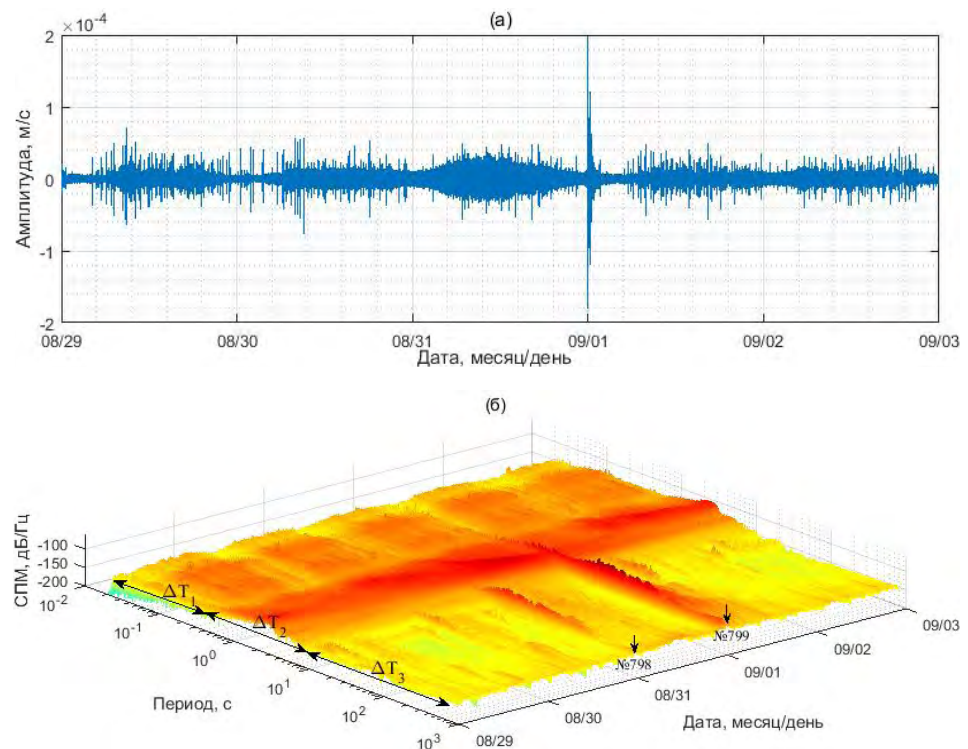


Рис. 2. Фрагмент реализации сейсмического сигнала (а) и его спектрограмма (б). Рассматриваемые диапазоны периодов: 1.7–50 Гц (ΔT_1); 0.1–1.7 Гц (ΔT_2); 0.0083–0.1 Гц (ΔT_3). Стрелки показывают моменты откликов на землетрясения № 798 и № 799 (по [Сейсмологический бюллетень..., 2012]).

сов С.А., 2017] оценки скорости следования импульсов геоакустической эмиссии в районе, удаленном от побережий и антропогенных источников шума, превышают оценки для рассматриваемого региона более чем в 60 раз.

Следующий из рассматриваемых частотный диапазон сейсмических сигналов (от 0.1 до 1.7 Гц) отражает динамику морского волнения в диапазоне частот ветровых волн и волн зыби. На рис. 4 показаны рассчитанные в часовых интервалах и нормированные к максимуму СКЗ сигналов скорости сейсмических колебаний в диапазоне периодов 0.6–10 с и сигналов колебаний уровня моря

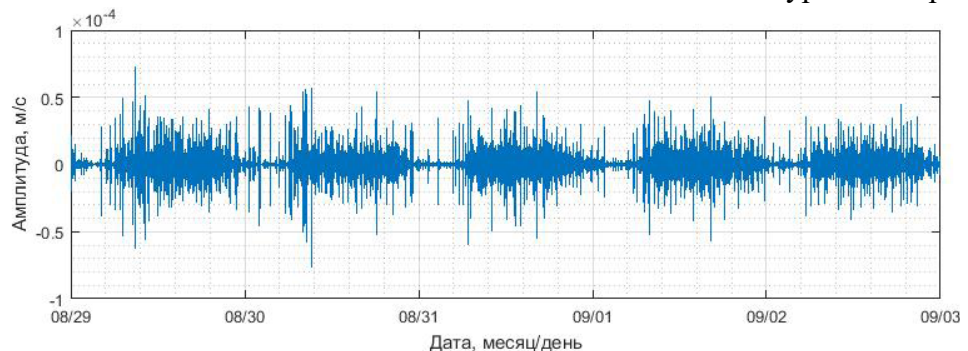


Рис. 3. Фрагмент реализации сейсмического сигнала, отфильтрованного ФВЧ с частотой среза 1.7 Гц.

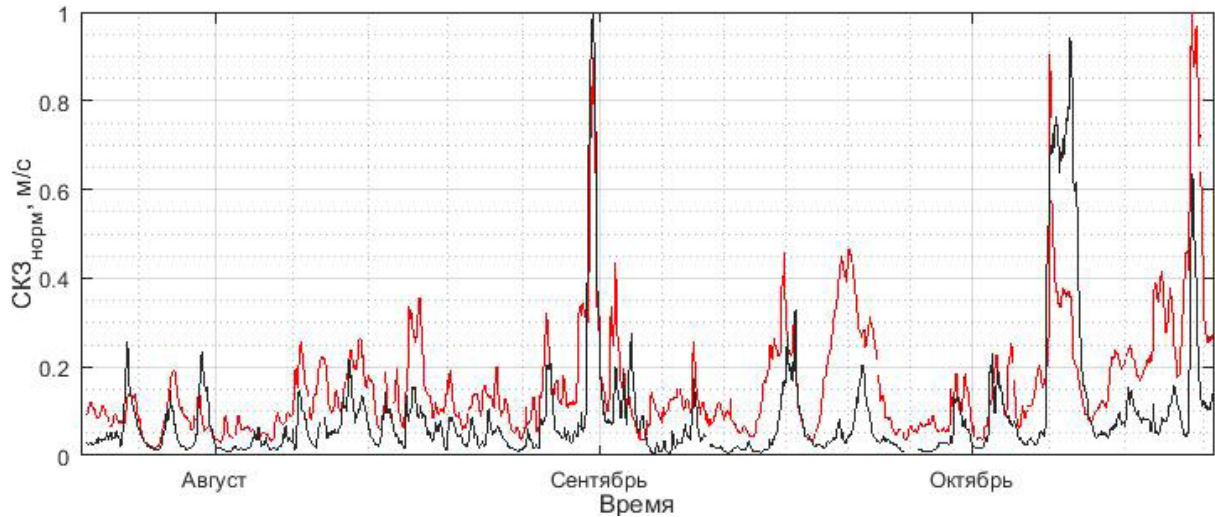


Рис. 4. Нормированные к максимумам СКЗ скорости сейсмических колебаний (канал BLZ) (красная кривая) и СКЗ колебаний уровня моря (черная кривая).

в диапазоне 2–12 с. Видно, что рост СКЗ колебаний уровня моря 31 августа и с 7 по 10 октября, вызванный умеренными штормами, сопровождается ростом СКЗ сейсмических колебаний. Синхронность изменения СКЗ сейсмических колебаний и колебаний уровня морской поверхности наблюдается и при слабом шторме 18 октября, а также при меньших уровнях волнения моря. В то же время СКЗ микросейсмических колебаний растут не пропорционально СКЗ морского волнения. Так, например, максимальное СКЗ

колебаний уровня моря наблюдается 31 августа, когда СКЗ скорости микросейсмических колебаний достигает 0.9 от максимальной величины. А максимальное СКЗ скорости микросейсмических колебаний фиксируется 18 октября, при величине СКЗ уровня моря приблизительно 0.62 от максимального. Кроме того, существует еще и некоторое несоответствие между моментами начала роста СКЗ морского волнения и роста СКЗ сейсмических колебаний.

Рассмотрим более подробно параметры морского волнения на примере колебаний уровня моря и сейсмических колебаний, зарегистрированных во время штормов 31 августа и с 7 по 10 октября.

На рис. 5 приведены записи колебаний уровня моря, после вычета приливных компонент, и сейсмических колебаний в диапазоне 0.6–10 с (можно было бы ограничиться фильтрацией нижних частот, поскольку частотные компоненты в диапазоне 0.6–10 с имеют наибольшую мощность, однако полосовая фильтрация была применена

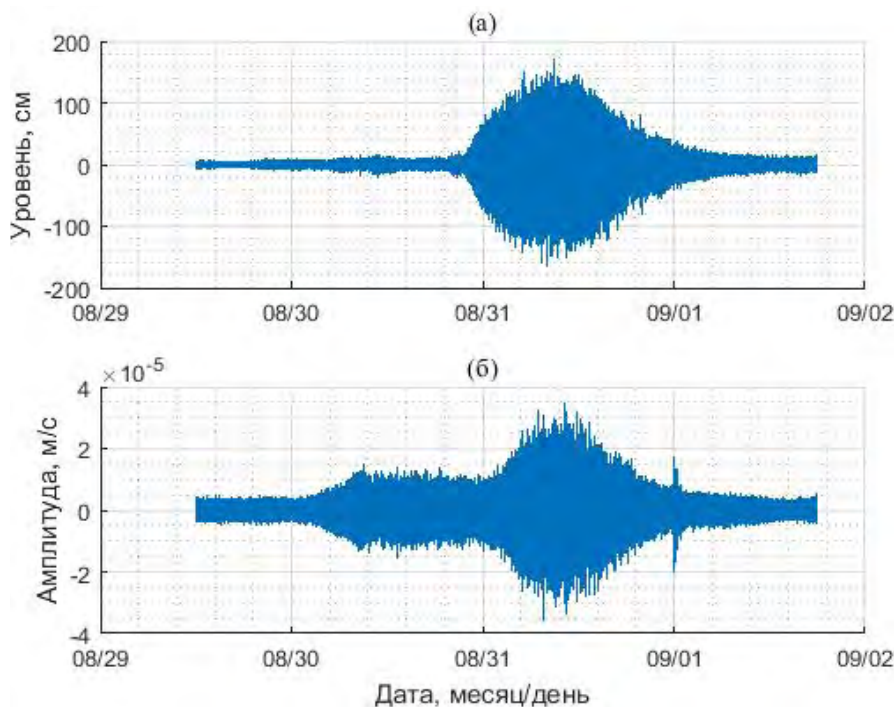


Рис. 5. Записи колебаний уровня моря после фильтрации приливных компонент (а) и скорости сейсмических колебаний в диапазоне ΔT_2 (0.6–10 с) (б).

для того, чтобы уменьшить помехи от сигналов землетрясений). Сравнение волновых форм показывает, что во время шторма амплитуда сейсмических колебаний увеличивается, причем поднятие уровня сейсмического сигнала происходит с задержкой Δt_1 , равной приблизительно 5 ч 30 м. При этом совпадает время максимальных «фаз» сейсмических колебаний (амплитуды порядка $2.5 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-5}$ м/с) и колебаний уровня моря (высоты волн 120–150 см). Обратившись к спектрограммам плотности мощности колебаний (рис. 6), отметим также подобие поведения максимумов

в спектрах сигналов. Так, начало шторма соотносится с максимумом в спектре морского волнения на периоде $T_{\max} = 4$ с, затем максимум смещается в область более длинных периодов, и в наивысшей «фазе» шторма (приблизительно через 12 ч) максимум в спектре морского волнения наблюдается на периодах волн зыби, в окрестности $T_{\max} = 9$ с. Далее происходит незначительное уменьшение периода максимальных колебаний (в среднем) и увеличивается дисперсия его оценки. Максимум в спектре микросейсмических колебаний изменяется подобным же образом, но с временной задержкой Δt_1 и на периодах в 2 раза меньших.

Для удобства сравнения на рис. 7 вынесены временные зависимости периодов, на которых наблюдаются максимальные амплитуды колебаний: $T_{\max}(t)$ и $T_{\max_seis}(t)$ – соответственно для частотных спектров морского волнения и сейсмических колебаний. Оценка спектральных максимумов производилась во временных интервалах, равных 200 с.

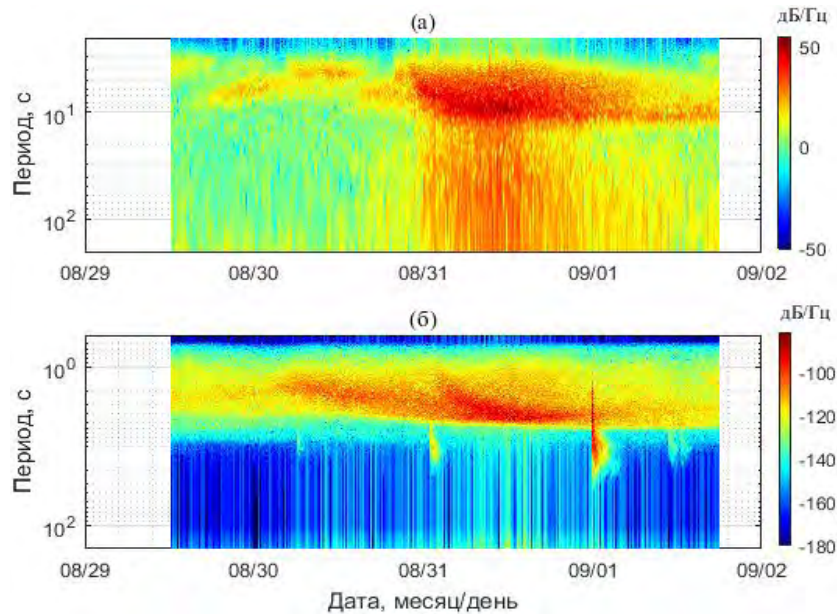


Рис. 6. Спектрограммы плотности мощности: (а) – колебаний уровня моря после фильтрации приливных компонент и (б) – скорости сейсмических колебаний в диапазоне ΔT_2 (0.6–10 с).

Итак, увеличение амплитуды микросейсмических колебаний происходит при начальном спектральном максимуме на периоде $T_{\max_seis} = 2$ с, затем максимум смещается в область более длинных периодов, проявляясь на периоде 4 с в апогее колебаний (через 6 ч 30 м), и далее продолжает занимать позиции на более длинных периодах, вплоть до $T_{\max_seis} = 4.5$ с, еще в течение приблизительно

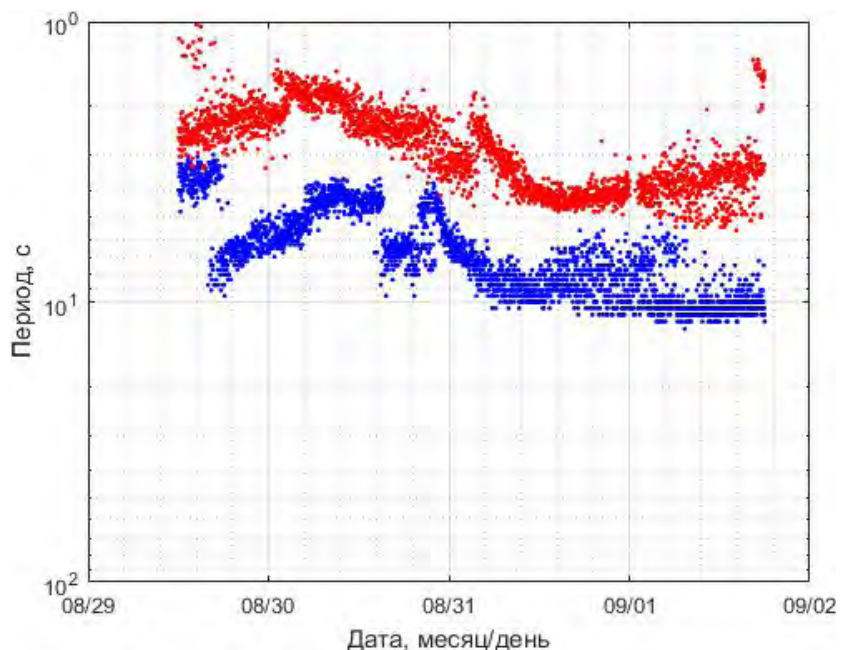


Рис. 7. Изменение периодов спектральных максимумов в колебаниях уровня моря (синий цвет) и сейсмических колебаниях (красный) с 29 августа по 1 сентября.

6 ч. Затем, так же как и для колебаний уровня моря, происходит незначительное уменьшение периода максимальных колебаний. Изменение усредненных значений максимумов в спектрах уровня моря и сейсмических колебаний можно приближенно аппроксимировать выражениями:

$$T_{\max}(t) = -2 \cdot 10^{-9} t^2 + 2 \cdot 10^{-4} t + 4, \quad \text{при } 0 \leq t \leq 43\,200 \text{ с}; \quad (1)$$

$$T_{\max_{\text{seis}}}(t) = -10^{-9} t^2 + 10^{-4} t + 2, \quad \text{при } 0 \leq t \leq 43\,200 \text{ с}. \quad (2)$$

Выражения (1) и (2) показывают, что изменения $T_{\max}$ и $T_{\max_{\text{seis}}}$ во времени происходят по одному закону, отличаясь только амплитудным масштабом.

Шторм, наблюдавшийся с 7 по 10 октября (рис. 8а), отличается от рассмотренного выше отсутствием явно выраженной максимальной «фазы» и асимметричностью во времени: резкое вступление (нарастание амплитуды) и плавный спад (затухание волнения). Амплитуда микросейсмических колебаний (рис. 8б) начинает возрастать с запаздыванием $\Delta t_2 \approx 6$ ч 30 м относительно амплитуды колебаний уровня моря. Анализ спектрограмм (рис. 9), соответствующих волновым формам на рис. 8, а также сравнение изменения во времени периода, на

котором проявляется максимум в частотных спектрах мощности (рис. 10), показали следующее.

В течение 24 ч после начала шторма происходит смещение спектрального максимума в колебаниях уровня моря в сторону более длинных периодов: в начале шторма преобладают компоненты ветрового волнения в окрестности периода 4.6 с, а через примерно 24 ч максимальные амплитуды проявляются в окрестности периода 8.7 с. Качественно такое же поведение, но с задержкой по времени Δt_2 показывает и максимум в спектре микросейсмических колебаний: в течение 24 ч он перемещается с периодов в окрестности 2.4 с до периодов в окрестности 4.5 с. Изменение усредненных значений максимумов в спектрах уровня моря и сейсмических колебаний в этом случае можно приближенно аппроксимировать выражениями:

$$T_{\max}(t) = -8 \cdot 10^{-10} t^2 + 11 \cdot 10^{-5} t + 4.6, \quad \text{при } 0 \leq t \leq 86\,400 \text{ с}; \quad (3)$$

$$T_{\max_{\text{seis}}}(t) = -4 \cdot 10^{-10} t^2 + 6 \cdot 10^{-5} t + 2.4, \quad \text{при } 0 \leq t \leq 86\,400 \text{ с}. \quad (4)$$

Максимальная амплитуда микросейсмических колебаний достигает значения $3.2 \cdot 10^{-5}$ м/с (см. рис. 8б) через 10 ч 30 м после начала шторма, при

этом максимум в спектре сейсмического сигнала проявляется на периоде 3 с (отметим здесь для сравнения, что в предыдущем примере максимальный уровень микросейсмических колебаний составлял $3 \cdot 10^{-5}$ м/с при спектральном максимуме на периоде 4 с). Затем амплитуда микросейсмических колебаний в течение 12 ч спадает до значения $\approx 1.2 \cdot 10^{-5}$ м/с и остается на этом уровне еще 36 ч, после чего равномерно уменьшается до значений порядка $2 \cdot 10^{-6}$ м/с в течение 38 ч. Заметим,

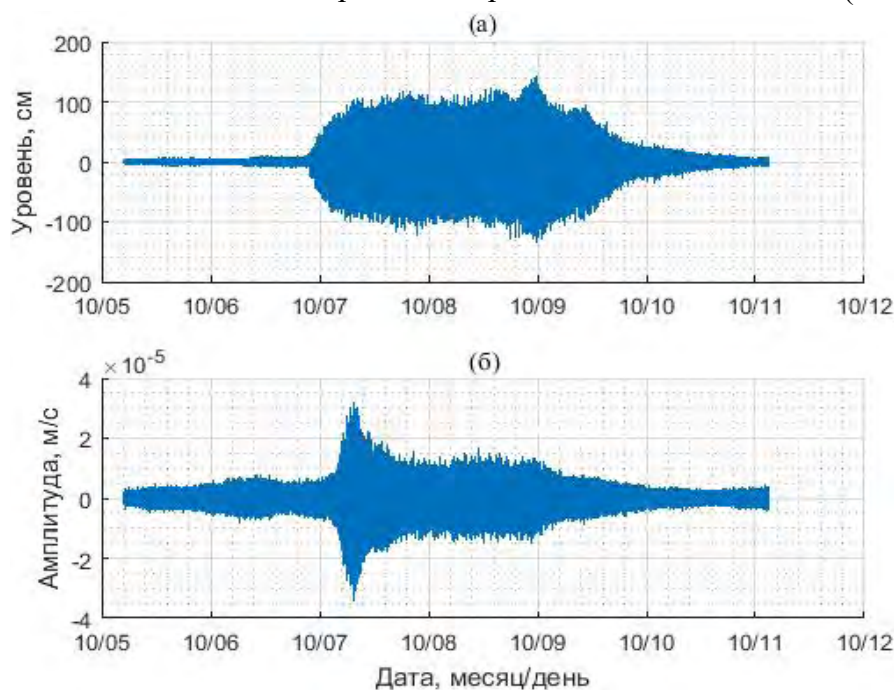


Рис. 8. Записи колебаний уровня моря после фильтрации приливных компонент (а) и скорости сейсмических колебаний в диапазоне ΔT_2 (0.6–10 с) (б).

что спад амплитуды колебаний уровня моря начинается приблизительно одновременно со спадом амплитуды микросейсмических колебаний и продолжается также в течение 38 ч, однако уменьшение амплитуды во времени не равномерно, как у микросейсмических колебаний, а носит более сложный характер.

Переходя к рассмотрению следующего выделенного нами частотного диапазона сейсмических колебаний, (0.0083–0.1 Гц), отметим, что этот диапазон охватывает частотный диапазон инфрагравитационных морских волн, которые проявляются как результат взаимодействия штормовых колебаний [Ковалев П.Д., Ковалев Д.П., 2013]. Например, СКЗ морского волнения в диапазоне периодов 15–200 с во время шторма 7–10 октября (рис. 8а и 9а) достигают значений 17 см, а до шторма, в течение 6 октября, не превышают 0.5 см. Для микросейсмических колебаний в диапазоне 0.0083–0.1 Гц (10–120 с) также характерно увеличение амплитуды в периоды штормовых волнений, однако точная количественная ее оценка и привязка ко времени затруднены наличием помех в виде более мощных импульсных составляющих – сигналов от землетрясений и микроземлетрясений, а также тем, что амплитудные спектры морского волнения и микросейсмических колебаний в этом диапазоне частот являются сплошными, т.е. отсутствуют контрастные частотные компоненты, с помощью которых возможно делать прямое сопоставление. Тем не менее произведенные в часо-

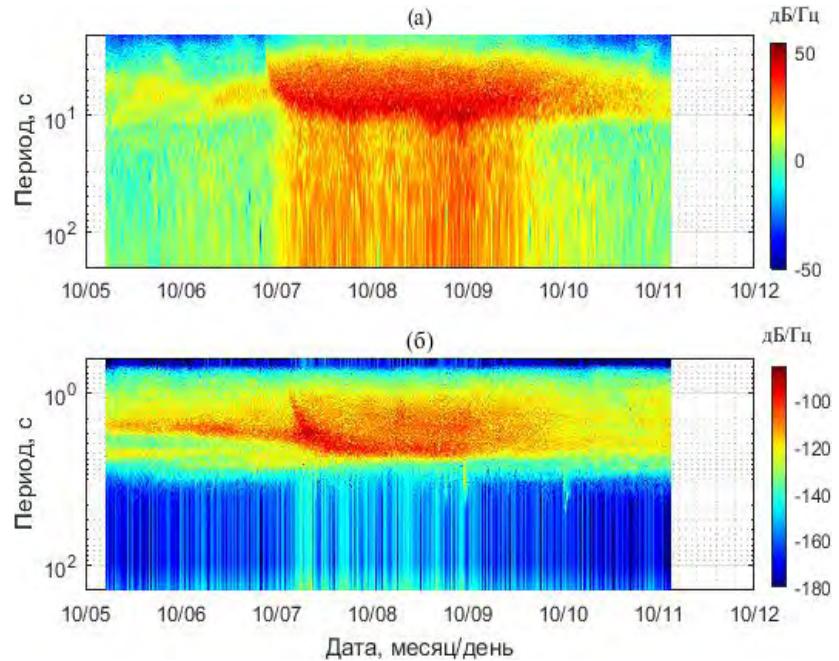


Рис. 9. Спектрограммы плотности мощности: (а) – колебаний уровня моря после фильтрации приливных компонент и (б) – скорости сейсмических колебаний в диапазоне ΔT_2 (0.6–10 с).

вых интервалах оценки СКЗ сейсмического сигнала, представленного на рис. 8б, показали, что СКЗ микросейсмических колебаний в рассматриваемом диапазоне периодов изменяются в пределах от приблизительно $5 \cdot 10^{-8}$ м/с (6 октября, за день до шторма) до $\approx 9.5 \cdot 10^{-7}$ м/с (7 октября, в максимальной «фазе» микросейсмических колебаний).

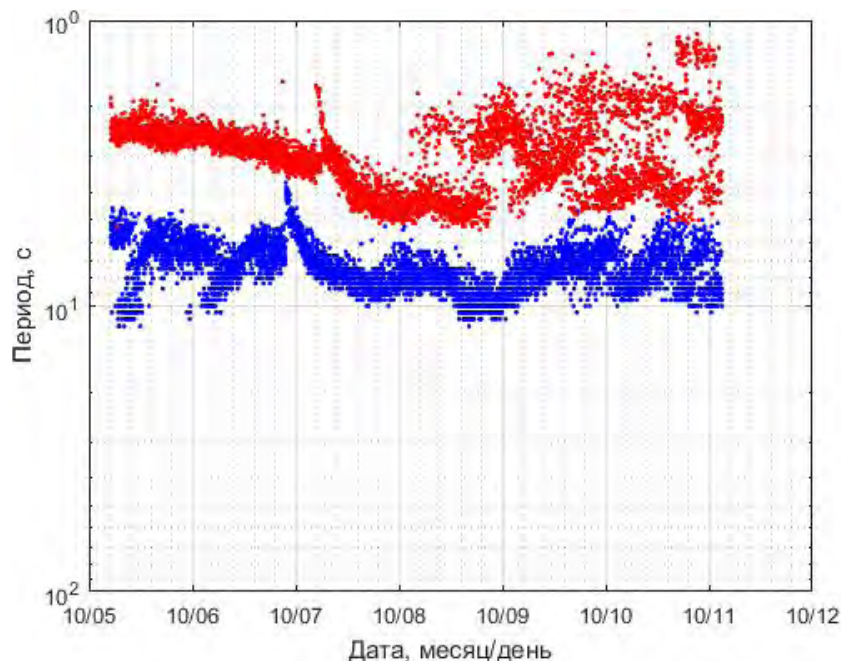


Рис. 10. Изменение периодов спектральных максимумов в колебаниях уровня моря (синий цвет) и сейсмических колебаниях (красный) с 5 по 11 октября.

Обсуждение результатов и выводы

Анализ параметров микросейсмических колебаний проводился для вертикальной компоненты скорости колебаний в двух частотных диапазонах: 0.1–1.7 Гц ($0.6 \leq \Delta T_2 \leq 10$ с) и 0.0083–0.1 Гц ($10 \leq \Delta T_3 \leq 120$ с). Результаты говорят о наличии в обоих диапазонах микросейсмического отклика на колебания уровня моря. Так, в тихую погоду СКЗ микросейсмических колебаний приближенно составляют $2 \cdot 10^{-6}$ м/с (для диапазона ΔT_2) и $5 \cdot 10^{-8}$ м/с (для диапазона ΔT_3), а в период рассмотренных штормов достигают $3 \cdot 10^{-5}$ м/с и $9.5 \cdot 10^{-7}$ м/с, соответственно для диапазонов ΔT_2 и ΔT_3 . Полученные пары выражений (1), (2) и (3), (4) указывают на одинаковый характер изменения во времени периода максимальных спектральных компонент сейсмического сигнала и сигнала колебаний уровня моря. При этом период $T_{\max_seis}(t)$ в два раза меньше $T_{\max}(t)$, что указывает на образование микросейсм удвоенной частоты. Оцененные задержки между временами начала штормов и начала увеличения амплитуд сейсмических колебаний $\Delta t_1 \approx 5$ ч 30 м и $\Delta t_2 \approx 6$ ч 30 м, а также тот факт, что максимальная «фаза» сейсмических колебаний не обязательно соответствует максимальной «фазе» шторма, свидетельствуют о том, что источник микросейсм находится не в районе места установки АРВ. Предполагая, что циклон, вызывающий шторм, движется в направлении с запада на восток, он при скорости 30–50 км/ч через время Δt_1 переместится на расстояние 165–275 км и источник микро-

сейсм будет находиться в Охотском море. То есть эффективная генерации микросейсм происходит не в прибрежной зоне, а в море, на удалении не менее 100 км.

Список литературы

1. Борисов А.С., Борисов С.А. Оценка параметров гидроакустических сигналов высокочастотной геоакустической эмиссии в районе Центрально-Сахалинского разлома // *Геосистемы переходных зон*. 2017. № 3. С. 64–70. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2017.1.3.64-70>.
2. Ковалев П.Д., Ковалев Д.П. *Техника исследования опасных морских явлений в прибрежной зоне океана*. Владивосток: Дальнаука, 2010. 152 с.
3. Ковалев П.Д., Ковалев Д.П. Исследование особенностей генерации инфрагравитационных волн в прибрежной зоне моря // *Вестник ДВО РАН*. 2013. № 3. С. 60–64.
4. Потапов В.А., Табулевич В.Н., Черных Е.Н. Влияние штормовых микросейсмических колебаний на сейсмичность в районе Курильских островов Тихого океана и на озере Байкал // *Геология и геофизика*. 1997. Т. 38, № 8. С. 1411–1419.
5. *Сейсмологический бюллетень сейсмической станции «Оха»*. 2012. № 24.
6. Bromirski P.D., Flick R.E., Graham N. Ocean wave height determined from inland seismometer data: Implications for investigating wave climate changes in the NE Pacific // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104. P. 20753–20766. <https://doi.org/10.1029/1999JC900156>.
7. Hasselmann K. A statistical analysis of the generation of microseisms // *Rev. Geophys.* 1963. Vol. 1 (2). P. 177–210. <https://doi.org/10.1029/RG001i002p00177>.
8. Longuet-Higgins M.S. A theory of the origin of microseisms // *Philos. Trans. Royal Soc. London. Series A: Math. Phys. Sciences*. 1950. Vol. 243, N 857. P. 1–35. <https://doi.org/10.1098/rsta.1950.0012>

Сведения об авторах

БОРИСОВ Александр Сергеевич, кандидат технических наук, старший научный сотрудник, КОВАЛЕВ Дмитрий Петрович, доктор физико-математических наук, руководитель лаборатории – лаборатория волновой динамики и прибрежных течений, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН; КОСТЫЛЕВ Дмитрий Викторович, начальник отдела сейсмических стационаров, аспирант – Сахалинский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Южно-Сахалинск, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск; ЛЕВИН Юрий Николаевич, директор – Сахалинский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Южно-Сахалинск.

Донные наносы, переносимые течением в районе размыва берега залива Мордвинова (о. Сахалин)

© 2019 А. О. Горбунов, Д. П. Ковалев*, П. Д. Ковалев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН

**E-mail: d.kovalev@imgg.ru*

Рассмотрены литодинамические процессы в зоне размыва берега зал. Мордвинова и автомагистрали Охотское–Мальки, расположенной на нем, на основе данных натурных экспериментов по изучению волнения и течений. Получены оценки по переносу донных отложений приливными течениями и орбитальными движениями воды в ветровых волнах и зыби. Показано, что при максимальных скоростях приливных течений полусуточных приливов будет происходить размыв дна и транспортировка частиц диаметром до 0.5 мм, при суточных приливах размер переносимых частиц может быть увеличен до 2 мм. Установлено, что при спокойном с небольшим волнением состоянии моря (подобном его состоянию, по нашим данным, летом 2018 г.) волны с периодом около 6 с перемещают частицы диаметром до 0.6 мм, а при сильном шторме – гальку диаметром до 70 мм. Волны с периодами 16 с при слабом волнении перемещают частицы диаметром до 0.1 мм, при слабом шторме – до 25 мм. Полученные результаты нужны для количественной оценки динамического равновесия прибрежной зоны.

Ключевые слова: перенос наносов, разрушения берегов, прилив, волнение.

The sediment transported by the flow in the eroding area of the Mordvinov Gulf coast (Sakhalin Island)

Alexey O. Gorbunov, Dmitry P. Kovalev, Peter D. Kovalev*

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

**E-mail: d.kovalev@imgg.ru*

The lithodynamic processes in the area of washout of coast of the Gulf Mordvinova and highway Okhotskoe–Mal'ki have been considered here with using the data of field experiments for studying waves and currents. Estimates of sediment transport by tidal currents and orbital velocity of water in the wind waves and swell have been obtained. It is shown that at the maximum speeds of semidiurnal tides the bottom to be eroded, and the particles with a diameter of 0.5 mm to be transported. The size of the transported particles can be increased to 2 mm at daily tides. It is shown that the waves with a period of about 6 s (similar to the quite state of the sea in the summer of 2018) will move particles with a diameter of up to 0.6 mm. But they can move gravel with a diameter of up to 70 mm in a strong storm. The waves with periods of 16 s move particles with a diameter of up to 0.1 mm during weak swelling, and particles up to 25 mm diameter during week storm. The obtained results are necessary to quantification of the dynamic equilibrium of the coastal zone.

Keywords: sediment transport, tide, wind waves, swell.

Введение

Морские берега вследствие волнения подвержены переформированию, а нередко и разрушению, что может представлять опасность для прибрежных построек и коммуникаций. Известно, что даже слабые вол-

ны, разбивающиеся на песчаном пляже, способны перемещать песчинки вверх и вниз по пляжу. Более сильное волнение приводит в движение более крупные частицы и обломки – гальку и валуны. Обломочный материал, приводимый в движение волнением

или течениями, принято называть прибрежно-морскими наносами [Морская геоморфология... , 1980]. Очевидно, что одним из важнейших параметров, контролирующим транспорт и осаждение частиц и зерен, является их размер.

Существуют четыре вида транспорта в воде: скользящий, катящийся (которые часто объединяют в один вид – влекомый), сальтирующий и взвешенный. При этом частицы одного и того же размера могут транспортироваться по-разному, в зависимости от скорости водного потока. Скольжение и качение превалирует в более медленных потоках, сальтация и взвешенные наносы – в более быстрых. Существует также специальная классификация осадков в зависимости от размера частиц [Селиверстов, 2016].

Процессы переноса осадков, эрозия и связанные с этим разрушения берегов напрямую зависят от скорости движения воды, которое может проявляться как в виде приливных или дрейфовых течений, так и за счет орбитальных движений в волне. В свою очередь гидродинамические особенности взморья зависят от нескольких факторов: силы ветра и его режима, уклона дна, изрезанности береговой линии, открытости морской акватории [Леонов, 2001, 2014]. Поэтому представляет интерес изучить для конкретных районов береговой зоны, частицы какого размера могут в них перемещаться движением воды.

Следует отметить, что термин «эрозия» применяется здесь только к процессу приведения частиц в движение на морском дне. Другие аспекты эрозии, а именно абразивное воздействие частиц наносов друг на друга и на поверхность, по которой они транспортируются, в настоящей работе не рассматриваются (хотя такое истирание, конечно, имеет место).

В работе приведены результаты изучения приливных и создаваемых волнами течений в прибрежной зоне вблизи автомагистрали Охотское–Мальки, которые приводят к эрозии, транспорту и отложению наносов. Известно, что наносы перемещаются больше на мелководье, чем в глубоководных районах, потому что поверхностные волны могут влиять на морское дно, а приливные течения обычно сильнее в шельфовых морях, чем в открытом океане, из-за увеличения высоты прилива.

Данные исследования актуальны, поскольку практика гидротехнического строительства давно ставила перед исследователями задачу оценки перемещений наносов на побережьях морей. Существуют различные предложения по приближенной оценке, но не количества, а только направления преобладающего переноса твердого материала, как, например, [Зенкович, 1962; Waves... , 1999].

Ранее в данном районе проводились исследования по выявлению интегральных связей эндогенного и экзогенного факторов, определению индикаторов направленности процессов при транспортировке придонного слоя наносов, характеризующих состояние структурного блока и обстановки осадконакопления, для включения их в модели геоэкологического состояния экосистем [Ильин, 2014; Ильин и др., 2016]. Исследования включали сбор осадочного материала, перемещаемого в придонном слое, материала, слагающего морское дно и пляж, и гранулометрический анализ. В этих работах сделан вывод о том, что направленность и развитие современных процессов на каждом конкретном участке шельфа зависят от его структурной приуроченности и соответствующего состояния эндогенных факторов, а объемы поступающего материала и его перемещение определяются экзогенными факторами. Целью настоящей работы является анализ переноса частиц, основанный на данных натурных наблюдений за скоростями течений в этом районе, способствующими переносу осадков.

Результаты и обсуждение

В настоящей статье использованы в основном данные по колебаниям уровня и скорости течения, полученные в 2015 и 2018 гг. вблизи с. Охотское (юго-восточная часть о. Сахалин) в районе размыва автодороги, и частично – данные наблюдений 2012–2013 гг. Все они получены с помощью измерителей скорости SONTEK и автономных регистраторов волнения APB-14. Дискретность измерений составляла для скорости течения 10 с, для уровня моря 1 с. Карта района постановки приборов приведена на рис. 1, а полученные временные ряды наблюдений в 2018 г. – на рис. 2.

Глубина постановки приборов составляла, в 2018 и 2015 г. соответственно, 840 и 875 см, волны достигали высоты 33 и 55 см (в слабый шторм), в тихую погоду 5.4 и 5 см. Энергия полусуточных приливных течений 6 и 7 $(\text{см/с})^2$ ч, скорость 8.12 и 8.77 см/с, энергия суточных течений 20 и 18 $(\text{см/с})^2$ ч, скорость 14.8 и 11.49 см/с.

Следует отметить, что в эти периоды наблюдений сохранялась почти спокойная погода с небольшим волнением. Поэтому для оценки максимального размера частиц, переносимых ветровыми волнами в изучаемом районе, использовались данные 2012–2013 гг., когда измеритель волнения был установлен на глубине около 800 см. Зарегистрированная максимальная амплитуда волнения, по данным этого прибора и наших многолетних наблюдений, составляла 280 см. К сожалению, измерение течений в этот период не проводилось.

Перенос наносов приливным течением

Основные течения в прибрежной мелководной зоне, как правило, связаны с приливами. При этом поток, протекающий вблизи твердой поверхности дна, замедляется трением по границе и испытывает сдвиг. Эта область называется пограничным слоем, который развивается везде, где жидкость движется по твердой поверхности.

В верхней части каждого слоя воды действует напряжение сдвига (сила трения) из-за слоя выше (который движется быстрее и стремится перетянуть его вдоль), а также напряже-

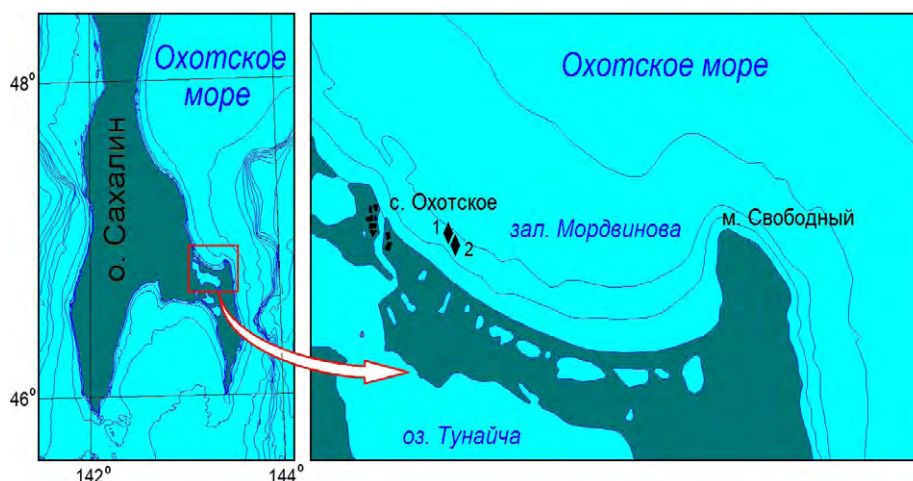


Рис. 1. Карта района постановки приборов: 1 – 2015 г., 2 – 2018 г.

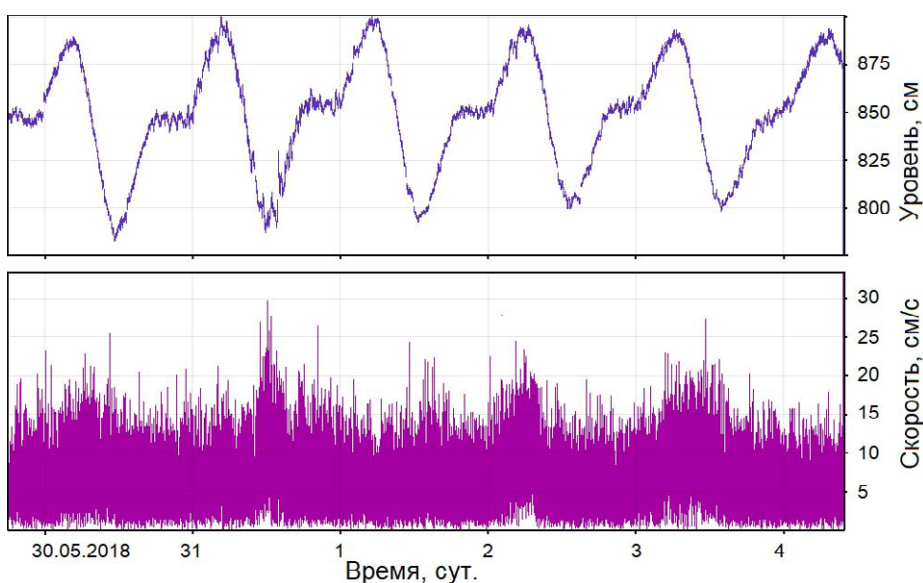


Рис. 2. Временные ряды колебаний уровня моря и скорости течения, 2018 г.

ние сдвига из-за слоя ниже (который движется медленнее и стремится перетянуть его обратно). Чтобы определить, может ли донный осадок перемещаться потоком, необходимо знать значение напряжения сдвига на самом дне.

Известно, что напряжение сдвига, оказываемое любой движущейся жидкостью, пропорционально квадрату скорости потока. Кроме сопротивления трению, частицы испытывают подъемную силу движущегося потока – аналогично подъемной силе, действующей на крыло самолета, но в теоретической обработке это часто либо игнорируется, либо рассматривается как часть сопротивления (напряжения сдвига).

Перенос влекомых и сальтирующих наносов на дне происходит в относительно маломощном поверхностном слое, который

принято называть активным. Взвешенные наносы переносятся в толще воды; аналогию с активным слоем донных наносов допустимо проводить в том случае, если взвешивание происходит и поддерживается турбулентностью придонного слоя воды [Морская геоморфология... , 1980]. В океанах эрозия, осаждение и большая часть переноса наносов происходят в придонном пограничном слое, прилегающем к морскому дну, и на мелководье он может занимать всю толщу воды. Кроме того, быстротекущее приливное течение турбулентно, что подтверждается, в том числе, и нашими предыдущими исследованиями [Ефимов, Ковалев, 1980; Ковалев, Рабинович, 1980].

Интенсивность движения наносов зависит от степени турбулентности (фрикционное взаимодействие с пластом больше при турбулентном течении) и сдвига потока (т.е. скорости изменения скорости течения с глубиной, что определяет напряжение сдвига). Это зависит также от характера (состава) и шероховатости дна.

Помимо размера частиц и скорости течения, перенос и осаждение наносов регулируются такими факторами, как плотность частиц и воды (на практике контраст плотности частиц и воды), вязкость воды и ламинарность/турбулентность потока. Эти факторы контролируют и скорость оседания частиц, что также важно при рассмотрении осаждения наносов.

В работе [Waves... , 1999] приведены полученные на основе данных экспериментов графики, которые позволяют оценить размеры частиц, переносимых приливными течениями и воздействием волн. Поскольку они получены экспериментально, то учитывают влияние придонной турбулентности, угла подхода волн к берегу и других факторов, что придает достоверность оценке переноса наносов.

Исходя из вышеизложенного, будем рассматривать эрозию, перенос и осаждение наносов в турбулентном пограничном слое. Для этого вначале определим скорость сдвига приливного потока и напряжение сдвига в придонном слое под потоком, исходя из полученных в экспериментах данных. Используя наблюдаемые данные по течениям, рассчитаем скорости сдвига для полусуточных и суточных приливов 2015 г., имеющих скоро-

сти течения 8.77 и 11.49 см/с, и для 2018 г., составляющих соответственно 8.12 и 14.8 см/с.

Скорость сдвига связана с обратным градиентом простым эмпирически определенным уравнением [Waves... , 1999]:

$$u_* = \frac{1}{5.75} \times \frac{d\bar{u}}{d \log z}, \quad (1)$$

где z – высота над дном, $\bar{u}$ – средняя скорость.

Для полученных нами в натурных экспериментах значений с использованием уравнения (1) получаем скорости сдвига для полусуточных и суточных приливов 2015 г. $u_* = 0.016$ м/с, $u_* = 0.021$ м/с и $u_* = 0.015$ м/с, $u_* = 0.028$ м/с для 2018 г., при этом рассчитанная u_* не зависит от выбранного интервала глубин, поскольку профиль скорости сдвига представляет собой прямую линию в логарифмическом масштабе. Размер шероховатостей z_0 песчаного дна принят равным 1 мм (характерен для песка в районе выполненных нами наблюдений), что, согласно приведенной в [Waves... , 1999] классификации, соответствует границе песка и гравия.

В общем случае скорости сдвига (рассчитанные) примерно на порядок меньше средних (измеренных) реальных течений. По известным скоростям сдвига рассчитаем значение напряжения сдвига в придонном слое (τ_0) под потоком по формуле

$$\tau_0 = \rho u_*^2, \quad (2)$$

где ρ – плотность морской воды фактически постоянна, для большинства практических целей ее принимают $1025 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$. Получаем для полусуточных и суточных приливных течений 2015 г. $\tau_0 = 16.6 \text{ Нм}^{-2}$ и $\tau_0 = 21.74 \text{ Нм}^{-2}$, для 2018 г. $\tau_0 = 15.66 \text{ Нм}^{-2}$ и $\tau_0 = 28.54 \text{ Нм}^{-2}$ соответственно.

Анализ эмпирического рис. 3 показывает, что для полученных нами из экспериментальных данных максимальных скоростей сдвига во время прилива транспортируются частицы до 0.5 мм (2 мм для суточного прилива). В то же время эрозии, понимаемой как отрыв от дна и перекачивание частиц по дну, при такой скорости не будет, так как эта скорость для частиц 0.5 мм выше – по разным данным от 30 до 50 см/с, а взвешивание в турбулентном потоке возможно при скорости около 6 см/с [Nevin, 1946]. Суточное при-

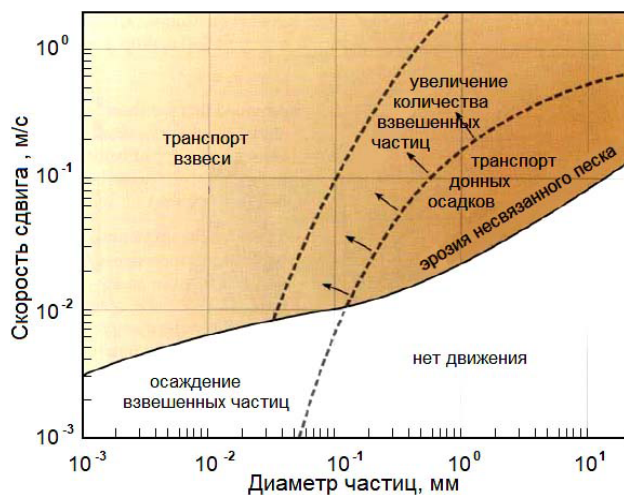


Рис. 3. Эмпирическая диаграмма, показывающая скорости сдвига, при которых частицы несвязного осадка с различными размерами зерна переходят во взвесь, транспортируются и осаждаются. Ломаные линии показывают градационные границы. Параметры для ила и песка, используемые для компиляции: плотность частиц (кварц) $2.65 \times 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$; плотность морской воды $1025 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ при 15°C ; молекулярная вязкость $10^{-3} \text{ Н} \cdot \text{с} / \text{м}^2$ и $g = 9,8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$. [Waves... , 1999]

ливное течение, обладая большей скоростью, будет переносить частицы большего размера, которые по классификации, приведенной [Waves... , 1999], относятся к грубому и очень грубому песку.

Максимальный размер частиц, полностью транспортируемых во взвешенном состоянии полусуточным течением с такой скоростью сдвига, составляет около 0.04 мм (40 мкм), суточным – 0.06 мм (60 мкм).

Необходимо также учитывать, что приливное течение не является устойчивым. В течение нескольких часов оно будет то ускоряться, то замедляться. Это означает, что вычисленные значения для u_* и τ_0 действительны только в течение короткого времени. В то же время при снижении скорости течения частицы начнут осаждаться из взвеси и будут перемещаться по дну, а при дальнейшем уменьшении скорости их транспорт вообще прекратится.

Расход наносов

По существующей терминологии расход наносов – это масса наносов, которая перемещается через единицу площади водной толщи за единицу времени. Чтобы рассчитать общий расход наносов, необходимо учитывать как поток влекаемых наносов, так и поток взвешен-

ных наносов. В целом количество взвешенного осадка будет увеличиваться с увеличением текущей скорости, так как постепенно более грубые зерна поднимаются в суспензию.

Несмотря на то что трудно сделать прогнозы о переносе наносов в морской среде, эксперимент и теория предполагают, что расход наносов (q_b) пропорционален кубу скорости сдвига, т.е.

$$q_b \propto u_*^3, \quad (3)$$

при условии, что напряжение сдвига в слое больше критического напряжения сдвига. Кроме того, поскольку скорость сдвига сама связана со средней скоростью течения, скорость на дне потока тоже пропорциональна кубу средней скорости течения, измеренной на фиксированной высоте над дном (обычно 1 м). Формула (3) имеет важное значение, поскольку она показывает, что даже очень незначительные изменения текущей скорости или шероховатости слоя могут оказывать существенное влияние на расход донных наносов.

С использованием полученных в эксперименте данных, а также рассчитанных на их основе параметров определены средние скорости на высоте 1 м над дном и куб скорости течения в зависимости от изменения скорости приливного течения. Поскольку приливные течения вблизи берега имеют вдольбереговой реверсивный характер (рис. 4в) и их отрицательные значения соответствуют направлению на юг, то и результирующий перенос наносов в рассматриваемом районе будет осуществляться в южном направлении.

Движение наносов волнами

Определение касательных напряжений, вызванных волновыми движениями, довольно сложно, поскольку приходится иметь дело с возвратно-поступательными перемещениями, а не с более или менее однонаправленным потоком. Предварительно стоит отметить, что основные механизмы тех и других видов перемещений сходны. Касательные напряжения, обусловленные волнами, пропорциональны квадрату орбитальной скорости движения волны. Нужно также иметь в виду, что волны и течения возникают не изолированно друг от друга, а взаимодействуют.

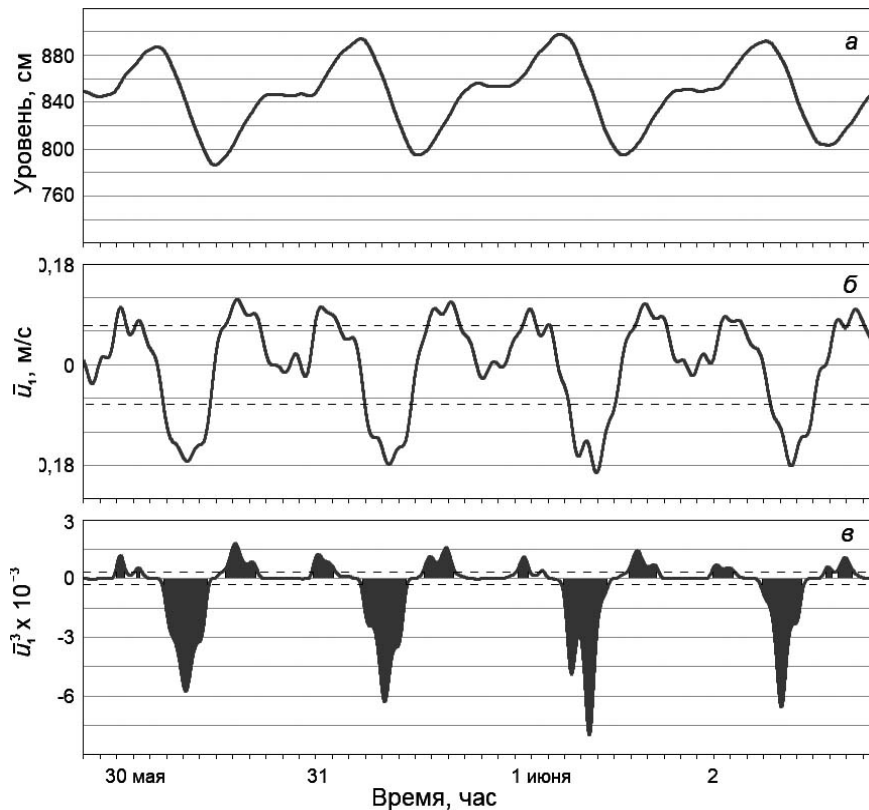


Рис. 4. Приливные колебания уровня моря (а), изменения средней скорости приливного течения на высоте 1 м над морским дном – $\bar{u}_1$ (б), изменения $\bar{u}_1^3$ (в) в течение полного приливного цикла вблизи с. Охотское (о. Сахалин) в зоне размыва автодороги. Пунктирная линия отмечает пороговую скорость, необходимую для перемещения песчинок наносов диаметром 0.1 мм. Поскольку q_b пропорционально $\bar{u}_1^3$, затененные области пропорциональны количеству транспортируемых наносов. Пунктирные линии соответствуют порогу для графика куба скорости, которая показана в (б).

Скорость движения наносов в прибрежной зоне, а именно на пляж и с пляжа, контролируется такими факторами, как высота, скорость и крутизна волн, глубина воды, наклон пляжа, скорость оседания частиц, величина и направление локальных течений и др. [Waves... , 1999]. Частицы воды на поверхности в волне, перемещающейся по глубокой воде, следуют практически круговым орбитам, которые становятся все более плоскими эллипсами на мелководье, пока в итоге не происходит поступательное движение воды по дну моря.

Скорость, с которой вода движется по волновым орбитам, вычисляют по отрезку времени, необходимому частице воды для завершения орбиты, т.е. для перемещения частицы от гребня к желобу и обратно к гребню следующей волны по мере прохождения волновой формы. Эта скорость является орбитальной скоростью, она имеет максимальную горизонтальную составляющую по направлению

к берегу непосредственно под гребнем волны и максимальную горизонтальную составляющую по направлению к морю прямо под желобом.

Для волн на глубине менее $L/2$, но более $L/20$ максимальная горизонтальная орбитальная скорость вблизи дна (u_m) связана с высотой волны H , глубиной воды d , длиной волны L и периодом волны T :

$$u_m = \frac{\pi H}{T \sinh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)}. \quad (4)$$

Из (4) следует, что существует множество комбинаций периода волны, глубины воды и высоты волны, которые могут создавать горизонтальную орбитальную скорость, необходимую для перемещения зерен заданного размера.

Если глубина воды меньше, чем $L/20$, что в рассматриваемом случае от-

носится к волнам с периодом около 16 с, то волны ведут себя как волны на мелководье, а длинные оси эллиптических орбит и, следовательно, орбитальная скорость остаются постоянными с глубиной. Тогда u_m определяется выражением [Waves... , 1999]

$$u_m = \frac{H}{2} \sqrt{\frac{g}{d}}, \quad (5)$$

где g – ускорение свободного падения.

По мере продвижения волн в более мелководную зону они становятся выше, т.е. по мере уменьшения d значение H увеличивается. Оба изменения приводят к увеличению максимальной орбитальной скорости волны. Таким образом, напряжение сдвига на морском дне возрастает, равно как и потенциал движения наносов.

Используем известное приближение, что $\sinh x \approx x$, где $x \leq 1$, тогда в рассматриваемом случае в выражении (4) $\sinh \approx 2\pi d/L$.

Рассчитанные по выражениям (4, 5) орбитальные скорости u_m для полученных нами данных по глубине, высоте волны, длине волны для максимального волнения во время наблюдений 2012, 2015, 2018 гг. и разделенные по спектрам периодов волн 6, 8, 11, 16 с приведены в табл. 1.

Анализ таблицы показывает, что при уменьшении высоты волны ее орбитальная скорость также уменьшается. Это следует из уравнений (4) и (5): u_m пропорциональна H . Проследить по нашим натурным данным изменение u_m при изменении глубины воды не представляется возможным. В то же время можно полагать, что с увеличением глубины моря u_m должна также уменьшаться, поскольку по формуле (5) $u_m \propto 1/\sqrt{d}$. Как следует из расчетов, максимальные придонные горизонтальные орбитальные скорости волновых движений больше, чем скорости придонных течений, необходимые для перемещения частиц наносов. Возможно, это связано с небольшой высотой приливов и, как следствие, малыми скоростями приливных течений.

На основе приведенного в работе [Waves... , 1999] графика (рис. 5) можно заключить, что при спокойном с небольшим волнением состоянии моря (соответствующем нашим данным 2018 г.) волны с периодом 6 с будут перемещать частицы диаметром до 0.6 мм, в слабый шторм (2015 г.) – частицы диаметром до 2 мм, при сильном шторме (2012 г.) волны высотой до 2.8 м способны перемещать гальку диаметром до 70 мм. Волны с периодами 15 с при слабом волнении будут перемещать частицы диаметром до 0.1 мм, при сильном шторме – до 25 мм.

В то же время, как показано в работе [Waves... , 1999] на основе экспериментальных данных, с увеличением глубины моря размеры переносимых частиц волнами одного периода уменьшаются. Тем не менее большие штормовые волны способны двигать отложения на значительных глубинах на континентальном шельфе.

Следует отметить, что высоты волн измерены на расстоянии от берега на глубине около 8 м. В зоне обрушения пересчитанные высоты волн в соответствии с [Глуховский, 1966; Дуванин, 1956] возрастут примерно

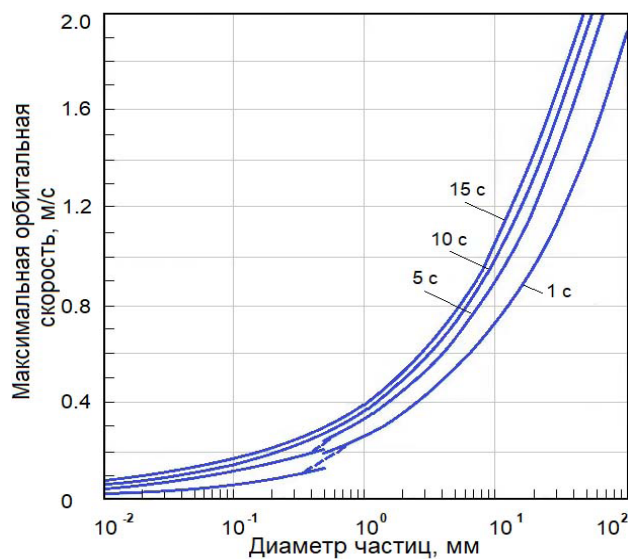


Рис. 5. Эмпирические кривые, показывающие горизонтальную орбитальную скорость в ближнем слое, необходимую для перемещения отложений разного размера зерна под волнами разных периодов. Кривые построены для зерен кварца с плотностью $2.65 \times 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$. Разрывы в кривых 1 с и 5 с являются результатом ламинарного поведения волнового пограничного слоя при размерах зерен менее 0.5 мм и турбулентного поведения при больших размерах зерен. [Waves... , 1999]

Таблица 1. Орбитальные скорости движения воды в волнах разных периодов и высот

Глубина d , м	Высота волны H , м	Длина волны L , м	Период T , с	Скорость u_m , м/с	Год наблюдений
8.4	0.33	80	6	0.261	2018
8.4	0.33	120	8	0.294	2018
8.4	0.33	400	16	0.178	2018
8.77	0.55	80	6	0.418	2015
8.77	0.55	120	8	0.470	2015
8.77	0.55	400	16	0.291	2015
8	2.8	80	6	2.33	2012
8	2.8	160	11	2.54	2012
8	2.8	400	16	1.55	2012

в два раза, а значит, и орбитальные скорости также удвоятся и волны смогут транспортировать частицы большего размера. Именно поэтому в зоне обрушения наблюдается максимальное разрушение берега.

Вдольбереговой перенос наносов течениями, обусловленными волнами

Когда волны приближаются к прямой береговой линии под косым углом, как это обычно бывает, устанавливается вдольбереговое течение, скорость которого от 0.3 до 1 м·с⁻¹. Скорости таких береговых течений пропорциональны как максимальным орбитальным скоростям волн в зоне разрушения, так и углу, под которым волновые фронты приближаются к береговой линии. Береговые течения лучше всего развиваются вдоль прямых береговых линий и являются важной причиной перемещения наносов вдоль берега, где есть пологие пляжи.

На крутых пляжах вдольбереговой перенос по прямой и обратной волне более важен, чем вдольбереговое течение. Когда волна подходит под углом к береговой линии, прибой управляет транспортом осадка вверх по пляжу под углом к береговой линии, пока обратный поток не потащит частицы вниз с пляжа под прямым углом к береговой линии, поэтому последовательные волны двигают осадки вдоль пляжа в форме зигзага.

В целях количественной оценки наносов (коэффициент вдольберегового переноса) необходимо определить существующую вдольбереговую энергию волн (P_1). Она зависит от высоты волн в точке их разрушения (H), их групповой скорости (c_g) и угла (α) между гребнем волны и береговой линией в точке разрушения. Взаимосвязь может быть выражена [Waves... , 1999]:

$$P_1 = c_g \left(\frac{1}{8} \rho g H^2 \right) \sin \alpha \cos \alpha, \quad (6)$$

где ρ – плотность морской воды. Выражение в скобках определяет волновую энергию и c_g – скорость, с которой поступает энергия (т.е. групповая скорость). Синус в уравнении (6) необходим для того, чтобы определить береговую составляющую мощности волны (на 1 м длины гребня волны). Однако, чтобы быть значимым, он должен быть пре-

образован в мощность на 1 м длины береговой линии, поэтому в уравнении (6) использован косинусный член.

Используя значения групповой скорости для волн разных периодов на мелководье из наших экспериментов, рассчитываем энергию волны по уравнению (6). При этом высота волны в точке наблюдения была пересчитана в высоту волны в зоне обрушения в соответствии с [Глуховский, 1966; Дуванин, 1956]. Полученные результаты сведены в табл. 2.

Как следует из таблицы, двукратное увеличение высоты волн вызывает почти трехкратное увеличение скорости вдольберегового переноса, а двукратное увеличение групповой скорости волн вызывает ее пропорциональное увеличение (для примера сравниваемые величины выделены жирным шрифтом).

Волновая энергия для волн, разрушающихся прямо на берегу, вычисляется просто:

$$P = c_g E = c_g (1.25 \rho g H^2), \quad (7)$$

где E – волновая энергия. Имея рассчитанную энергию волны, скорость q_1 вдольберегового переноса наносов для частиц размера песка от 0.0625 мм [Waves... , 1999] может быть определена из эмпирически полученного уравнения:

$$q_1 = \frac{0.77 P_1}{g(\rho_s - \rho) 0.6}, \quad (8)$$

где q_1 измеряется в м³/с⁻¹; ρ_s и ρ – плотности осадка и воды соответственно; 0.77 – коэффициент, зависящий от потерь воды из-за просачивания через осадки; 0.6 – коэффициент, который представляет собой среднюю долю объемного осадка, занимаемого частицами, а не пористым пространством. Вдольбереговой перенос наносов часто бывает весьма значительным. Данные расчета скорости вдольберегового переноса наносов для зарегистрированных нами высот волн приведены в табл. 2. К примеру, расход наносов на юг вдоль берегов юго-восточного побережья США может достигать 0.5×10^6 м³ в год [Waves... , 1999].

Хотя мы ограничились отдельным учетом переноса осадков приливными течениями и в результате волнового воздействия,

Таблица 2. Вдольбереговая энергия волн в зависимости от высоты волны и периода

Высота волны H , м	Групповая скорость c_g , м/с	Энергия волны P_1 , Дж/с м	Скорость вдольберегового переноса наносов q_1 , м ³ /с
0.668	4.84	1 177.34	0.095
0.668	6.24	1 517.89	0.122
0.668	8.57	2 084.67	0.168
0.668	12.49	3 038.22	0.245
1.13	4.84	3 369.04	0.271
1.13	6.24	4 343.56	0.349
1.13	8.57	5 965.43	0.480
1.13	12.49	8 694.07	0.699
5.6	4.84	82 741.87	6.661
5.6	6.24	106 675.47	8.587
5.6	8.57	146 507.82	11.794
5.6	12.49	213 521.90	17.189

Примечание. Угол прихода волн равен 30°, что соответствует 0.525 рад.

на практике волны и течения действуют совместно в прибрежной зоне. Эти течения включают в себя как береговые, так и разрывные, а также приливные течения и даже незначительное вдольбереговое движение воды, вызванное волновым дрейфом. Наиболее вероятно, что суммарный перенос наносов будет происходить там, где движение течений, которые не в состоянии самостоятельно поднять вещество с морского дна, усиливается волновыми движениями, поскольку волны очень эффективны при перемешивании наносов на морском дне. Как только волны поднимают осадок во взвешенное состояние, при определенных размерах частиц он может переноситься течениями [Li et al., 2013].

Заключение

Рассчитаны скорости вдольбереговых течений, создаваемых приливом, для выполненных нами наблюдений за колебаниями уровня моря в районе с. Охотское в 2012–2013, 2015 и 2018 гг. Показано, что при максимальных скоростях приливных течений будет происходить эрозия и транспортироваться частицы до 0.5 мм диаметром для полусуточных приливных волн и до 2 мм диаметром для суточных. По приведенной в литературе классификации это соответствует среднему по размерам песку, а суточное приливное течение будет переносить грубый песок и мелкий гравий.

Осаждение наносов начинается, когда скорость течения падает. Скорость осаждения наносов обратно пропорциональна

кубу средней скорости течения $\bar{u}_1^3$. Скорость осаждения взвешенных частиц определенного размера изменяется в зависимости от размера зерна осадка и вертикального распределения концентрации взвеси над дном.

Определены скорости переноса наносов в зависимости от изменения скорости приливного течения, и построен график переноса наносов в зависимости от приливного цикла. Показано, что результирующий перенос наносов будет осуществляться в южном направлении.

Проведен анализ переноса наносов в результате воздействия волнения в диапазоне ветровых волн и зыби. Рассчитаны орбитальные скорости волновых движений в волнах вблизи дна для зарегистрированных периодов выполненных нами наблюдений. Показано, что с увеличением периода волн и их высоты орбитальная скорость также возрастает.

Определено, что при волнении летом 2018 г. волны с периодом около 6 с должны были перемещать частицы диаметром до 0.6 мм, в слабый шторм – диаметром до 2 мм, а в 2012 г. при сильном шторме волны высотой до 2.8 м способны были перемещать гальку диаметром до 70 мм. Волны с периодами 16 с могут перемещать частицы диаметром до 0.1 мм, при слабом шторме – до 25 мм.

Определена скорость вдольберегового перемещения наносов волнами разной высоты и групповой скорости, зависящей от периода волн, подходящих к берегу под углом 0.525 рад (30°). Показано, что двукратное увеличение высоты волн вызывает почти

трехкратное увеличение скорости вдольберегового переноса, а двукратное увеличение групповой скорости волн вызывает пропорциональное увеличение скорости вдольберегового переноса.

Составление бюджетов наносов и определение ячеек переноса прибрежных отложений, на основе расчетов для конкретных участков побережья с использованием данных натурных экспериментов по скоростям течений и волнения, позволят количественно оценить динамическое равновесие прибрежной зоны, т.е. наличие чистой эрозии или аккумуляции берега. Такие исследования полезны для оценки вероятного или фактического воздействия прибрежных инженерных или строительных работ. Попытки изменить динамическое равновесие на одном участке береговой линии (например, с помощью мер по предотвращению эрозии) могут нарушить равновесие в других местах, что приведет к ускоренной (и нежелательной) эрозии и/или аккумуляции в других местах.

Работы по изучению перемещения наносов течениями в море для района с. Взморье будут в дальнейшем продолжены.

Список литературы

1. Глуховский Б.Х. *Исследование морского ветрового волнения*. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 283 с.
2. Дуванин А.И. *Уровень моря*. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 60 с.
3. Ефимов В.В., Ковалев П.Д. Исследование поля скорости в придонном слое океана // *Морские гидрофизические исследования* / МГИ АН УССР. Севастополь, 1980. № 3. С. 145–154.
4. Зенкович В.П. *Основы учения о развитии морских берегов*. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
5. Ильин В.В. Эндогенные и экзогенные факторы в процессах эрозии, переноса и аккумуляции осадков на северо-восточном шельфе острова Сахалин // *Изв. Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*. 2014. Т. 324, № 1. С. 17–22.
6. Ильин В.В., Мелкий В.А., Верхотуров А.А., Гальцев А.А., Зарипов О.М., Долгополов Д.В. Мониторинг переноса придонного потока осадков в прибрежно-морской зоне шельфа для выявления основных параметров моделей состояния экосистем // *Изв. Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*. 2016. Т. 327, № 1. С. 105–115.
7. Ковалев П.Д., Рабинович А.Б. Придонные измерения приливных течений в южной части Курило-Камчатского желоба // *Океанология*. 1980. Т. 20, № 3. С. 451–458.
8. Леонтьев И.О. *Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов*. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.
9. Леонтьев И.О. *Морфодинамические процессы в береговой зоне моря*. Saarbrücken, Deutschland: LAP LAMBERT Acad. Publ., 2014. 251 с.
10. *Морская геоморфология: терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определения* / ред. В.П. Зенкович, Б.А. Попов. М.: Мысль, 1980. 280 с.
11. Селиверстов Н.И. *Введение в геологию океанов и морей*. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. 170 с.
12. Li H., Sanchez A., Brown M.E., Watts I.M., Demirbilek Z., Rosati J.D., Michalsen D.R. A modeling study of coastal sediment transport and morphology change // *The Twenty-third (2013) International Ocean (Offshore) and Polar Engineering Conference, Anchorage, AK, June 30 – July 5, 2013*. 8 p.
13. Nevin Ch. Competency of moving water to transport debris // *GSA Bulletin*. 1946. Vol. 57. P. 651–674. doi:10.1130/0016-7606(1946)57[651:COMWTT]2.0.CO;2
14. *Waves, tides and shallow water processes*. Second Ed. Oxford: The Open University, Butterworth-Heinemann, 1999. 227 p. <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-036372-1.x5000-4>

Сведения об авторах

ГОРБУНОВ Алексей Олегович, кандидат географических наук, старший научный сотрудник лаборатории береговых геосистем, КОВАЛЕВ Дмитрий Петрович (ORCID 0000-0002-5184-2350), доктор физико-математических наук, руководитель лаборатории, КОВАЛЕВ Петр Дмитриевич (ORCID 0000-0002-7509-4107), доктор технических наук, ведущий научный сотрудник – лаборатория волновой динамики и прибрежных течений, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск.

Использование палеоданных для оценки цунамиопасности побережья бухты Малокурильская (остров Шикотан)

© 2019 Н. Г. Разжигаева^{*1}, Л. А. Ганзей¹, Т. А. Гребенникова¹,
В. М. Кайстренко², А. А. Харламов³, Х. А. Арсланов⁴, Ф. Е. Максимов⁴

¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия,

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

³Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва, Россия

⁴Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: nadyar@tigdvo.ru

Приводятся данные по отложениям исторических и палеоцунами на побережье одной из населенных бухт о. Шикотан со стороны Южно-Курильского пролива, которая в настоящее время активно осваивается. Цель статьи установить хронологию наиболее сильных цунами, проявившихся здесь в среднем–позднем голоцене, оценить их параметры и повторяемость. В качестве ключевого участка для реконструкций выбрана береговая низменность на правом борту бухты, образованная на месте заросшего палеоозера лагунного происхождения. Привлекались также данные по разрезам голоценовых отложений, отобранных на низменных участках в кустовой части бухты. При идентификации отложений палеоцунами наряду с литолого-фациальными признаками применялся диатомовый анализ. Все цунамигенные пески включают морские и солоноватоводные виды диатомей, преобладают бентосные сублиторальные формы, в небольшом количестве присутствуют планктонные сублиторальные виды и океанические диатомеи, которые заносились из глубоководных участков пролива. Гранулометрический состав цунамигенных песков сильно различается в зависимости от обстановок осадконакопления на побережье: вглубь озера распространялись только более тонкие взвеси; покровы, образованные на поверхности торфяника, имеют более грубый состав и большую мощность. Для отдельных событий есть признаки активной подачи материала со склонов. Возраст палеоцунами определен на основе радиоуглеродного датирования и данных тефростратиграфии. В разрезах озерно-болотных отложений найдены 2 прослая тефры влк. Тятя и 2 транзитных вулканических пепла, источниками которых были извержения влк. Тарумаи и Масю на о. Хоккайдо. Впервые для района пос. Малокурильск установлена повторяемость сильных цунами за последние ~7240 кал. л., проведено сравнение с результатами, полученными для бухт Хромова, Отрадная, Крабовая и тихоокеанской стороны острова. Доказывается, что палеособытия были более интенсивными, чем известные исторические цунами. Повторяемость крупных цунами, которые оставили осадочные покровы, здесь реже, чем на тихоокеанской стороне острова.

Ключевые слова: палеоцунами, цунамиопасность, голоцен, остров Шикотан, Малая Курильская гряда.

Application of paleodata for evaluation of the tsunami hazard of the Malokurilskaya bay coast (Shikotan Island)

Nadezhda G. Razjigaeva¹, Larisa A. Ganzey¹, Tatyana A. Grebennikova¹,
Victor M. Kaistrenko², Andrey A. Kharlamov³, Khikmatulla A. Arslanov⁴, Fedor E. Maksimov⁴

¹Pacific Geographical Institute, FEB RAS, Vladivostok

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

³P.P.Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow

⁴St. Petersburg State University, St. Petersburg

The data on the geological records of the paleotsunamis on the coast of one of the inhabited bays of Shikotan Island have been represented. The studied area is located on the side of the South Kuril Strait, which is currently being actively developed. The purpose of the article is to establish the chronology of the strongest

tsunamis that occurred here in the middle-late Holocene, to evaluate their parameters and recurrence. Data on the sections of Holocene deposits, selected on lowland within head of the bay was also attracted. The diatom analysis was used as well as lithological study for identification of paleotsunami deposits. Tsunami sands include marine and brackish-water diatom species, benthic sublittoral forms predominate, the plankton sublittoral species has been found also. Finally, the oceanic diatoms, which came from deep-sea straits, have been represented in small numbers. The grain size composition of tsunami sands is very different depending on the sedimentation conditions existing on the coast: only thinner suspensions spread into the lake; sand sheets formed on the surface of the peat bog have a coarser composition and greater thickness. There are signs of active material feed from the slopes during some events. Paleotsunami age has been determined on the base of radiocarbon dating and tephrostratigraphy data. The lacustrine-swamp sequences included 2 layers of Tyatya Volcano tephra and 2 transit volcanic ash, the sources of which were eruptions of Tarumai and Mashu volcanoes, located on Hokkaido Island. The recurrence of strong tsunamis over the last ~7240 cal. has been established at first for the Malokurilsk village area, and the comparison of the obtained results was made with the results for Khromova, Otradnaya, Krabovaya bays and Pacific sides of the island. The paleo-events is proved to be more intense than the historical tsunami. The recurrence of large tsunamis which left sand sheets is less than that on the Pacific side of the island.

Keywords: paleotsunami, tsunami hazard, Holocene, Lesser Kuril Ridge.

Введение

При изучении проявления палеоцунами и повторяемости крупных событий на Малой Курильской гряде основное внимание уделялось тихоокеанскому побережью, где высота заплесков намного выше, чем на берегах Южно-Курильского пролива [Левин и др., 1994; Иващенко и др., 1996; Кайстренко и др., 1997; Шикотанское... , 2015], и разрезы голоценовых отложений включают наиболее подробные геологические летописи событий [Разжигаева и др., 2008, 2017; Nishimura et al., 2009]. В то же время при оценке цунамиопасности побережья особое внимание следует уделять участкам, где располагаются населенные пункты или ведется хозяйственная деятельность [Шевченко и др., 2018]. Данные по палеособытиям позволяют существенно продлить временные ряды крупных цунами и сделать заключение об их возможных масштабах и повторяемости.

На о. Шикотан население сосредоточено в двух поселках: Малокурильском (1873 чел. по данным переписи 2010 г.), расположенном на берегу бухты Малокурильская, и Крабовозаводском (население 947 чел.) на берегу бухты Крабовая. Население поселков существенно увеличивается в пугину. Большая часть пос. Малокурильское расположена на высоких увалах, в цунамиопасную зону кроме причалов и портов попадают рыбокомбинат «Островной», сеть магазинов и кафе,

в вершине бухты есть дома на низких уровнях, в том числе пожарная станция, почта, поликлиника и здание поселковой администрации, здесь расположены мосты и дорога, связывающая отдельные части поселка и идущая в Крабовозаводское. Через 10–15 лет после последнего крупного цунами, вызванного Шикотанским землетрясением 1994 г. [Шикотанское... , 2015], низкие участки поселка начали активно осваиваться: появились новые причалы, прошла реконструкция рыбокомбината, отстраиваются новые магазины, сделано хранилище ГСМ. Все это повышает актуальность исследований масштабов проявления цунами в прошлом для прогнозирования потенциальных рисков в будущем. Целью статьи является синтез данных по проявлению палеоцунами на побережье бухты Малокурильской, определение хронологии событий и их повторяемости в среднем–позднем голоцене.

Бухта Малокурильская относится к закрытому типу, имеет округлую форму (1.22×0.9 км), узкий вход (320 м) с глубинами до 13.2 м. Изобата 10 м оконтуривает вход в бухту. Максимальная глубина в центральной части бухты с учетом косейсмического погружения во время Шикотанского землетрясения 1994 г. [Иващенко и др., 1996] – около 7–7.5 м. Дно покрыто средне-мелкозернистым песком [Люция... , 1968]. На участках, примыкающих к устьям ручьев,

пески заиленные. Входные мысы сложены вулканическими породами матакотанской свиты (верхний мел), борта бухты – осадочными породами малокурильской свиты (верхний мел) [Ковтунович, 2004], менее устойчивыми к абразии. Накопление отложений шло в морском бассейне на глубинах менее 200 м [Гаврилов, Соловьева, 1973]. Отмершие клифы, выработанные в этих породах, окаймляют бухту, прерываясь лишь в устьях ручьев, где расположены небольшие аккумулятивные участки (рис. 1). На пляже

много неокатанного материала, что типично для закрытых бухт. В вершине бухты пляж песчаный, на бортах сложен разноразмерным песком с галькой.

Строение бухты во многом обуславливает особенности распространения волн цунами: для акватории характерны собственные резонансные колебания, которые начинаются при возмущении уровня, что усиливает цунами-опасную ситуацию, особенно в кутовой части бухты [Шевченко и др., 2018]. После цунами уровень воды колеблется от нескольких часов

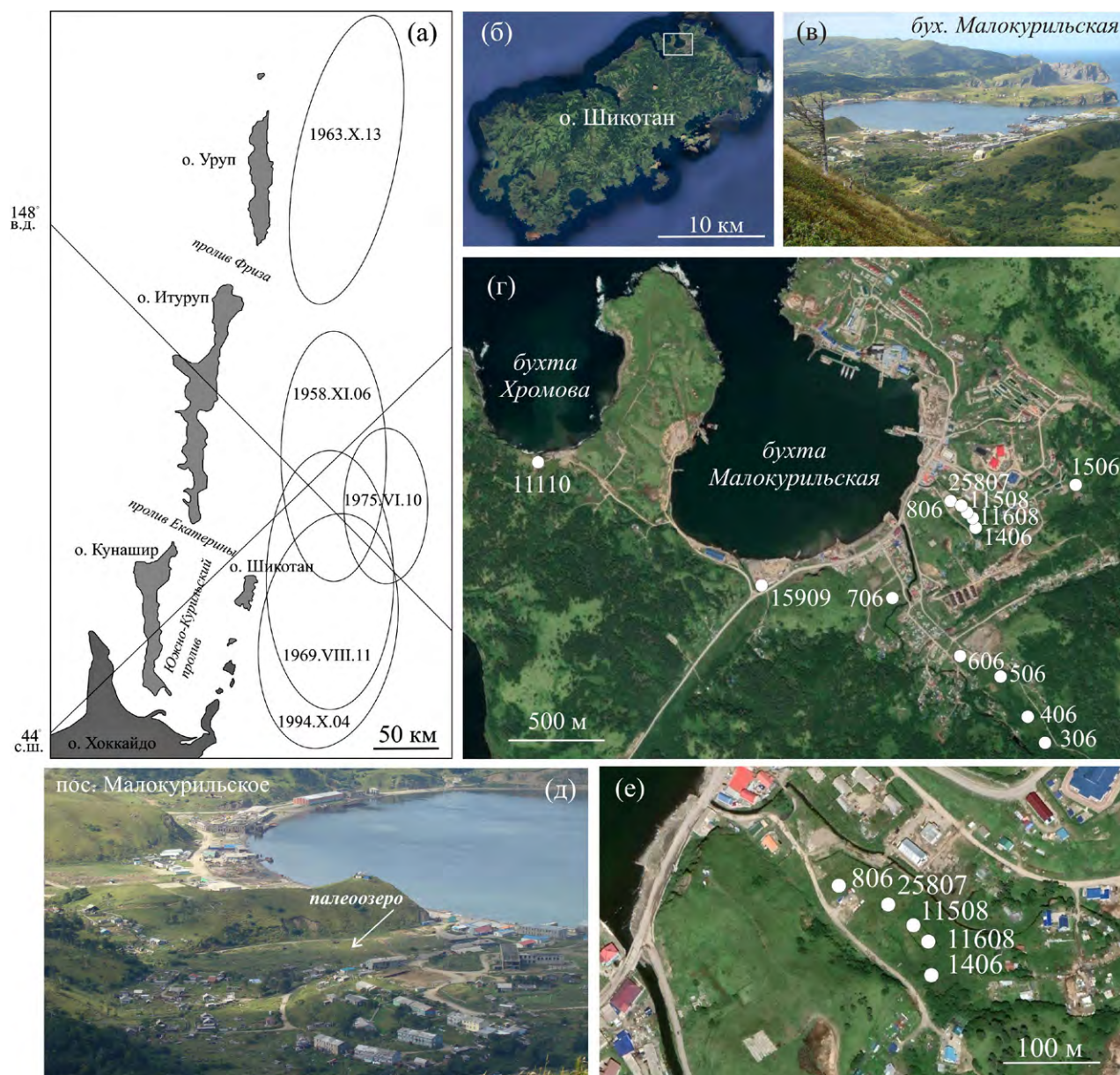


Рис. 1. Участки поиска следов палеоцунами на побережье бухты Малокурильская, о. Шикотан, с указанием положения и номеров разрезов. (а) схема Южных Курил с очагами значимых цунами [Атлас..., 2009]; (б) участок работ на о. Шикотан; (в) вид на бухту Малокурильскую с высоты 412 м; (г) положение изученных разрезов на побережье бухт Малокурильская и Хромова; (д) вид на заболоченную низменность, образованную на месте палеозера; (е) положение изученных разрезов, вскрывших отложения палеозера.

до суток [Аверьянова и др., 1961; Кайстренко и др., 1997]. Бухта замерзает зимой, поэтому здесь вполне вероятны цунами со льдом, опасные даже при небольших величинах заплеска [Kaistrenko et al., 2013]. Сведения о проявлении цунами и инструментальные наблюдения за уровнем в Малокурильске ограничены второй половиной XX в. С этого времени цунами хорошо задокументированы [Соловьев, 1978; Левин и др., 1994; Иващенко и др., 1996; Кайстренко и др., 1997; Шевченко и др., 2018]. Сильное локальное цунами, очаг которого располагался на западном склоне Курило-Камчатского желоба напротив о. Итуруп, произошло 6 ноября 1958 г., подъем уровня в Малокурильской бухте был до 3.5 м [Аверьянова и др., 1961]. Из транс-океанических цунами ярко проявилось Чилийское 1960 г., заплеск в Малокурильской бухте был до 4 м [Соловьев, 1978]. Во время Шикотанского цунами 1994 г. вертикальный заплеск в районе здания Малокурильской администрации составлял до 2.6 м, зона затопления в вершине бухты была до 70 м, по ручью Отрада цунами проникло до 455 м вглубь суши с высотой заплеска до 3.7 м [Кайстренко и др., 1997]. Высота заплеска Тохоку цунами 2011 г. была до 2.5 м [Кайстренко и др., 2011; Kaistrenko et al., 2013]. Высота заплесков других значимых цунами (1963, 1969, 1975 гг.) не превышала 0.6–1.5 м [Соловьев, 1978; Шевченко и др., 2018].

Материал и методы

Работы по поиску следов палеоцунами в 2006–2009 гг. проводились на побережье бухты Малокурильская на двух участках (рис. 1). На болотном массиве на правом борту бухты ручным бурением была сделана серия скважин по профилю вглубь суши. Для определения высотных отметок проводилось нивелирование с поправкой на приливно-отливные колебания. В вершине был обследован котлован, выкопанный при ремонтных работах на дороге. Опробованы также разрезы (скважины бурения) в долине ручья Отрада за пределами поселка.

Для выяснения хода эрозионно-аккумулятивных процессов и установления ис-

точников поступления материала изучен гранулометрический состав осадков с использованием набора сит с шагом γ . Окатанность зерен размерностью >1 мм определялась по классификации Л.Б. Рухина, использовался коэффициент окатанности, принятый в литологических исследованиях [Логвиненко, Сергеева, 1986; Справочник... , 1983].

При идентификации отложений палеоцунами применялся и диатомовый анализ. Подготовка препаратов проведена по стандартной методике [Диатомовые водоросли... , 1974]. Видовой состав диатомовых водорослей определяли при увеличении $\times 1000$ на микроскопе Axioscop с использованием атласов-определителей [Диатомовый анализ, 1950; Krammer, Lange-Bertalot, 1986, 1991]. В препаратах подсчитывалось не менее 250–300 створок. При эколого-географической характеристике диатомей использовались также сведения из работ [Давыдова, 1985; Барина и др., 2006].

Возраст событий определяли на основе радиоуглеродного датирования, выполненного в Институте наук о Земле Санкт-Петербургского университета, и данных тефростратиграфии. Образцы торфа были предварительно очищены от карбонатов и посторонних гуминовых кислот путем последовательной обработки образцов 2%-ми растворами HCl и NaOH. Калибровка радиоуглеродных дат сделана в программе OxCal 4.3 с калибровочной кривой IntCal 13 [Bronk Ramsey, 2017]. Для установления хронологии событий наряду с данными радиоуглеродного анализа использованы датировки, полученные путем интерполяции в интервале между двумя датированными прослоями. Химический состав вулканического стекла проанализирован в Радиовом институте им. В.Г. Хлопина, Санкт-Петербург. Сканирующая электронная микроскопия и рентгено-спектральный микроанализ проводились на приборе LEO SUPRA 50 VP (Carl Zeiss, Германия) с использованием энергодисперсионного анализатора X-MAX 80 (Oxford Inst., Великобритания).

Для корреляции событий привлекались данные, полученные при изучении разре-

зов отложений палеоозера в бухте Хромова (естественное обнажение в приустьевой зоне ручья) [Nazarova et al., 2017] и в бухтах Отрадная и Крабовая [Razjigaeva et al., 2014].

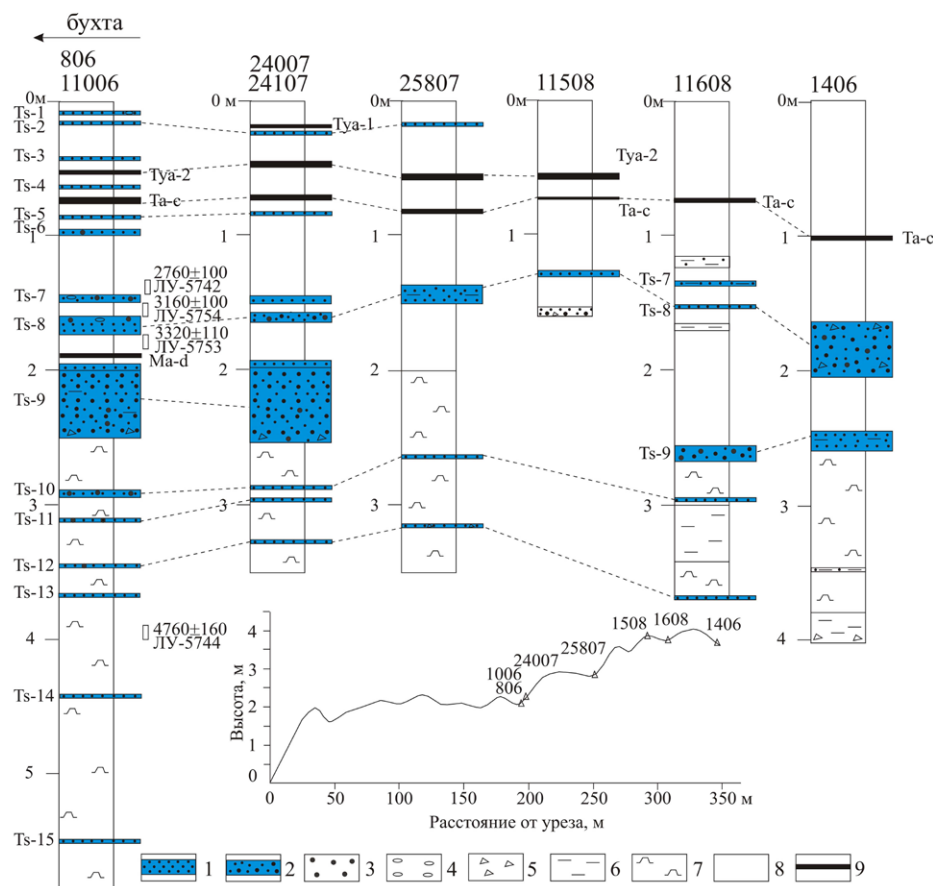
Результаты и обсуждение

Сложность поиска отложений палеоцунами на побережье бухты Малокурильская связана с сильным антропогенным преобразованием берегов. Наиболее информативным объектом оказалась заболоченная низменность (высотой 1.5–2.5 м над ур. м.) на правом борту бухты (рис. 1). В хозяйственную деятельность этот участок практически не вовлекался, хотя была сделана попытка осушить поверхность и использовать территорию под огороды или сенокосы. Застроена пересыпь и участок, примыкающий к правому борту. Низменность представляет собой заросшее палеоозеро-лагуну (ширина до 150 м). Такие обстановки со спокойными условиями седиментации рассматриваются как наиболее благоприятные для сохранения отложений палеоцунами [Sawai, 2002; Sugawara et al., 2008]. Озеро имело удлинен-

ную форму и протягивалось вглубь суши не менее чем на 400 м. Серия скважин вскрыла здесь отложения общей мощностью до 5.6 м, в нижней части залегает темно-коричневая неслоистая гиттия, перекрытая торфянистым алевроитом и торфом (рис. 2). Возраст вскрытых отложений ~ 7240 кал. л. н. В качестве опорного выбран разрез в 200 м от уреза, здесь пробурено 4 скважины и выкопан шурф (глубиной 0.9 м).

Тефростратиграфия. В торфянике обнаружены маркирующие прослои пеплов влк. Тятя: Туа-1 (извержение 1973 г.) и Туа-2 (1288–1558 кал. л. н.), сложенные темно-серым и оливково-серым алевроитом, вулканическое стекло имеет андезитовый состав со средним содержанием K_2O . Из торфа под пеплом Туа-2 получена ^{14}C -дата 1470 ± 100 л. н., 1390 ± 100 кал. л. н. (ЛУ-5915). Ниже встречен вулканический пепел Та-с (2.4–2.5 тыс. кал. л. н.) влк. Тарумай, о. Хоккайдо, сложенный желтым алевроитом. По химическому составу он относится к среднекалийным риолитам. В основании торфяника встретился рассеянный

Рис. 2. Разрезы отложений палеоозера с прослоями цунамигенных песков на побережье бухты Малокурильская и профиль с указанием положения разрезов. 1 – цунамигенный средне- и мелкозернистый песок, 2 – цунамигенный разнотельный песок, 3 – гравий, 4 – галька, 5 – дресва, 6 – алевроит, 7 – гиттия, 8 – торф, 9 – вулканический пепел. ЛУ-5742 и далее – лабораторные индексы ^{14}C -дат, полученных в Институте наук о Земле СПбГУ.



пемзовый песок – вулканический пепел Ма-d (3840–4150 кал. л. н.) влк. Масю, о. Хоккайдо, который имеет дацитовый низкокалийный состав. Эти вулканические пеплы представлены и в других опорных разрезах голоцена о. Шикотан [Nishimura et al., 2009; Razzhigaeva et al., 2016].

Эволюция озера по данным литостратиграфии и диатомового анализа. Озеро образовалось при подъеме уровня моря в среднем голоцене в устьевой части долины небольшого ручья. Водоем был довольно обширным, но мелководным, диатомовая флора здесь богатая по численности видов и обилию створок. Выделяется две пачки отложений с характерными комплексами диатомей, фиксирующих смену обстановок осадконакопления от озерно-лагунных к озерным и болотным.

В гиттии (инт. 3.00–5.61 м) список диатомей насчитывает 164 таксона пресноводных и 74 морских и солоноватоводных видов. Видовой состав пресноводной флоры по разрезу практически не меняется. Одной из особенностей пресноводных диатомей является высокая продуктивность (79.9 млн створок на 1 г осадка). Такое обилие диатомей обеспечивают виды обрастаний (60–80 %), характерные для мелководных водоемов с водной растительностью. Преобладают мелкоклеточные формы родов *Staurosira*, *Staurosirella*, *Pseudostaurosira*. Участие донных видов не превышает 20 %, а планктонных 2–5 %. Большинство видов космополиты. По отношению к минерализации преобладают индифференты (до 77 %) и галофилы (до 20 %), а по отношению к pH среды доминируют алкалофилы (до 83 %). Доминирующее ядро комплекса представляют эпифиты *Staurosira venter* (50–60 %), *S. subsalina* (до 9 %), *Staurosirella pinnata* (до 5 %), *Epithemia sorex* (до 7 %), *E. turgida* (до 4 %). Постоянно присутствуют донные *Navicula radiosa*, *N. lanceolata*, *N. rhynchocephala*, *N. rhynchotella*, *N. meniscus*, *Craticula halophila*, обрастатели *Planothidium lanceolatum*, *Cymbella tumida*, *C. tumidula* и др., а также типичные реофилы: *Odontidium hyemale*, *Meridion circulare*, *Rhoicosphenia abbreviata*, *Fragilaria rumpens*. Участие мор-

ских и солоноватоводных диатомей в отложениях сильно варьирует. На начальном этапе развития озера ~7240–6630 кал. л. н. обстановки были приближены к лагунным, а климатические условия были наиболее теплыми. Здесь (инт. 5.05–5.60 м) встречаются характерные для хорошо прогреваемых лагун или закрытых бухт *Campylodiscus echeneis*, *C. clypeus*, *Achnanthes brevipes*, а также более разнообразны и обильны представители рода *Tryblionella* (*T. punctata*, *T. coarctata*, *T. compressa*, *T. lanceola*, *T. lanceola* var. *minutula*, *T. granulata*).

В отдельных интервалах (3.30–3.60 м, 3.90–5.05 м) в небольшом количестве (до 3–4 %) присутствуют только солоноватоводные формы (не более 10), значительно снижается обилие их створок (0.5–1.0 млн на 1 г осадка). По-видимому, в эти периоды уровень моря был довольно низким, приток морских вод в озеро минимальным, а в периоды максимального снижения уровня моря он, возможно, прекращался совсем. Температура воды во время формирования этих отложений (5400–6630 кал. л. н.; 4900–4730 кал. л. н.), вероятно, снижалась, на что может указывать увеличение численности в составе пресноводной флоры арктобореальных и бореальных видов, таких как *Cavinula pseudoscutiformis*, *Placoneis clementis*, *Cymbella tumidula*, *Gomphonema gracile*.

В приустьевой зоне ручья лагуна была сильно распресненной. Соленость определяют такие виды, как солоноватоводные бентосные *Melosira lineata*, *Nitzschia sigma*, *Pseudofallacia tenera*, солоноватоводно-пресноводный планктонный *Thalassiosira bramaputrae*.

В позднем голоцене озеро начало активно заболачиваться. Среди диатомей появляются разнообразные представители родов *Pinnularia* (18 форм) и *Eunotia* (14 форм), характерные для болотных ассоциаций. Их содержание постепенно растет вверх по разрезу, в то время как богатство видов родов *Fragilaria*, *Cymbella* и *Navicula* снижается, практически исчезают пресноводно-солоноватоводные *Epithemia adnata*, *E. turgida*, *E. sorex*. Существенные изменения в струк-

туре комплекса диатомей отмечены в инт. 0–1.5 м. Ведущими становятся донные виды (до 76 %), по отношению к рН среды значительно возрастает участие циркумнейтральных диатомей (до 40 %) и ацидофилов (до 20 %). Значительную долю занимают представители родов *Pinnularia* (до 33 % в сумме) и *Eunotia* (до 10 %). Более высоким становится участие арктобореальных диатомей за счет появления таких видов, как *Pinnularia nodosa*, *P. borealis*, *Humidophila contenta*, *Odontidium mesodon*. В кровле разреза (инт. 0–0.09 м) резко сокращается численность видов (44 таксона), обнаружено довольно большое число форм, хорошо переносящих временные осушки *Pinnularia borealis*, *Hantzschia amphioxys*, *Eunotia praerupta*. Такие изменения в составе пресноводной флоры показывают постепенное обмеление, заболачивание и полную деградацию озера. В глубине болота в торфе встречаются слои зеленовато-серых суглинков с рассеянным песком, образованные в экстремальные наводнения. Они включают только пресноводные диатомей.

Отложения палеоцунами, хронология и корреляция событий. В верхней части разрезов в 200 м от уреза найдено три тонких (до 1 см) прослоя средне-мелкозернистых хорошо сортированных песков (рис. 2).

Верхние два, вероятно, оставлены наиболее крупными цунами XX в. (Ts 1–2). В первом песке (предположительно, цунами 1994 г.) встречается окалина, бутылочное стекло, во втором – уголь, что явно свидетельствует о переработке антропогенного материала при прохождении цунами. Уголь обильно встречается и в осадках современного пляжа. Величина горизонтального заплеска в этой части бухты была около 210 м [Кайстренко и др., 1997]. Один из прослоев песка (Ts 2), залегающий в виде гнезд под слоем пепла Туа-1, прослеживается до 250 м вглубь суши (возможно, оставлен цунами 1958 или 1960 г.) (разрезы 11006, 25807). Для песков характерны бимодальные гранулометрические кривые распределения (моды 0.2–0.25; 0.315–0.4 мм), есть примесь гравия (4.5–6.9 %) и алеврита (до 2.4 %). В верхнем найдена мелкая галька (до 1.2 мм). Среди крупных зерен

преобладают (55–60 %) неокатанные, которые могли захватываться не только с пляжа и приурезовой зоны, но и с грунтовой дороги. Хорошо окатанные зерна (3 класс) составляют 5.5–12.8 %, коэффициент окатанности 0.55–1.0. В целом седиментологические ситуации и источники материала были сходными. В верхнем песке найден сублиторальный вид *Thalassiosira bramaeputrae* (2.2 %), характерный для распресненных лагун. Во втором прослое песка встречены сублиторальные: планктонный *Actinocyclus octonarius* (0.5 %) и бентосный *Cocconeis costata* (0.5 %), характерные для лагун и заливов.

Песок на глубине 0.43 м может быть следом цунами, произошедшего ~1000 л. н. (Ts 3). В осадке единично встречены створки планктонного солоноватоводного *Thalassiosira bramaeputrae*. Высота заплеска в бухте Малокурильская была более 2 м, зона затопления не менее 200 м. Цунамигенные пески этого возраста найдены в соседних бухтах Хромова (^{14}C -дата 1030 ± 80 л. н., 950 ± 100 кал. л. н., ЛУ-6578), Отрадная (^{14}C -дата 1010 ± 100 л. н., 930 ± 100 кал. л. н., ЛУ-7098) и широко распространены с тихоокеанской стороны острова и на других островах Малой Курильской гряды [Разжигалева и др., 2008, 2017].

Между пеплами Туа-2 и Та-с найден один прослой мелкозернистого песка (Ts 4). Кривая распределения одномодальная (мода 0.2–0.25 мм), сходная по структуре с кривой осадка осушки. Материал поставлялся в основном со дна бухты. Примесь гравия и крупнозернистого песка минимальная (1.2 и 2.3 %). Среди зерен >1 мм преобладают неокатанные разности (64.3 %), коэффициент окатанности 0.36. В отложениях найдены бентосные *Synedra kamtschatica*, *Cocconeis scutellum*, *C. costata*, *Tryblionella plana*, *Navicula peregrina* и фрагменты глубоководных *Coscinodiscus* aff. *oculus-iridis*, *Thalassiosira* sp., *Thalassiosira* aff. *eccentrica*. Возраст цунами Ts 4 может быть оценен ~2080 кал. л. н. Горизонтальный заплеск был не менее 200 м. Отложения палеоцунами аналогичного возраста найдены в бухте Хромова [Nazarova et al., 2017] и на побережье бухты Аэродромная (2050 ± 80 л. н.,

2030 ± 110 кал. л. н., ЛУ-5586) [Разжигаева и др., 2008].

Хорошо выраженные слои песка встречаются ниже вулканического пепла Та-с (2.4–2.5 тыс. кал. л. н.). В опорном разрезе 806 (11006) в 200 м от берега насчитывается до 11 таких слоев, представленных зеленовато-серыми песками, часто с примесью гравия разной степени окатанности и редкой дресвой.

Непосредственно под пеплом Та-с встречено 2 прослоя мелкозернистых песков (Ts 5–6). Материал первого слоя (мощность 1 см) хорошо сортирован, сходен с песком осушки, переотложение его происходило с приурезовой зоны. Гравия мало (0.3 %), практически весь окатан (коэффициент окатанности 1.67). Расчетный возраст палеоцунами Ts 5 ~ 2560 кал. л. н. Второй слой (мощность 2 см) представлен разнозернистым песком с гравием (до 12.7 %). Кривые распределения полимодальные (моды 0.2–0.25; 0.315–0.4; 0.4–0.5; 2–3 мм). Основными источниками материала были подводный береговой склон и пляж, активно эродированы барьерная форма и склоны. Много хорошо окатанного гравия уплощенной формы (с окатанностью 3–4 класса – 14.3 %), коэффициент окатанности (1.12) близок к осадкам современного пляжа. Возраст палеоцунами Ts 6 ~ 2650 кал. л. н. На побережье бухты Малокурильская эти цунами по интенсивности были сходны с крупными цунами XX в. Следы близких по возрасту цунами обнаружены на юге в бухте Димитрова в 320 м от береговой линии. Под нижним слоем песка получена ¹⁴C-дата 2550 ± 80 л. н., 2610 ± 110 кал. л. н., ЛУ-5942 [Разжигаева и др., 2008].

Два нижележащих слоя наиболее представительны и имеют мощность от 23 см (верхний) до 63 см (нижний). Такие мощные слои песков могли оставить только цунами, сопровождавшиеся активной эрозией [Пинегина, 2014; Goto et al., 2019] и, по-видимому, наиболее интенсивно проявившиеся в бухте в среднем–позднем голоцене. Озеро к этому времени сильно заросло и представляло топь с мелким водоемом. В скважинах 11006 и 24007 верхний песок разделен на два слоя. Структура отложений сходная. Возможно,

здесь встречены отложения двух цунами (Ts 7, Ts 8), или же песок включает переотложенный фрагмент торфа (толщиной до 10 см), что типично для крупных цунами, сопровождавшихся сильной эрозией [Dawson, Stewart, 2007]. Структурные характеристики осадков похожи (рис. 3), но в пользу двух отдельных событий говорит корреляция разрезов (11508, 11608), вскрытых в глубине болота, где этот слой явно разделен на два. Пески включают редкую хорошо окатанную гальку (до 2.5 см) и гравий (7.9 %). Среди зерен >1 мм содержание хорошо окатанного материала 3–4 класса достигает 10.3 %, коэффициент окатанности 0.90. Основным источником песка были приурезовые фации и пляж (пропорция ~ 2 : 1); вероятно, происходила и эрозия склонов. В разрезе 11608 в песке найдены сублиторальные морские планктонные *Paralia sulcata*, *Actinocyclus octonarius*, бентосные *Amphora proteus*, *Cocconeis costata*, *C. interrupta*, *Petroneis marina*, *Rhabdonema arcuatum*, *Grammatophora oceanica*, *Campylodiscus neofastuosus*, *Pinnunavis yarrensis*, *Tryblionella acuminata*, *T. compressa*, солоноватоводные *Cocconeis scutellum*, *Ctenophora pulchella*, *Rhopalodia musculus*, *Tabularia fasciculata*, *Campylodiscus bicostatus*, *Nitzschia sigma*, *Planorbulina hauckianum*, *Diploneis interrupta*. Встречены и фрагменты глубоководных *Thalassiosira* sp., *Coscinodiscus* sp. Зона затопления была более 310 м. Из торфа над слоем песка Ts 7 получена ¹⁴C-дата 2760 ± 100 л. н., 2900 ± 120 кал. л. н., ЛУ-5742. Близкие по возрасту отложения палеоцунами датированы в южной части бухты Димитрова: ¹⁴C-дата 2700 ± 40 л. н., 2810 ± 40 кал. л. н., ГИН-13029 [Разжигаева и др., 2008].

Слой, оставленный палеоцунами Ts 8, сложен средне-мелкозернистым песком (рис. 3) Кривые распределения бимодальные (моды 0.2–0.25 и 0.315–0.4 мм), что отражает поставку материала с пляжа, осушки и с подводного берегового склона. Отложения включают хорошо окатанный гравий и мелкую гальку (до 1.5 см) и плохо окатанный материал, который мог захватываться около клифа или за счет эрозии склоновых отложений. На современном пляже доля неокатанных зерен (>1 мм) – 38.7 %. Об активной постав-

ке материала с подводного склона говорит и высокое содержание алеврита (до 11.4 %), которого практически нет на пляже. Алеврит переносился со дна бухты с участков накопления заиленных песков, приуроченных к зонам смешения. Примесь частиц >1 мм также максимальная в нижней части слоя (до 14.7 %), большая часть частиц (77.5 %) не окатаны. Выше по разрезу доля грубого материала снижается до 2.7–1.4 % и растет в кровле до 8.7 %. Здесь большая часть зерен (43.8–58 %) также не окатана и, вероятно, перенесена со склона или участков вблизи клифов, остальные (до 29 %) имеют окатанность 2–3, реже (<5 %) 4 класса и поставлялись с пляжа. Коэффициент окатанности 0.27–0.88 (на пляже 1.13). Сортировка материала хуже, чем на современных пляже и осушке, особенно в основании слоя. Структура песков фиксирует прохождение нескольких волн цунами, которые переоткладывали материал из разных источников в разных пропорциях. Первая волна была наиболее сильная, вызвала более активную эрозию клифа, склонов и дна бухты; последующие волны захватывали материал с пляжа и подводного берегового склона (в пропорции ~ 1 : 3), а заключительная, вновь более интенсивная, поставила больше гравийно-галечного материала с пляжа и пересыпи, происходила также и эрозия склонов. В целом кривые распределения близки по форме и хорошо выдержаны по разрезу. Песок прослеживается на расстояние до 310 м от береговой линии.

Прослой песка включает большое количество морских диатомей (до 21 %, 31 таксон) с преобладанием сублиторальных бентосных видов, таких как морские *Petroneis granulata*, *Hyalodiscus scoticus*, *Tryblionella acuminata*, солоноватоводные *Cocconeis scutellum* (до 2.5 %), *Planothidium hauckianum*, *Campylo-discus bicostatus*, *C. echeneis*, *Diplo-*

neis smithii var. *pumila*, *D. smithii* var. *rhombica* (до 1.1 %), *D. pseudovalis*, *Mastogloia smithii*, *Pseudofallacia tenera*, *Tryblionella littoralis*, *T. levidensis*, *Nitzschia sigma*, *Rhopalodia musculus*, *Ctenophora pulchella*. Из планктонных видов найдены морские *Actinocyclus octonarius*, *Hyalodiscus obsoletus*, *Paralia sulcata* (до 1.3 %), *Thalassiothrix longissima* и солоноватоводный *Thalassiosira bramaputrae* (до 2.5 %).

Судя по набору бентосных видов, большинство которых обитает до глубин 5–7 м [Рябушко, 2014], основную часть материала цунами захватывало со дна бухты.

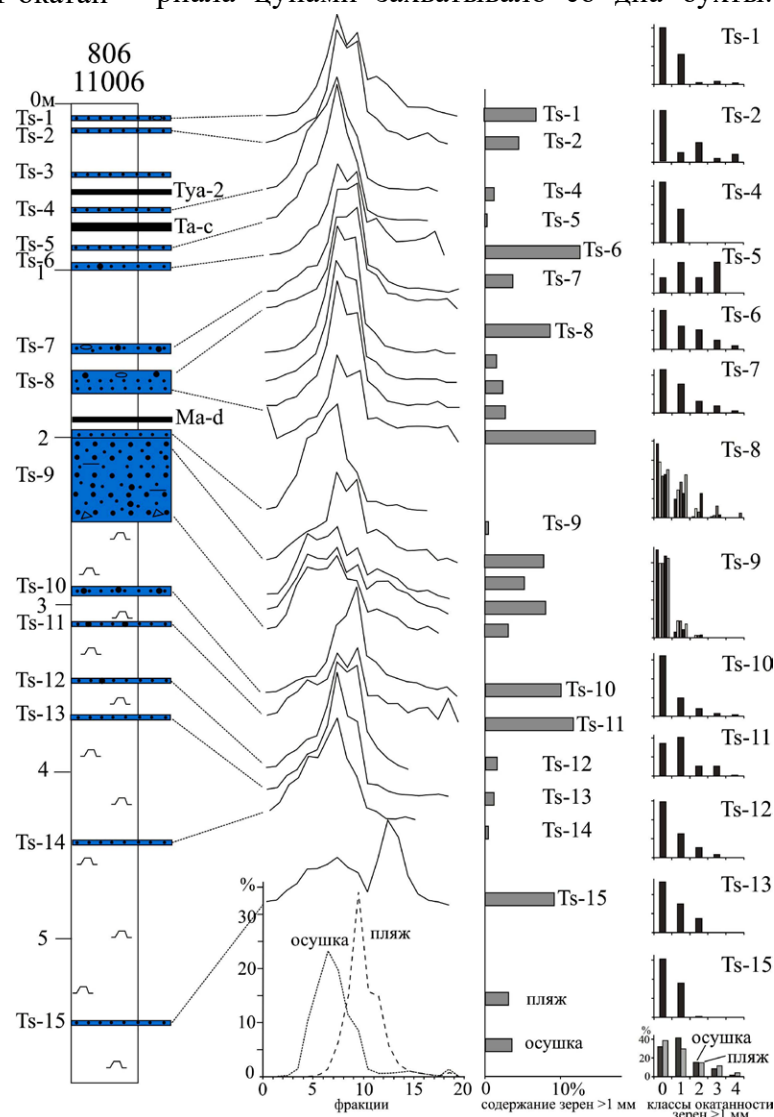


Рис. 3. Гранулометрические кривые распределения цунамигенных песков (содержание и окатанность зерен >1 мм) в опорном разрезе 806 (11006).

Фракции: 1 <0.05; 2 – 0.05–0.063; 3 – 0.063–0.08; 4 – 0.08–0.1; 5 – 0.1–0.125; 6 – 0.125–0.16; 7 – 0.16–0.2; 8 – 0.2–0.25; 9 – 0.25–0.315; 10 – 0.315–0.4; 11 – 0.4–0.5; 12 – 0.5–0.63; 13 – 0.63–0.8; 14 – 0.8–1; 15 – 1–1.25; 16 – 1.25–1.6; 17 – 1.6–2; 18 – 2–3; 19 – 3–4; 20 – 4–5 мм.

Обнаружены и такие бентосные виды, как *Halamphora coffeiformis*, *Diploneis smithii*, *Fallacia forcipata* (до 1.2 %), способные обитать на глубинах более 17 м [Рябушко, 2014], которые могли быть принесены из пролива. Единично (до 1 %) встречены океанические *Thalassiothrix longissima*, *Coscinodiscus oculus-iridis*, занесенные с глубоководной части пролива.

Из торфа над цунамигенным песком получена ^{14}C -дата 3160 ± 100 л. н., 3370 ± 130 кал. л. н., ЛУ-5754, из нижележащего торфа – 3320 ± 110 л. н., 3570 ± 130 кал. л. н., ЛУ-5753. В отложениях палеоозера бухты Хромова найдены 2 слоя цунамигенных песков, под которыми получены ^{14}C -даты 3200 ± 60 л. н., 3430 ± 70 кал. л. н., ЛУ-6892 и 3390 ± 50 л. н., 3640 ± 70 кал. л. н., ЛУ-6895. Близкие по возрасту отложения палеоцунами датированы на тихоокеанской стороне острова: в южной части бухты Димитрова ^{14}C -дата 3340 ± 40 л. н., 3570 ± 60 кал. л. н., ГИН-13030, в бухте Аэродромная – 3180 ± 90 л. н., 3400 ± 110 кал. л. н., ЛУ-5590; 3370 ± 100 л. н., 3630 ± 120 кал. л. н., ЛУ-5759 (здесь заплеск был более 600 м, высота более 5 м) [Разжигаева и др., 2008].

В разрезе 1506 к цунами Ts 8 относится слой мелкозернистого хорошо сортированного песка (мощность 2 см), залегающий ниже прослоев вулканических пеплов Туа-2 и Та-с (рис. 2). Состав пресноводных диатомей характеризует условия умеренно заболоченной речной долины. Отмечается высокое богатство озерно-реофильных видов, среди которых доминирует *Planothidium lanceolatum*, сопутствующими являются *Reimeria sinuata*, *Staurosira venter*, *Fragilaria vaucheriae*, *Stauroforma exiguiiformis*, *Meridion circulare*, *Rhoicosphenia abbreviata* и др. Второстепенное место занимают диатомеи, характерные для умеренно увлажненных с признаками заболачивания мест. Среди них доминирует *Pinnularia lagerstedtii*, присутствуют *Eunotia bidens*, *E. praerupta*, почвенных диатомей мало, присутствуют *Hantzschia amphioxys*, *Humidophila contenta*, *Pinnularia borealis*. В слое песка и на контакте в торфе список морских и солоноватоводных диатомей включает 20 таксонов. Наряду с вымер-

шим *Euryxidicula zabelinae* найдены целые створки и фрагменты морских планктонных *Thalassiosira gravis*, *Coscinodiscus* sp., *Thalassiosira* sp., *Actinocyclus octonarius*, *A. ochotensis*, *Paralia sulcata*, бентосные *Cocconeis costata*, *C. verrucosa*, *Petroneis marina*, *Rhabdonema arcuatum*, *Tryblionella plana*, солоноватоводные *Diploneis smithii* var. *rhombica*, *D. pseudovalis*, *Pinnunavis yarrensensis*, *Cocconeis scutellum*, *Navicula peregrina*, *Rhopalodia musculus*, *Planothidium hauckianum*, *Tryblionella victoriae* и планктонный *Thalassiosira bramaputrae*. Особенно часто встречается *Paralia sulcata*, что характерно для песков Ts 8. Песок в основании торфяника содержит только фрагменты вымерших *Euryxidicula* (*Pyxidicula*) *zabelinae*, *Stephanopyxis* sp., *Thalassiosira* aff. *gravis* f. *fossilis* и виды широкого возрастного диапазона *Thalassiosira* aff. *eccentrica*, *Coscinodiscus asteromphalus*, *Coscinodiscus* sp., найденные в морском плиоцене о. Шикотан [Терехов и др., 2011] и, по видимому, переотложенные ручьем.

Иное строение имеет нижний мощный слой цунамигенного песка, отвечающий более масштабному событию Ts 9 и, возможно, подходу нескольких волн (рис. 2, 3). Большая часть сложена разнотекстурным песком с преобладанием мелкопесчаной фракции (36.2–49.1 %). Кривые распределения полимодальные (моды 0.1–0.125; 0.2–0.25; 0.315–0.4; 0.5–0.6 или 0.63–0.8 мм). Содержание алевроита здесь выше, чем в верхнем слое (до 13.9 %). В основании встречается дресва, есть прослои, обогащенные хорошо окатанным гравием (до 7–8 мм). По видимому, первая волна цунами вызывала сильную эрозию дна бухты, проявившуюся на обширных участках и охватывающую поля разных по зернистости осадков. В результате отложения имеют такой широкий гранулометрический спектр. Алевроит и мелкопесчаные фракции поставлялись в основном со дна; пик в области среднетекстурного песка отвечает пляжевой фации. Присутствие большого количества неокатанного крупного материала (зерна >1 мм составляют до 7.9 %; 94.1 % их не окатаны, коэффициент окатанности 0.06–0.16) свидетельствует, что проис-

ходила активная эрозия клифов и склона. Это характерно для крупных цунами с большими зонами затопления и высокой скоростью потока, который был способен разрушить склон и коренные породы и перенести материал вглубь суши [Goto et al., 2019]. В верхней части песок становится более сортированным, кривая распределения – бимодальная (моды 0.2–0.25; 0.315–0.4 мм), по-видимому, последующая волна переносила в основном материал с приустьевой части, осушки и пляжа. Доля неокатанных зерен несколько уменьшилась (до 72.2 %), коэффициент окатанности вырос (до 0.33). Здесь снижается и количество алеврита (8.5 %). Кровля слоя сложена мелкозернистым песком (66 %) с одномодальной кривой распределения (мода 0.2–0.25 мм), сходным по составу с материалом на осушке и прибрежно-морскими осадками на небольших глубинах. По-видимому, интенсивность волны была намного меньше. Количество грубого материала (>1 мм) резко снижается (0.44 %). О том, что в заключительную фазу цунами поставлялся в основном материал со дна бухты, свидетельствует и увеличение количества морских диатомей – до 11–12.8 % (в нижней части слоя – 3.5–6.3 %).

Песок включает морские и солоноватоводные диатомеи (до 12.8 %) с преобладанием сублиторальных бентосных видов. Из морских встречены *Petroneis granulata*, *Grammatophora oceanica*, *Tryblionella acuminata*, *Fallacia forcipata*, из солоноватоводных – *Planothidium hauckianum* (до 5.6 %), *Pseudofallacia tenera* (до 1.7 %), *Halumphora coffeiformis*, *Caloneis westii*, *Cocconeis californica*, *C. scutellum*, *C. verrucosa*, *Diploneis pseudovalis*, *D. smithii* var. *pumila*, *D. smithii*, *D. smithii* var. *rhombica*, *Ctenophora pulchella*, *Mastogloia elliptica*, *M. smithii*, *Melosira lineata*, *Tryblionella lanceola*, *T. levidensis*, *Nitzschia dubia*, *N. sigma*, *Rhopalodia musculus*. Планктонные виды представлены солоноватоводным *Thalassiosira bramaputrae* (до 1.7 %), обитавшим, вероятно, в зонах смешения, и морскими *Actinocyclus octonarius*, *Thalassiosira* sp. Встречен переотложенный вымерший вид *Neodenticula kamtschatica*. В одновозрастном слое разнотекстурного песка с гравием (встречается хорошо окатанный

до 1 см) в разрезе 11608 найдены характерные для лагун, эстуариев солоноватоводные бентосные *Mastogloia smithii*, *Ctenophora pulchella*, *Rhopalodia musculus*, *Navicula peregrina*, *Pseudofallacia tenera* и планктонный *Thalassiosira bramaputrae*, а также небольшой корродированный фрагмент переотложенного океанического *Coscinodiscus* sp.

Расчетный возраст слоя песков, оставленных цунами Ts 9, с учетом скоростей торфонакопления составляет ~3840–3890 кал. л. н. Это согласуется с данными по тефростратиграфии – в 1 см выше по разрезу выходит пепел Ma-d (3840–4150 кал. л. н.). В южной части бухты Димитрова датировано палеоцунами 3650 ± 80 л. н., 3970 ± 115 кал. л. н., ЛУ-5943, также оставившее мощный слой песка.

Из гиттии на глубине 3.95–4.0 м получена ¹⁴C-дата 4760 ± 160 л. н., 5460 ± 200 кал. л. н., ЛУ-5744. С учетом скоростей накопления озерных отложений расчетный возраст цунамигенных песков (Ts 10–15) составляет около 4330–4370 кал. л. н.; 4540; 4860–4890; 5130; 5934; 7160 кал. л. н. Все цунами распространялись в озеро. По-видимому, большая часть обломочного материала, который переносился волнами цунами в озеро, отлагалась сразу за барьером, а вглубь водоема распространялись только более тонкие фракции. Данные распределения диатомей показывают, что цунами вызывали активный размыв пересыпей, количество морских и солоноватоводных видов в озерных осадках, накапливающихся сразу после событий, возрастает.

Прослой среднетекстурного песка с гравием (до 10.1 %) и небольшой примесью алеврита (3.4 %), образованный ~4330–4370 кал. л. н. (Ts 10), имеет мощность до 5 см. Отложения характеризуются одномодальной кривой распределения (мода 0.315–0.4 мм) с выраженным плечом в области мелкого песка (0.2–0.25 мм), что отвечает смеси материала пляжа и осушки в близких пропорциях. Большая часть (65 %) грубого материала плохо окатана и, вероятно, поставлялась за счет эрозии склона, доля хорошо окатанного гравия 5.7 %. В отложениях, включающих цунамигенный песок, содержание морских и солоноватоводных диатомей повышается до 11.3 %. Преобла-

дают сублиторальные бентосные *Melosira lineata* (2.9 %), *M. nummuloides*, *Cocconeis scutellum*, *Diploneis pseudovalis*, *D. smithii* var. *pumila*, *D. smithii*, *Ctenophora pulchella*, *Pinnunavis yarrensis*, *Pseudofallacia tenera*, *Nitzschia dubia*, *Tryblionella littoralis*, *T. levidensis*, *Nitzschia sigmoidea*, *Tabularia fasciculata*. Планктонные включают *Actinocyclus octonarius*, *Thalassiosira bramaputrae*. Найдены также океанические виды (1 %), целые створки и фрагменты: *Thalassiosira eccentrica*, *T. leptopus*, *Coscinodiscus perforatus*, *Coscinodiscus* sp. В это время озеро представляло собой распресненную лагуну. Связь с морем, вероятно, увеличилась в малоамплитудную трансгрессию [Sakaguchi, 1983], сопоставляемую с оптимумом суббореала. Возможно, во время цунами была частично разрушена барьерная форма. Зона затопления превышала 250 м. На берегу бух. Хромова датированы цунамигенные пески близкого возраста: 3860 ± 90 л. н., 4270 ± 130 кал. л. н., ЛУ-6473.

Разнозернистые цунамигенные пески, оставленные палеоцунами Ts 11, характеризуются полимодальной кривой распределения (моды 0.1–0.125; 0.2–0.25; 0.315–0.4; 1.25–1.6 мм). Довольно высока примесь зерен >1 мм (11.8 %), наряду с неокатанными зернами (34.7 %) встречается и хорошо окатанный гравий (15.5 %). Коэффициент окатанности (1.03) близок к материалу осушки. Седиментологическая ситуация была близка к цунами Ts 9, произошедшему ~3840–3890 кал. л. н., но большая часть грубого материала переносилась с моря. В отложениях отмечен пик морских и солоноватоводных диатомей (до 22 %). Обнаружено много створок сублиторальных бентосных *Tryblionella levidensis* (1.4 %), *Mastogloia smithii* (2.2 %), встречены неритические *Chaetoceros didymus*, *Thalassiosira hyalina* и океанические *Rhizosolenia setigera*, *Coscinodiscus* sp. (в сумме до 0.9 %), отсутствующие в подстилающих и перекрывающих отложениях. Цунами произошло ~4540 кал. л. н., оно распространялось в распресненную лагуну. Слой песка с гравием прослеживается до 250 м вглубь суши. На побережье бухты Хромова обнаружен цунамигенный песок близкого возраста (4190 ± 170 л. н., 4730 ± 240 кал. л. н., ЛУ-6565).

На тихоокеанской стороне острова в это время (4200 ± 120 л. н., 4730 ± 170 кал. л. н., ЛУ-5591) зафиксировано одно из наиболее интенсивных палеоцунами: вертикальный заплеск в бухте Аэродромная был >5 м, зона затопления – >600 м. Близкие по возрасту слои цунамигенных песков есть и на других участках побережья бухты Димитрова [Разжигаева и др., 2008].

Песок, образованный палеоцунами Ts 12 (~4860–4890 кал. л. н.), мелко-среднезернистый, представляет собой смесь материала с пляжа и осушки в близкой пропорции. Кривые распределения бимодальные (моды 0.2–0.25 и 0.315–0.4 мм). Среди зерен >1 мм, составляющих 1.6 %, много неокатанных (59.3 %, коэффициент окатанности 0.59), что свидетельствует об эрозии склонов. Озерные отложения, включающие песок в разрезе 806, по составу диатомей мало отличаются от ниже- и вышележащей толщи. Отложения включают солоноватоводные планктонный *Thalassiosira bramaputrae* и бентосные *Melosira lineata*, *Tryblionella littoralis*, *T. levidensis*, *Ctenophora pulchella*, *D. smithii* var. *pumila*, а также бентосные *Halimophora coffeiformis*, *Nitzschia sigma*, *Tabularia fasciculata* и океанический *Thalassiosira eccentrica*, которых нет в ниже- и вышележащих отложениях. Сумма содержания морских и солоноватоводных диатомей 4.4 %. Цунами мало повлияло на развитие озера.

Песок хорошо прослеживается по простиранию (рис. 2). В разрезе 11608 в слое песка найдены бентосные солоноватоводные *Caloneis brevis* var. *elliptica* и *Cocconeis scutellum*, *Ctenophora pulchella*, *Navicula peregrina*, *Diploneis pseudovalis*, *Tryblionella levidensis*, *Melosira moniliformis*, планктонный *Thalassiosira bramaputrae*. Заплеск во время цунами был >310 м. Близкое по возрасту событие выделено для побережья бухты Димитрова (4440 ± 120 л. н., 5090 ± 170 кал. л. н., ЛУ-5582, 4420 ± 100 л. н., 5070 ± 150 кал. л. н., ЛУ-5575), зона затопления была >560 м.

В 200 м от берега встречен тонкий прослой мелкозернистого песка (Ts 13) с одномодальной кривой распределения (мода 0.2–0.25 мм), с небольшим плечом в области 0.315–0.4 мм. Отложения представ-

ляют собой смесь материала приурезовых фаций и пляжа. Гравийной фракции 1.3 %. Большая часть зерен (53.8 %) не окатана и поставлена за счет эрозии склона. Цунами Ts 13 распространялось в лагуну. Содержание морских и солоноватоводных видов во вмещающих отложениях достигает 35 %. Перенос материала с небольших глубин объясняет и пик содержания *Cocconeis scutellum* (13.4 %). Возраст события оценивается ~5130 кал. л. н. Близкие по возрасту цунамигенные пески были обнаружены на побережье бухты Димитрова.

Особенно много морских и солоноватоводных диатомей в озерных отложениях стало после прохождения палеоцунами Ts 14 ~5934 кал. л. н. (до 24.1 %), что, возможно, связано с косейсмическим опусканием. Среди доминант помимо солоноватоводного *Thalassiosira bramaputrae* (2.5 %) стало много *Melosira lineata* (до 8.8 %), способного переносить сильное распреснение. Волны цунами занесли также неритический *Thalassiosira gravis* и фрагменты океанического *Coscinodiscus* sp. Песок мелкозернистый, кривая распределения близка к одномодальной (мода 0.2–0.25 мм), осложненная небольшим пиком во фракции 0.1–0.125 мм, асимметричная за счет тонких фракций. Содержание алеврита 11.2 %. Основным источником было дно бухты. Все зерна >1 мм не окатаны, но малая доля крупных фракций (<0.4 %) предполагает, что не было активной эрозии склона и барьерной формы. Вероятно, во время этого же цунами образовался слой песка и в отложениях берегового озера в бухте Хромова, датированный ~5260 ± 140 л. н., 6040 ± 160 кал. л. н., ЛУ-6472. На тихоокеанском побережье событие близкого возраста зафиксировано в разрезах торфяников закрытой долины в центральной части бухты Димитрова, заплеск был >300 м вглубь суши.

Отложения наиболее древнего палеоцунами Ts 15 (~7160 кал. л. н.) по структуре и составу сильно отличаются от вышележащих цунамигенных песков. Кривая распределения бимодальная, мода 0.2–0.25 мм совпадает с приурезовыми фациями, вторая мода 0.63–0.8 мм свидетельствует, что с пляжа захватывался более грубый материал, чем

в вышележащих слоях. Преобладают крупнопесчаные фракции (37 %), доля гравия – 9.3 %. Причем, в отличие от вышележащих отложений, где крупные фракции сложены обломками малокурильской свиты, здесь много обломков вулканитов матакотанской свиты, которые перенесены цунами с участков, прилегающих к входным мысам. Среди частиц >1 мм преобладает неокатанный материал (64 %), коэффициент окатанности 0.40. Цунами прошло на начальном этапе формирования бухты при затоплении нижней части речной долины во время голоценовой трансгрессии. Седиментологическая ситуация, возможно, отличалась от современной. Лагуна была более открытой, доля морских диатомей 10–16 %. В пробе с цунамигенным песком сумма морских и солоноватоводных диатомей 26.6 % (41 вид). Здесь выше содержание видов, характерных для заливов: *Paralia sulcata* (1.7 %), *Hyalodiscus scoticus* (1.2 %), из бентосных – *Cocconeis scutellum* (2 %), *Diploneis pseudovalis* (2.9 %), *Pinnunavis yarrensensis* (1.2 %), *Pseudofallacia tenera* (2 %), выше и содержание солоноватоводных *Thalassiosira bramaputrae* (2 %). Намного выше богатство литорального бентоса. Отложения цунами близкого возраста обнаружены в разрезах наиболее древнего торфяника в закрытой долине на берегу бухты Димитрова.

В более удаленной от берега скважине 1406 вскрыты три слоя песков, залегающих ниже прослоя вулканического пепла Та-с (рис. 2). Точка находится ближе к склону и палеоустью ручья (рис. 1), и седиментологическая ситуация здесь была несколько иная, поэтому корреляция событий, зафиксированных здесь и в разрезах 806–11608, затруднена. В инт. 2.63–2.03 м найден слой разнотекстурного песка с мелкой дресвой и небольшим количеством хорошо окатанного (3–4 класс) гравия. В основании слоя залегает заиленный песок с дресвой, он перекрыт разнотекстурным алевритистым песком, в кровле – тонкий слой мелкозернистого заиленного песка. В отложениях в большом количестве встречены явно переотложенные *Euryxidicula zabelinae*, *Stephanopyxis* sp., *Coscinodiscus marginatus* и *C. asteromphalus*, обнаруженные

в морском плиоцене о. Шикотан [Терехов и др., 2011]. Вид *E. zabelinae* зональный, вымерший в раннем неоплейстоцене [Пушкарь, Черепанова, 2001]. Плиоценовые отложения найдены в бухте Хромова и, возможно, есть и в районе Малокурильска, накопление их происходило в условиях открытого мелководного морского бассейна [Терехов и др., 2011]. Вместе с тем в осадках найдены бентосные диатомеи, характерные для мелководных обстановок: *Cocconeis scutellum*, *Craticula halophila*, *Nitzschia sigma*, *Achnanthes brevipes*, *Tryblionella plana*, есть фрагменты неритического *Chaetoceros* sp. и океанических *Actinocyclus ochotensis*, *Coscinodiscus* sp., *Thalassiosira* sp., *Thalassiothrix* sp., распространенных и в современных условиях. Большая часть зерен >1 мм плохо окатаны. Можно предположить, что здесь фиксируются как поступление во время цунами материала со стороны моря, так и переотложение древних отложений со склона или речной долины. Увеличение мощности отложений также может быть связано с местонахождением точки ближе к борту и поступлением материала со склона. Судя по положению слоя песка в разрезе, отложения могли быть образованы во время палеоцунами Ts 8.

Ниже, на границе торфяника и озерных отложений, выходит слой мелкозернистого песка, включающего наряду с переотложенными створками *Euryxidicula zabelinae*, *E. (Stephanopyxis) turris*, *Thalassiosira* sp. сублиторальные бентосные *Cocconeis scutellum*, *Craticula halophila*, *Nitzschia sigma*, *Navicula peregrina*, *Prestauroneis integra*, *Fallacia forcipata*. Отложения сопоставляются с палеоцунами Ts 9. Нижележащие отложения накапливались в сильно распресненной лагуне. Из солоноватоводных диатомей встречены бентосные *Melosira lineata*, *Nitzschia sigma*, *Pseudofallacia tenera* и планктонный *Thalassiosira bramaeputrae*.

В вершине бухты был обследован котлован (разрез 15209) в 140 м от уреза (абс. высота 1.8 м). Среди алевроитовых илов обнаружены хорошо выраженные слои мелкозернистых песков, выходящие выше и под

вулканическим пеплом Та-с (рис. 4). Состав пресноводных диатомей из вмещающих отложений соответствует условиям проточного озера, находившегося в приустьевой зоне ручья в пределах слабо заболоченной речной долины с признаками почвенных процессов, подверженной частым наводнениям. В комплексе приблизительно в равных долях найдены почвенные виды *Hantzschia amphioxys*, *Luticola mutica*, *Pinnularia borealis*, *Humidophila contenta*, *Pinnularia obscura* и виды, характерные для стоячих и текучих вод, такие как *Planothidium lanceolatum*, *Odontidium mesodon*, *Rhoicosphenia abbreviata*, *Gomphonema angustum*, *Meridion circulare*, *M. constrictum*, *Fragilaria vaucheriae*, *Reimeria sinuata*, *Cocconeis placentula*, *Navicula lanceolata*, *Placoneis elginensis*. Диатомей, характерных для болотных обстановок, мало, встречаются *Eunotia praerupta*, *E. minor*, *Pinnularia brebissonii*. Морское происхождение песков доказывают находки морского бентосного *Cocconeis costata* и солоноватоводных *Tabularia fasciculata*, *Prestauroneis integra* (верхний слой песка) и морского бентосного *Amphora proteus* и солоноватоводных планктонного *Thalassiosira bramaeputrae*, бентосного *Prestauroneis integra* (нижний слой песка). Найдены также переотложенные фрагменты *Euryxidicula zabelinae*, *Stephanopyxis* sp., *Coscinodiscus marginatus*, *Coscinodiscus* sp., типичных для морского плиоцена [Терехов и др., 2011]. Зафиксированные в этом разрезе палеоцунами сопоставляются с событиями ~2080 и 2700 кал. л. н. (Ts 4 и Ts 6). Подобные пески широко распространены на тихоокеанской стороне острова [Разжигаева и др., 2008].

Рекогносцировочные работы по поиску отложений цунами были проведены на заболоченных участках в долине ручья Отрада выше поселка (рис. 1). Вскрытая мощность рыхлых отложений до 2.5 м (рис. 4). Здесь в разрезах торфяников и почвах обнаружены прослой мелко- и среднезернистых хорошо сортированных песков. Отложения разрезов 506, 606 очень богаты диатомеями и по видовому составу, и по количественному содержанию. Среди пресноводных ведущими по обилию створок являются виды обрастаний,

такие как *Planothidium lanceolatum*, *Fragilaria vaucheriae*, *Odontidium mesodon*, *O. hyemale*, *Karayevia clevei*, *Achnanthidium minutissimum*, *Eucocconeis laevis*, включая типичные реофилы *Meridion circulare*, *M. constrictum*. *Rhoicosphinia abbreviata*, *Hannaea arcus*, *H. arcus* f. *recta*, *Diatoma vulgaris*. В отдельных слоях обнаружено заметное количество *Staurosira venter*, *S. subsalina*. Здесь также высоко богатство донных видов, среди которых выделяются *Navicula cryptocephala*, *N. slesvicensis*, *N. lanceolata*, *Nitzschia linearis*. Почвенных диатомей и видов, характерных для болот, мало. Подобный состав диатомовой флоры характерен для проточного озера (старицы). Разрез 606 вскрывает отложения около заболоченного берега палео-озера. Во всех песчаных слоях кроме явно переотложенных фрагментов глубоководных морских видов (*Coscinodiscus marginatus*, *Euryxidicula zabelinae*, *Stephanopyxis* sp.) встречаются характерные для соленых озер, лагун, лиманов и устьев рек *Navicula peregrina*, *Prestauro-neis integra*, *Craticula halophilla*, в отдельных

пробакх – *Tryblionella apiculata*, *Thalassiosira bramaputrae*. Маловероятно, что эти виды переоткладывались с глубоководными из древних морских отложений. Некоторые из солоноватоводных видов отмечаются и в водоемах, богатых электролитами, и могли попасть в озеро при ином положении береговой линии в средне-позднеголоценовые трансгрессивные фазы. Возможно, признаком морских наводнений могут быть находки в некоторых слоях песка бентосного *Tryblionella apiculata*. Выделение отложений палеоцунами в этой части побережья требует дальнейших исследований.

Повторяемость сильных цунами. На побережье Малокурильской бухты зафиксированы только наиболее сильные цунами, которые интенсивно проявились со стороны Южно-Курильского пролива. Повторяемость таких событий составляет 1 раз в тысячу лет за последние 2 тыс. кал. лет (рис. 5), что реже, чем на тихоокеанской стороне острова, где сильные цунами проходили каждые 300 лет [Разжигаева и др., 2008].

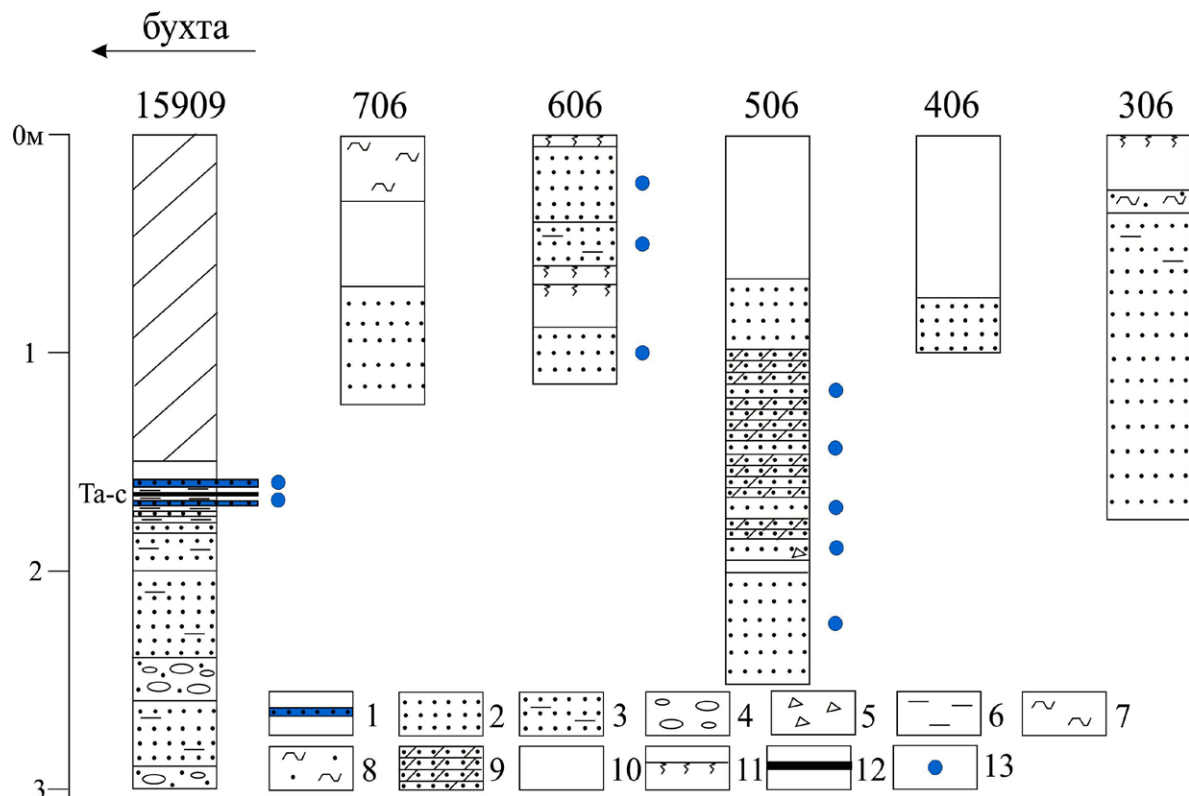


Рис. 4. Строение разрезов голоценовых отложений береговой низменности в вершине бух. Малокурильская. 1 – цунамигенный песок, 2 – песок, 3 – алевритистый песок, 4 – галька, 5 – дресва, 6 – алеврит, 7 – суглинок, 8 – супесь, 9 – оторфованный песок, 10 – торф, 11 – почва, 12 – вулканический пепел, 13 – находки морских диатомей.

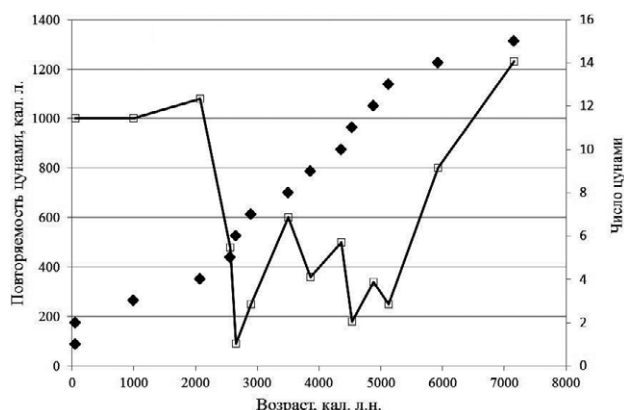


Рис. 5. Число цунами и повторяемость событий (разница во времени между последовательными событиями), зафиксированных в отложениях палеоозера на берегу бухты Малокурильская.

Сильные цунами были более частыми в период 2–5.1 тыс. кал. л. н., в этот временной интервал зафиксировано 9 событий, повторяемость их была выше — 1 раз в 180–500 лет, а в отдельных случаях цунами происходили через 90 лет. Особенно сильными были цунами Ts 8 и Ts 9, произошедшие ~3.5 и 3.8–3.9 тыс. кал. л. н., зоны затопления превышали 330 м. Возможно, во время цунами Ts 8 на ближайшем склоне был сейсмогенный оползень, материал которого был переотложен волнами цунами в озеро. Второе вызвало наиболее интенсивную эрозию как дна, так и бортов бухты. В среднем голоцене (5.1–7.5 тыс. кал. л. н.) повторяемость сильных цунами снизилась: 1 событие в 0.8–1 тыс. кал. лет. По результатам численного моделирования с учетом данных о проявлении исторических событий в бухте Малокурильская, цунами с высотой заплеска 4–6 м здесь могут иметь повторяемость 1 раз в 100 лет [Шевченко и др., 2018]. Все палеособытия были более масштабными, чем цунами XX в.

Выводы

Исследования отложений палеоцунами на заселенном побережье о. Шикотан дает возможность продлить временные ряды сильных событий до нескольких тысяч лет и получить некоторые характеристики заплесков. Найдены отложения 2 исторических и 13 палеоцунами и выявлена частота сильных цунами для бухты Малокурильская

за последние 7.5 тыс. лет. Следует оговорить, что палеособытия, которые были реконструированы по геологическим данным, не имеют современных аналогов. Выявлены особенности осадконакопления при разновозрастных событиях, определены источники материала, перенесенного волнами цунами, наиболее сильные цунами сопровождались активной эрозией дна бухты, бортов бухты и склонов. К сожалению, строение берегов не позволило определить максимально возможные высоты заплесков палеоцунами. Для этого необходим поиск других объектов со стороны Южно-Курильского пролива. В цунамиопасной зоне находятся нижние части пос. Малокурильск, эти участки в последние десятилетия активно осваиваются и вовлекаются в хозяйственную деятельность. Геологические материалы показывают, что палеособытия были более интенсивными, хотя и более редкими, чем известные исторические цунами. Полученные данные следует учитывать при оценке цунамиопасности побережья и разработке мероприятий безопасного природопользования.

Список литературы

1. Аверьянова В.Н., Федотов С.А., Ферчев М.Д. Предварительные данные о землетрясении и цунами 6 ноября 1958 г. // *Бюл. совета по сейсмологии*. 1961. № 9. С. 89–99.
2. *Атлас Курильских островов* / В.М. Котляков, Н.Н. Комедчиков, П.Я. Бакланов (ред.). М.: Владивосток: ДИК, 2009. 516 с.
3. Барникова С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. *Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды*. Тель-Авив: Pilies Studio, 2006. 498 с.
4. Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. *Вулканогенно-осадочные формации геосинклинальных поднятий Малых и Больших Курил*. Новосибирск: Наука, 1973. 152 с.
5. Давыдова И.Н. *Диатомовые водоросли — индикаторы природных условий водоемов в голоцене*. Л.: Наука, 1985. 244 с.
6. *Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные* / В.С. Шешукова-Порецкая (отв. ред.) Л.: Наука, 1974. Т. 1. 400 с.
7. *Диатомовый анализ*. Кн. 3. Л.: Госгеолитиздат, 1950. 398 с.
8. Иващенко А.И., Гусяков В.К., Джумагалиев В.А., Йех Г., Жукова Л.Д., Золотухина Н.Д., Кайстренко В.М., Като Л.Н., Клочков А.А., Королев Ю.П., Кругляков А.А., Куликов Е.А., Куракин В.Н., Ле-

вин Б.В., Пелиновский Е.Н., Поплавский А.А., Титов В.В., Харламов А.А. Шикотанское цунами 5 октября 1994 г. // Докл. АН. 1996. Т. 348, № 4. С. 532–538.

9. Кайстренко В.М., Гусяков В.К., Джумагалиев В.А. и др. Проявление цунами 4 октября 1994 года на Шикотане // Проявления конкретных цунами. Цунами 1993 и 1994 годов на побережье России. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. Т. 8. С. 55–73.

10. Кайстренко В.М., Шевченко Г.В., Ивельская Т.Н. Проявление цунами Тохoku 11 марта 2011 года на российском тихоокеанском побережье // Вопросы инженерной сейсмологии. 2011. Т. 38, № 1. С. 41–64.

11. Ковтунович П.Ю. Геологическое строение // Курильские острова (природа, геология, землетрясения, вулканы, история, экономика). Южно-Сахалинск: Сахалин. кн. изд-во, 2004. С. 57–97.

12. Левин Б.В., Иващенко А.И., Куликов Е.А. Заключение подкомиссии по цунами и морским наводнениям о результатах обследования последствий землетрясения и цунами 4(5).10.1994 г. в береговой зоне Южных Курильских островов // Шикотанское землетрясение 4(5).10.94: экстренный выпуск. ФССН: Информ.-аналит. бюл. М., 1994. С. 5–7.

13. Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И. Методы изучения осадочных пород. М.: Недра, 1986. 240 с.

14. Лоция Охотского моря. Вып. 1. Южная часть моря / Мин-во обороны СССР. Гидрогр. упр. 1968. 284 с.

15. Пинегина Т.К. Пространственно-временное распределение очагов цунамигенных землетрясений тихоокеанского и беринговоморского побережий Камчатки по отложениям палеоцунами: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 2014. 43 с.

16. Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Диатомеи плиоцена и антропогена Северной Пацифики (Стратиграфия и палеэкология). Владивосток: Дальнаука, 2001. 229 с.

17. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Харламов А.А., Ильев А.Я., Кайстренко В.М. Геологическая летопись палеоцунами на о. Шикотан (Малая Курильская гряда) в голоцене // Вулканология и сейсмология. 2008. № 4. С. 50–66. [Razzhigaeva N.G., Ganzei L.A., Grebennikova T.A., Kharlamov A.A., Ilyev A.Ya., Kaistrenko V.M. The geological record of paleotsunamis striking Shikotan Island, in the Lesser Kurils, during holocene time. *J. of Volcanology and Seismology*, 2008, 2(4): 262–277. <https://doi.org/10.1134/s0742046308040040>].

18. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Харламов А.А., Арсланов Х.А., Кайстренко В.М., Горбунов А.О., Петров А.Ю. Проблема палеорекоstructions мегацунами на Южных Курилах // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36, № 1. С. 37–49. [Razzhigaeva N.G., Ganzei L.A., Grebennikova T.A.,

Kharlamov A.A., Arslanov K.A., Petrov A.Y., Kaistrenko V.M., Gorbunov A.O. The problem of past megatsunami reconstructions on the southern Kurils. *Russian J. of Pacific Geology*, 2017, 11(1): 34–45. <https://doi.org/10.1134/s1819714017010079>]

19. Рябушко Л.И. Диатомовые водоросли (Bacillariophyta) залива Восток Японского моря // Биота и среда заповедников Дальнего Востока. 2014. № 2. С. 4–17.

20. Соловьев С.Л. Основные данные о цунами на Тихоокеанском побережье СССР, 1737–1976 гг. // Изучение цунами в открытом океане. М.: Наука, 1978. С. 61–128.

21. Справочник по литологии / Н.Б. Вассоевич, В.Л. Либрович, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко (ред). М.: Недра, 1983. 509 с.

22. Терехов Е.П., Цой И.Б., Можеровский А.В., Вагина Н.К. Плиоценовые отложения острова Шикотан (Малая Курильская гряда) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19, № 3. С. 96–110. [Terekhov E.P., Tsoy I.B., Mozherovskii A.V., Vagina N.K. Pliocene sediments of Shikotan Island (Lesser Kuril Ridge). *Stratigraphy and Geological Correlation*, 2011, 19(3): 337–351. <https://doi.org/10.1134/s0869593811030105>]

23. Шевченко Г.В., Лоскутов А.В., Кайстренко В.М. Новая карта цунамирайонирования Южных Курильских островов // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2, № 3. С. 225–238. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2018.2.3.225-238>

24. Шикотанское землетрясение и цунами 4(5) октября 1994 года. Хроника событий, анализ последствий и современное состояние проблемы / Левин Б.В., Лихачева О.Н., Ломтев В.Л., Тихонов И.Н., Шевченко Г.В. (ред.). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2015. 128 с.

25. Bronk Ramsey C. Methods for summarizing radiocarbon datasets // *Radiocarbon*. 2017. Vol. 59, N 2. P. 1809–1833. doi:10.1017/RDC.2017.108

26. Dawson A.G., Stewart I. Tsunami deposits in the geological record // *Sedimentary Geology*. 2007. Vol. 200(3–4). P. 166–183. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.002>

27. Goto T., Satake K., Sugai T., Ishibe T., Harada T., Gusman A.R. Tsunami history over the past 2000 years on the Sanriku coast, Japan, determined using gravel deposits to estimate tsunami inundation behavior // *Sedimentary Geology*. 2019. Vol. 382. P. 85–102. doi:10.1016/j.sedgeo.2019.01.001

28. Kaistrenko V., Razzhigaeva N., Kharlamov A., Shishkin A. Manifestation of the 2011 Great Tohoku tsunami on the Kuril Island coast: Tsunami with ice // *Pure and Applied Geophysics*. 2013. Vol. 170. P. 1103–1114. doi:10.1007/s00024-012-0546-9

29. Krammer K., Lange-Bertalot H. *Bacillariophyceae. Teil 1. Naviculaceae*. Jena: VEB Gustav Fischer Verlag, 1986. 876 p.

30. Krammer K., Lange-Bertalot H. *Bacillariophyceae. Teil 3. Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae*. Jena: VEB Gustav Fischer Verlag, 1991. 576 p.
31. Nazarova L., Grebennikova T.A., Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Belyanina N.I., Arslanov Kh.A., Kaistrenko V.M., Gorbunov A.O., Kharlamov A.A., Rudaya N., Palagushkina O., Biskaborn B.K., Diekmann B.R. Reconstruction of Holocene environmental changes in Southern Kurils (North-Western Pacific) based on palaeolake sediment proxies from Shikotan Island // *Global and Plan. Change*. 2017. Vol. 159. P. 25–36. doi:10.1016/j.gloplacha.2017.10.005
32. Nishimura Yu., Nakamura Y., Kaistrenko V., Iliev A.Ya. Tsunami deposits and tephra on Kunashir and Shikotan Islands, Southern Kuril Islands // *Chikyū Monthly*. 2009. Vol. 31, N 6. P. 311–320.
33. Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Ivanova E.D., Kharlamov A.A., Kaistrenko V.M., Arslanov Kh.A., Chernov S.B. The Tohoku Tsunami of 11 March 2011: The key event to understanding tsunami sedimentation on the coasts of closed bays of the Lesser Kuril Islands // *Pure and Applied Geophysics*. 2014. Vol. 171, N 12. P. 3307–3328. doi:10.1007/s00024-014-0794-y
34. Razzhigaeva N.G., Matsumoto A., Nakagawa M. Age, source, and distribution of Holocene tephra in the Southern Kurile Islands: Evaluation of Holocene eruptive activities in the southern Kurile arc // *Quaternary International*. 2016. Vol. 397. P. 63–78. doi:10.1016/j.quaint.2015.07.070
35. Sakaguchi Y. Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation // *Bull. of the Dep. of Geogr. Univ. of Tokyo*. 1983. Vol. 15. P. 1–31.
36. Sawai Y. Evidence for 17th-century tsunamis generated on the Kurile-Kamchatka subduction zone, Lake Tokotan, Hokkaido, Japan // *J. of Asian Earth Sciences*. 2002. Vol. 20. P. 903–911. https://doi.org/10.1016/s1367-9120(01)00077-3
37. Sugawara D., Minoura K., Imumura F. Tsunami and tsunami sedimentology // *Tsunamiites – Features and Implications*. Amsterdam: Elsevier, 2008. P. 9–49. https://doi.org/10.1016/b978-0-444-51552-0.00003-5

Сведения об авторах

РАЗЖИГАЕВА Надежда Глебовна (ORCID 0000-0001-7936-1797), доктор географических наук, главный научный сотрудник, ГАНЗЕЙ Лариса Анатольевна (ORCID 0000-0002-2538-6603), кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник, ГРЕБЕННИКОВА Татьяна Афанасьевна (ORCID 0000-0002-5805-391X), кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник – лаборатория палеогеографии и геоморфологии, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток; КАЙСТРЕНКО Виктор Михайлович (ORCID 0000-0003-1026-2509), доктор физико-математических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории цунами – Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск; ХАРЛАМОВ Андрей Александрович (ORCID 0000-0003-2623-5388), ведущий инженер лаборатории цунами – Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; АРСЛАНОВ Хикматулла Адиевич (ORCID 0000-0002-2302-8175), доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, МАКСИМОВ Федор Евгеньевич (ORCID 0000-0002-9429-3216), кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник – научная лаборатория геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург.

Современная динамика аккумулятивного берега, сложенного пирокластикой подводного вулканического извержения

© 2019 Н. Н. Дунаев^{*1}, Т. Ю. Репкина², А. В. Баранская², В. В. Афанасьев³

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

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

E-mail: dunaev@ocean.ru

По результатам дешифрирования космических снимков и полевых наблюдений рассмотрена современная динамика сложенного пемзовыми песками аккумулятивного берега Охотского моря в районе перешейка Ветровой о. Итуруп (Южные Курильские острова). Острова Большой Курильской гряды характеризуются активными современными геологическими процессами. Это выражается в высокоамплитудных перемещениях земной поверхности по разломам, проявлениях интенсивного вулканизма, повышенной сейсмичности и высокой скорости береговых процессов. Острова интересны и в связи с месторождениями разнообразных полезных ископаемых, в том числе промышленных запасов магнетитовых песков, а также развитием рекреационного и познавательного туризма. Поэтому их активно исследовали. Однако многие аспекты функционирования ландшафтов островов остаются невыясненными. Это относится, в частности, к прибрежным морфосистемам. Изучение динамики морских берегов в разных климатических и геодинамических условиях позволяет получить новые знания о процессах взаимодействия суши и моря, тесно связано с вопросами геоэкологии, дает возможность более обоснованно подойти к решению важных хозяйственных задач.

Ключевые слова: о. Итуруп, Курильские острова, побережье, пляж, пирокластика, морфодинамика, морфоструктурный план, космические снимки.

Modern dynamics of an accumulative coast composed by pyroclastics of an underwater volcanic eruption

*Nikolay N. Dunaev^{*1}, Tatiana Yu. Repkina², Alisa V. Baranskaya², Viktor V. Afanasiev³*

¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences (IORAS), Moscow, Russia

²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

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

*E-mail: dunaev@ocean.ru

According to the results of the interpretation of satellite images and field observations, modern dynamics of the accumulative coast of the Sea of Okhotsk composed of the sandstone of the Okhotsk Sea in the area of the Vetrovoy Bridge at Iturup Island of the Great Kuril Ridge have been studied. The islands of the Great Kuril Ridge are characterized by active modern geological processes. They are expressed in high-amplitude movements of the earth's surface along faults, intense volcanism, increased seismicity and high rates of coastal processes. The islands are also interesting in practical terms in connection with deposits of various minerals, including industrial reserves of magnetite sand, as well as the development of recreational and educational tourism. Therefore, they have been well-studied previously. However, many aspects of the island's landscapes evolution are still unclear. This concerns in particular the coastal morphosystems. Studying the dynamics of sea coasts in different climatic and geodynamic conditions allows obtaining a new knowledge about the processes of interaction between land and sea. Also this is closely related to geo-environmental issues, as well as to grounds of reasonable the solution of important economic problems.

Keywords: Iturup island, coastal, beach, pyroclastic, morphodynamics, morphostructural plan, satellite images.

Введение

Район исследований охватывает прибрежье зал. Простор Охотского моря, расположенного на северо-западе о. Итуруп Большой Курильской гряды. Полевые работы выполнены в центральной части залива (рис. 1). В статье на основе дешифрирования космических снимков и полевых наблюдений рассмотрена современная динамика сложенного пемзовыми песками аккумулятивного берега Охотского моря в районе перешейка Ветровой о. Итуруп.

Материалы и методы

Динамика берегов зал. Простор (~30 км береговой линии), включая северо-западную оконечность Ветрового перешейка, изучена по данным дешифрирования космических снимков (КС) и полевых наблюдений. Строение берегов определено по результатам дешифрирования космических снимков QuickBird с пространственным разрешением 0.61 м (<https://www.google.com/earth/>). Для проверки дешифрирования использованы данные полевых описаний и измерений морфологических параметров пляжей и береговых уступов, а на западных берегах залива, где полевые наблюдения не выполнялись, – литературные данные, топографические и геологические [Государственная... , 2002] карты.

Современная динамика берегов оценена для нескольких временных интервалов. За период 1984–2016 гг. она охарактеризована с шагом в 1 год путем сопоставления разновременных КС Landsat, содержащихся в Google Earth (<https://www.google.com/earth/>) и Google Earth Engine/Timelapse (<https://earthengine.google.com/timelapse/>). Пространственное разрешение снимков позволяет распознавать на КС 1984–1993 гг. объекты с линейными размерами не менее ~30 м, а на более поздних ~20 м и лучше. Таким образом, на всем протяжении береговой линии ее смещения за 33 года зафиксированы в случае, если они превышали 30 м (за весь период наблюдений или между съемками отдельных лет). Особенность размещенных в Google Earth КС Landsat – отсутствие информации о конкретной дате съемки изобра-

жения. Временная шкала указывает на дату 31 декабря каждого года. Поэтому изменения конфигурации береговой линии отражают осредненную за год динамику берега.

На северо-западных берегах перешейка Ветровой, обеспеченных разновременными КС QuickBird (<https://www.google.com/earth/>), возможно распознавание изменений объектов с размерами около 1 м. На этом участке по КС QuickBird с датами съемки 14.10.2004 и 01.08.2013 г. сравнивалось положение основания пляжа. На отступающих берегах также оценены изменения конфигурации бровки клифа или уступа размыва.

Основные черты геолого-геоморфологического строения исследуемого района

Памятуя напутствие основоположника научного подхода к защите морских берегов А. ван Виерлинга (1507–1579) избегать локального подхода к проблеме [Vierlingh, 1920], кратко, избирательно и обобщенно остановимся на характеристике исследуемого района.

О. Итуруп является наиболее крупным в Курильской островодужной системе, частью Большой Курильской гряды, сформированной геологическими образованиями неогенового и четвертичного возраста. В их составе принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные отложения, прорванные многочисленными сравнительно мелкими экстрезивными и субвулканическими телами и дайками широкого петрографического диапазона – от базальтов и долеритов до риолитов и гранитов. Со среднего неоплейстоцена и до настоящего времени прогрессируют субаэральные условия и происходит активный вулканизм с ослаблением эффузивной и усилением эксплозивной формы [Атлас... , 2009].

О. Итуруп отличается значительными залежами магнетитовых песков, в которых сосредоточено до 80 % всех ресурсов железа, ильменита и титана Курильских островов. Наиболее богатое Ручарское месторождение приурочено к западному прибрежью перешейка Ветровой. Рудосодержащие отложения

представлены здесь вулканическими пемзами серовато-белого цвета с рассеянными включениями указанных минералов. Их концентрирование происходит в результате абразии сложенных пемзами берегов и волновой переработки продуктов разрушения в приурезовой зоне моря. Присутствие минералов отчетливо проявляется в песчаных отложениях пляжа и береговых валов. Цвет песка в зависимости от содержания магнетитовых частиц изменяется от светло-серого до черного (рис. 2).

Происхождение пемз увязывается с подводным пирокластическим вулканическим извержением. Оно произошло примерно в средней части перешейка и сопровождалось созданием кальдеры обрушения диаметром 6–7 км [Горшков, 1967], в которой в настоящее время расположено оз. Тайное. Пемзы образуют слоистую толщу, названную роковской. Их возраст определен по ^{14}C как позднеплейстоценовый в интервале от $38\,500 \pm 500$ лет (ГИН-7092) до $5\,350 \pm 50$ лет (ГИН-7094), а по данным термолюминисцентного анализа составляет $\sim 20\,000$ лет [Булгаков, 1994]. Состав пемз отвечает умеренно глиноземистым дацитам и риодацитам нормального ряда, а внутреннее



Рис. 1. Положение района исследований. Красными стрелками показаны границы участка полевых работ.

строение является результатом плавления метабазитов пирокластики [Смирнов и др., 2017].

Перешеек Ветровой расположен в межгорной седловине, центральная часть которой представляет собой аккумулятивную поверхность площадью немногим более 20 км^2 (рис. 1). Это самая узкая (6,4–10 км) и низменная (абс. отметки до 12–15 м) часть острова. В морфоструктурном отношении перешеек приурочен к грабену северо-западного простирания шириной около 12 км, который разделяет северный и южный поднятые мегаблоки острова (рис. 3). Мощность пемз роковской свиты в пределах грабена превышает 200 м.



Рис. 2. Концентрация магнетита на песчаном пляже пемзового берега зал. Простор. На врезке прослой магнетита в отложениях пляжа. Фото В.В. Афанасьева



Рис. 3. Фрагмент структурно-геоморфологической карты о. Итуруп. Сост. А.В. Баранская

Поверхностные отложения представлены суглинками и супесями с обломками вулканитов. В геоморфологическом отношении перешеек являет собой морскую террасу высотой до 12–15 м позднеплейстоценового возраста [Грабков, Ищенко, 1982]. Его современный облик связан с последующей волновой и эоловой переработкой пирокластике с сопутствующим появлением морских и лагунных террас.

Охотоморский берег перешейка абразионно-аккумулятивный. На севере он ограничен выходящим к урезу воды уступом, сложенным андезитами. По направлению на юг он на протяжении более 100 м представлен бенчем и приурезовым грубообломочным материалом, размерами до валунов. Бенч примыкает к отмершему уступу низкой (около 3 м) преимущественно аккумулятивной морской террасы. Далее на юг берег представлен песчаным пляжем, с доминирующей шириной 30–60 м и береговыми валами, перевеваемыми и питаемыми авантюны и прибрежные дюны.

Характерной чертой этой части берега является наличие развитых ритмичных форм рельефа – фестонов, шаг которых изменяется от нескольких метров (пляжевые фестоны) до сотен метров (песчаные волны, или мегафестоны). Выступы этих форм выдвигаются в море до нескольких десятков метров (рис. 4).

На основании математического моделирования [Афанасьев и др., 2018; Леон-



Рис. 4. Мегафестоны на берегу зал. Простор. Фото В.В. Афанасьева

тьев и др., 2018] предполагается, что развитие мегафестонов тесно связано с формированием циркуляционных ячеек, способствующих росту небольшого начального возмущения контура береговой линии. Они поддерживаются определенным соотношением между длиной ритмичных форм, размером прибойной зоны и скоростями прибрежных течений в каждом конкретном береговом районе. Южнее пляж сокращается до нескольких метров, а на некоторых участках исчезает, сменяясь в сторону суши сложными пемзами береговыми обрывами. В результате абразии, денудационных и эрозионных процессов берег приобрел оригинальную морфоскульптуру и в настоящее время известен под именем «Белые скалы» (рис. 2). Это уникальное неповторимой красоты природное явление пользуется большой популярностью у любителей туризма.

Исследование современной динамики берега важно как для понимания закономерностей развития берегов, сложенных пирокластическим материалом, так и для оценки экономических перспектив региона. Прогноз динамики берега необходим в целях разрешения потенциального конфликта между добычей магнетитовых песков и рекреационно-познавательным туризмом.

Ветро-волновые условия

Климат о. Итуруп умеренный морской, осложненный муссонной составляющей. При этом микроклимат охотоморской и тихоокеанской экспозиций острова различается. Охотоморское побережье заметно теплее, поскольку его согревают теплые воды тече-

ния Соя. Штормовое воздействие на берега весной и летом ослаблено. В осенне-зимний сезон повторяемость высоких волн заметно возрастает (рис. 5). Волны высотой 5 м и более составляют 6–7 % от общего числа волн. Наиболее сильное волнение продуцируется циклонами (тайфунами). Обычно в сентябре тайфуны выходят в южную часть Охотского моря, перемещаясь вдоль Курильской гряды. Летом преобладают ветры и волны от северо-запада, осенью велика повторяемость ветров и волнения северо-западных, северо-восточных и юго-восточных, зимой – северо-восточных, а весной – юго-западных и северо-восточных румбов. В целом преобладают направления волн от северо-запада до северо-востока, что определяет достаточно высокую интенсивность береговых процессов в заливе [Атлас... , 2009].

Генетические типы берегов и морфоструктурный план побережья зал. Простор

На северо-западе и северо-востоке залива, в пределах относительно приподнятых морфоструктурных блоков и примыкающих к ним участков (рис. 3), преобладают берега абразионного типа с клифами, выработанными в устойчивых к размыву вулканогенных породах неогена (рис. 7). Для них характерны крутые или отвесные, реже – пологонаклонные клифы, расчлененные редкими ручьями. Пляжи узкие (до 15, иногда до 20 м), валунно-гравийные или песчано-гравийные, в вершинах небольших вогнутостей берега – песчаные.

Абразионные берега Белых Скал, выработанные в слабо литифицированных пемзах, приурочены к относительно приподнятому морфоструктурному блоку (рис. 3). Преимущественно крутые или отвесные береговые уступы расчленены множеством эрозионных ложбин, поставляющих на берег значительное количество материала (рис. 6, 7). Ширина песчаных пляжей – от первых метров до 30 м.

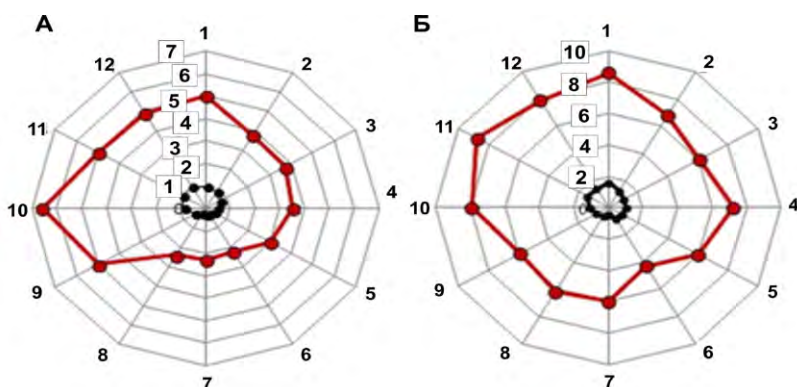


Рис. 5. Средние за месяц высоты волн в метрах (средние – внутренняя линия, максимальные – внешняя линия). А – в северной части зал. Простор по данным судовых наблюдений; Б – на ГМС Курильск [Климат морей...].



Рис. 6. Устье ручья, стекающего из эрозионной ложбины, расчленяющей пемзовые береговые уступы.
Фото В.В. Афанасьева

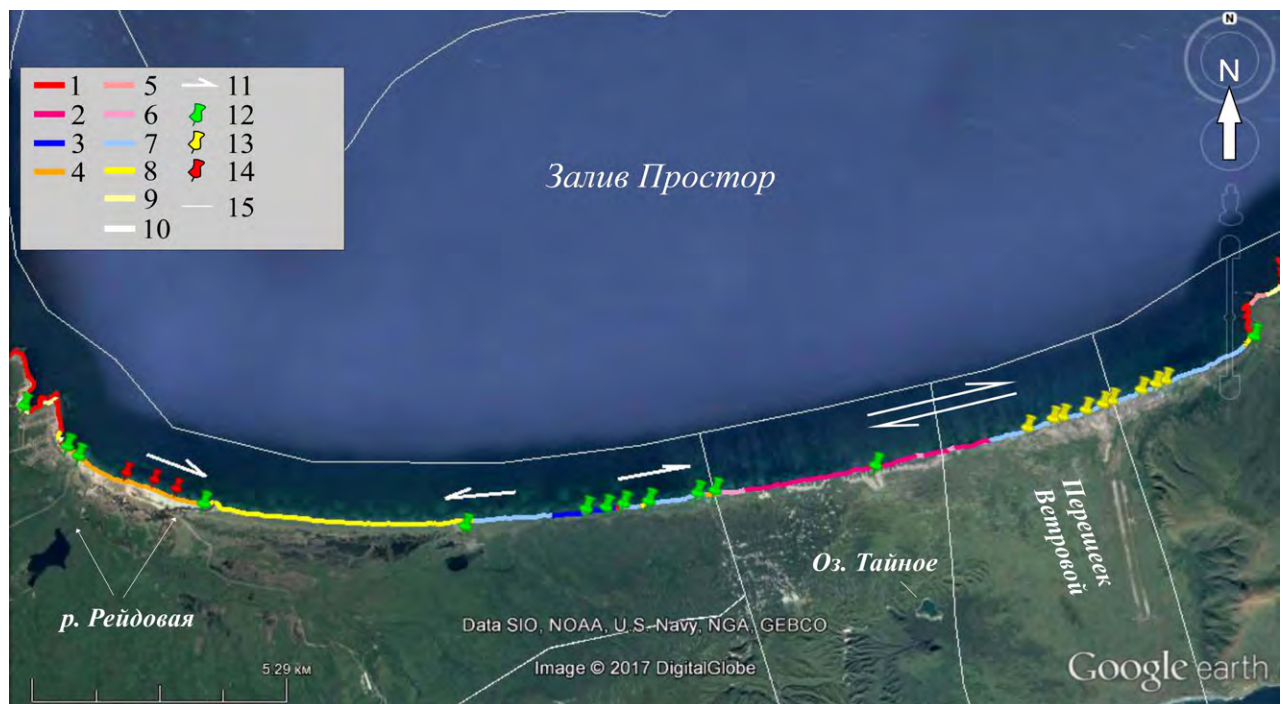


Рис. 7. Схема морфодинамики берегов зал. Простор. Сост. Т.Ю. Репкина.

Преобладание обстановок размыва и транзита, абразионные берега: 1 – с клифами, выработанными в устойчивых к размыву вулканогенных породах (лавы, гиадокластиты); 2 – с уступами размыва, выработанными в слабо литифицированных пирокластических отложениях, расчлененные оврагами и промоинами; 3 – с уступами размыва, выработанными в отложениях морских террас и существенно измененными эоловыми процессами; 4 – аккумулятивные пляжевые и лагунные берега, в настоящее время подверженные размыву. Чередование обстановок размыва, транзита и аккумуляции: 5 – абразионные берега с отмершими клифами, выработанными в устойчивых к размыву вулканогенных породах; 6 – абразионные берега с отмершими уступами размыва, выработанными в слабо литифицированных пирокластических отложениях; 7 – абразионные берега с отмершими уступами размыва, выработанными в отложениях морских террас и существенно измененными эоловыми процессами. Преобладание обстановок аккумуляции: 8 – аккумулятивные пляжевые и лагунные берега открытого побережья; 9 – аккумулятивные пляжевые берега полузамкнутых бухт, в том числе – карманные пляжи. Чередование обстановок транзита и аккумуляции, обусловленное влиянием инженерных сооружений: 10 – инженерные сооружения и берега, измененные человеком. Перемещение наносов: 11 – преобладающие направления транспортировки наносов во вдольбереговых потоках; 12 – поступление в береговую зону наносов с твердым стоком рек и ручьев; 13 – вынос с береговых уступов и пляжей песков под действием дефляции; 14 – участки интенсивного переформирования пляжей. 15 – границы морфоструктурных блоков.

В пределах наиболее опущенных и относительно опущенных морфоструктурных блоков суши к берегу подходят морские террасы высотой <5 и 10–20 м. К западу от Белых Скал и на берегах Ветрового перешейка террасы подвержены размыву. В зависимости от локальных морфолитодинамических условий береговые уступы активны, закрыты эоловыми песками или задернованы. Эоловые процессы наиболее интенсивны на берегах Ветрового перешейка, где фронт дюнного пояса нарушен многочисленными раздувами (рис. 7). Их положение стабильно в многолетнем плане. Между устьем р. Рейдовая (рис. 1) и положительным морфоструктурным блоком развиты аккумулятивные берега с широкими (до 50 м) песчаными пляжами (рис. 7). В устьях некоторых ручьев формируются небольшие (длина – первые сотни метров, ширина – первые десятки метров), стабильные в многолетнем плане косы.

Вдольбереговые перемещения песчаного материала определяются течениями, генерируемыми в прибойной зоне. Конвергенция приустьевых потоков наносов может быть причиной накопления наносов на аккумулятивном участке берега. В то же время их дивергенция в районе Белых скал благоприятствует режиму размыва и выноса образующегося осадочного материала на сопредельные участки. Судя по изменениям конфигурации берега на разновременных КС, направления потоков наносов могут существенно изменяться в зависимости от направления подхода волн. При северо-западном волнении пески из западной части залива переносятся в восточную, где и осаждаются. При северо-восточном шторме материал из восточной части возвращается в западную. Волны иных румбов не вносят заметного вклада в транспорт наносов.

Динамика береговой линии

По данным сопоставления КС Landsat за 1984–2016 гг., общая конфигурация береговой линии зал. Простор за это время изменилась незначительно. Вместе с тем на трех участках выявлена тенденция отступления берега. К западу от р. Рейдовая, на участке

размыва голоценовой косы, основание пляжа сместилось в сторону суши на величину от 10 до 50 м. В то же время на приустьевом взморье р. Рейдовая берег выдвинулся на ~50 м, сформировались осушенные косы. На абразионных берегах с уступами, выработанными в слабо литифицированных пемзах (Белые Скалы), основание пляжа и бровка берегового уступа отступили на 30–50 м. При этом скорость регрессивной эрозии оврагов, расчленяющих береговые уступы, оказалась существенно меньше (не более первых десятков метров за 33 года), чем можно было предположить по их «свежему» облику. Для расположенного к востоку от Белых Скал абразионного берега с уступами размыва, выработанными в отложениях морских террас, характерны тенденции к отступанию и значительные изменения конфигурации береговой линии в межгодовом и десятилетнем ритмах. Берег отступил здесь на максимальную (до 150 м) величину. Существенного смещения фронта перевеянных песков в сторону суши как на КС Landsat, так и на КС субметрового разрешения QuickBird не выявлено. Аккумулятивный берег на крайнем северо-востоке залива был стабилен.

Заключение

Анализ разновременных КС высокого (1984–2016 гг.) и сверхвысокого (2004 и 2013 гг.) разрешения показал, что современная конфигурация побережья зал. Простор, сопредельные берегу глубины и уклоны дна акватории и высотные отметки суши в генеральных чертах контролируются неотектоническим морфоструктурным планом. Предопределенная им экспозиция берегов к ветро-волновому воздействию моря во многом повлияла на избирательную экзогенную морфодинамику берегов. Существенным фактором береговой динамики является исходный литологический, обусловленный проявлениями эффузивного и подводного эксплозивного вулканизма, повлиявший на распределение вдоль контура берега пород различной устойчивости к размыву и локальные особенности очертания береговой линии. Заметная роль принадлежит эоловым процессам.

Не вступая в дискуссию по вопросу кинематики уровня моря в голоцене, прежде всего во второй его половине, а также о предполагаемом многими исследователями возможном повышении уровня в XXI в., принимаем, что его колебания будут лишь погодно-синоптического характера. С этой позиции считаем, что береговая линия в местах выхода к акватории эффузивных пород будет смещаться к морю, на аккумулятивных участках в целом будет наблюдаться стабилизация с небольшими колебаниями относительно уровня моря, а в районе Белых Скал возможна тенденция к замедлению абразии. Вместе с тем изъятие наносов пляжа в целях добычи магнетитовых песков и для любых целей спровоцирует отступление берега и окажет губительное воздействие на уникальный природный объект – Белые Скалы.

Список литературы

1. Атлас Курильских островов. М.; Владивосток: ИПЦ «ДИК», 2009. 516 с.
2. Афанасьев В.В., Уба А.В., Горбунов А.О., Зарочинцев В.С., Левицкий А.И. Морфодинамика устойчивой системы мегафестонов (песчаных волн) зал. Терпения (о. Сахалин) // *Геосистемы переходных зон*. 2018. Т. 2, № 1. С. 42–51. doi:10.30730/2541-8912.2018.2.1.042-051
3. Булгаков Р.Ф. *История развития южных островов Большой Курильской гряды в плейстоцене*: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1994. 20 с.
4. Горшков Г.С. *Вулканизм Курильской островной дуги*. М.: Наука, 1967. 183 с.
5. *Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Курильская*. Лист L-55-XXIII, XXIX: Объяснит. записка. Изд. 2-е. ФГУГП СахГРЭ, 2002. 117 с.
6. Грабков В.К., Ищенко А.А. Морфогенетические типы рельефа Курильских островов // *Рельеф и вулканизм Курильской островодужной системы*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 13–24.
7. *Климат морей России и ключевых районов Мирового океана. Охотское море*: электрон. атлас. ЕСИМО. URL: <http://esimo.ru/atlas/Oxot/> (дата обращения: 10.12.2017).
8. Леонтьев И.О., Афанасьев В.В., Уба А.В. Система мегафестонов на берегах залива терпения о. Сахалин: наблюдения и моделирование // *Арктические берега: путь к устойчивости: материалы конф.* Мурманск: МАГУ, 2018. С. 104–107.
9. Смирнов С.З., Рыбин А.В., Соколова Е.Н., Кузьмин Д.В., Дегтерев А.В., Тимина Т.Ю. Кислые магмы кальдерных извержений острова Итуруп: первые результаты исследования расплавных включений во вкрапленниках пемз кальдеры Львиная Пасть и перешейка Ветровой // *Тихоокеанская геология*. 2017. Т. 36, № 1. С. 52–69. [Smirnov S.Z., Sokolova E.N., Kuzmin D.V., Timina T.Y., Rybin A.V., Degterev A.V. Felsic magmas of the caldera-forming eruptions on the Iturup Island: the first results of studies of melt inclusions in phenocrysts from pumices of the Lvinaya Past and Vetrovoy Isthmus calderas. *Russian J. of Pacific Geology*, 2017, 11(1): 46–63. <https://doi.org/10.1134/s1819714017010080>].
10. Vierlingh A. *Tractaet van dyckagie* (eds. J. de Hullu en A.G. Verhoeven). Den Haag: Nijhoff, 1920. 100 p.

Сведения об авторах

ДУНАЕВ Николай Николаевич (ORCID 0000-0002-2219-489), кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории шельфа и морских берегов, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; РЕПКИНА Татьяна Юрьевна (ORCID 0000-0003-4345-8807), кандидат географических наук, старший научный сотрудник кафедры геоморфологии и палеогеографии, БАРАНСКАЯ Алиса Владиславовна (ORCID 0000-0001-8392-1638), кандидат географических наук, научный сотрудник лаборатории геоэкологии Севера – Географический факультет, МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва; АФАНАСЬЕВ Виктор Викторович (ORCID 0000-0002-2344-1269), кандидат географических наук, заведующий лабораторией береговых геосистем, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск.

Современные данные о морфологии затопленной кальдеры Львиная Пасть (о. Итуруп, Южные Курильские острова)

© 2019 Д. Н. Козлов*, И. Г. Коротеев

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

**E-mail: kozlovdn@bk.ru*

Приводятся современные сведения о строении затопленной части кальдеры (залива) Львиная Пасть (о. Итуруп, Южные Курильские острова), полученные в ходе экспедиции вулканологического отряда ИМГиГ ДВО РАН в 2017 г. При помощи методики цифровой эхолотационной съемки с синхронной привязкой по профилю получено 30 детальных эхолотных профилей. В результате их обработки составлена подробная батиметрическая схема кальдеры, вычислены ее морфометрические характеристики и описана специфика строения дна. При интерпретации профилей в северной части кальдеры обнаружена и описана серия экструзий. Отмечено, что в настоящее время в пределах кальдеры отсутствует какая-либо газогидротермальная активность.

Ключевые слова: Курильские острова, Львиная Пасть, кальдера, эхолотная съемка, морфология.

Modern data on morphology of the flooded caldera Lvinaya Past (Iturup Island, Southern Kuriles)

Dmitrii N. Kozlov, Igor G. Koroteev*

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

**E-mail: kozlovdn@bk.ru*

The paper provides current information about the structure of the flooded part of the caldera (bay) Lvinaya Past (Iturup Island, Southern Kuriles), obtained during the expedition of the volcanological team of IMGGE FEB RAS in 2017. Using 30 detailed echo sounder profiles have been obtained by using the digital echolocation survey method with synchronous profile binding. As a result of profile data processing, a detailed bathymetric scheme of the caldera has been compiled, its morphometric characteristics have been calculated, and the specific structure of the bottom has been described. A series of extrusions has been discovered and described during profiles interpreting in the northern part of the caldera. It has been established that there is no gashydrothermal activity presently inside the caldera.

Keywords: Kuril Islands, Lvinaya Past, caldera, echo sounding survey, morphology.

Введение

Кальдера Львиная Пасть расположена на юге о. Итуруп (Южные Курилы) (рис. 1). Ее размеры по гребню составляют 8.9×6.8 км, диаметр основания ~ 12.4 км. В плане кальдера имеет очертания овала, разомкнутого на севере проливом шириной 5.2 км. В его центральной части возвышается скала (экструзия) Камень-Лев (абс. высота 168 м). Глубины пролива северо-восточнее этой скалы сравнительно небольшие, до 15–50 м, а юго-западнее отметки доходят до 100–200 м. Средние отметки абсолютной высоты гребня кальдеры (хр. Безводный) составляют около 300–400 м. Максимальной высоты гребень кальдеры достигает на юго-западе, наивысшая точка —

зия) Камень-Лев (абс. высота 168 м). Глубины пролива северо-восточнее этой скалы сравнительно небольшие, до 15–50 м, а юго-западнее отметки доходят до 100–200 м. Средние отметки абсолютной высоты гребня кальдеры (хр. Безводный) составляют около 300–400 м. Максимальной высоты гребень кальдеры достигает на юго-западе, наивысшая точка —

одноименная гора Львиной Пасти высотой 526 м. Внешние склоны кальдеры пологие, внутренние – крутые, местами почти отвесные. По разным источникам, наиболее глубокое место в центре зал. Львиная Пасть достигает 503–557 м (Топографическая карта СССР, 1982, L-55-114-Г), общая гипсобатиметрическая амплитуда (от дна котловины к гребню кальдеры) составляет около 1 км. Кальдерообразующее извержение Львиной Пасти, предположительно, происходило в два этапа, по последним оценкам [Дегтерев и др., 2014] около ~13 000 и ~12 300 л. н. Оно считается одним из крупнейших вулканических событий ($V_{\text{пир.}} \sim 20\text{--}80 \text{ км}^3$), происходивших на Курилах в позднем плейстоцене. В обнажениях на внутренних склонах кальдеры чередуются пирокластика и лавовые потоки, всюду можно увидеть дайки. Состав пород варьирует от базальтов до дацитов, при этом постройка вулкана состоит преимущественно из основных пород, а пирокластика кальдерообразующего извержения имеет кислый состав [Федорченко и др., 1989].

В работах отечественных исследователей подробно описаны результаты сейсмоакустических исследований кальдеры, приведены

данные о ее геологическом строении и вещественном составе [Горшков, 1967; Бондаренко, 1991; Ломтев, Гуринов, 2008; и др.]. При этом информация о морфологии и морфометрических параметрах затопленной части этой вулканотектонической депрессии представлена весьма обобщенно, не приводится каких-либо батиметрических схем или моделей. Батиметрические схемы могли бы дать специалистам различных специальностей более наглядное представление о рельефе и специфике строения днища кальдеры, образовавшейся в результате одного из мощнейших извержений на Курильских островах на рубеже позднего плейстоцена – раннего голоцена. В связи с этим нами были поставлены задачи по проведению детальной батиметрической съемки Львиной Пасти, с последующей интерпретацией результатов и построением цифровой батиметрической схемы, а также подсчетом ее актуальных морфометрических характеристик.

Материалы и методы

В 2013 г. сотрудниками лаборатории вулканологии и вулканопасности ИМГиГ ДВО РАН в ходе экспедиции на о. Итуруп была проведена рекогносцировочная батиметрическая

съемка кальдеры Львиная Пасть, из-за сложных метеоусловий получилось пройти галсами лишь часть акватории вдоль внутренней стенки кальдеры. На основе этих данных не удалось составить обзорную схему вулканической депрессии, тем не менее опыт этой экспедиции стал отправной точкой для последующей полномасштабной эхолотной съемки, выполненной нами в 2017 г. Исследование кальдеры проведено по успешно апробированной методике [Козлов, 2015; Козлов и др., 2018] с применением эхолота Lowrance LMS-527c DF iGPS (частота излучателя 200 кГц), установленного на надувную моторную лодку. Съемка велась с дискретностью 2 м и

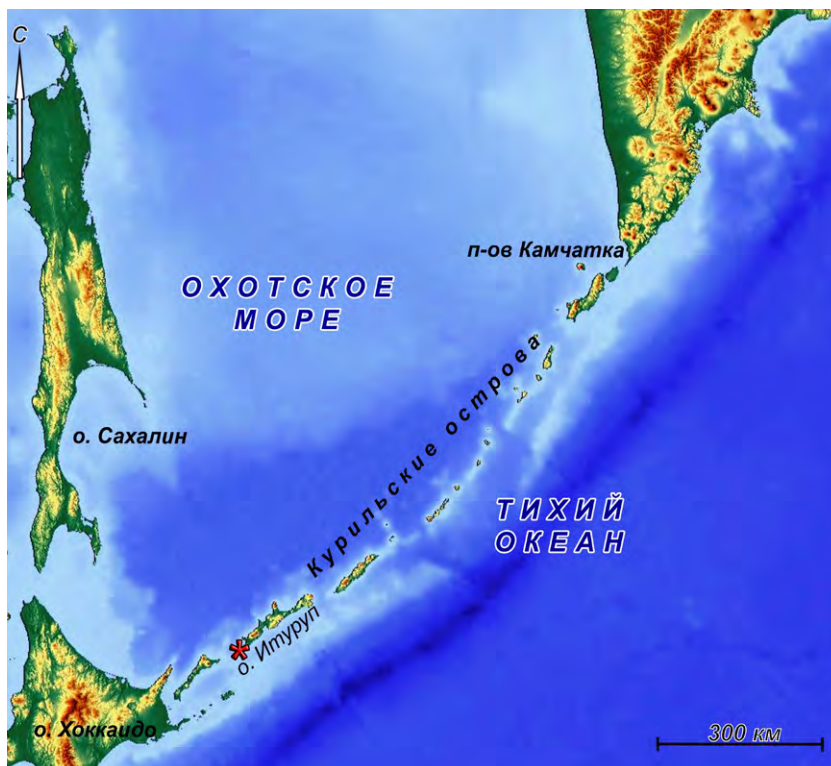


Рис. 1. Географическое положение кальдеры Львиная Пасть (отмечена звездочкой).

GPS-привязкой профилей, обработка полученных данных осуществлялась в пакетах Sonar Viewer и Surfer, расчет морфометрических характеристик произведен по стандартной методике [Морфология... , 2004], сведения о линейных параметрах и площади зеркала залива были получены при помощи ГИС SAS.Planet. Всего в ходе наших промерных работ было пройдено 30 эхолотных профилей высокой детализации, послуживших основой для составления подробной батиметрической схемы котловины Львиной Пасты (рис. 2), общее количество точек замеров составило 24 980.

Эхолотная съемка кальдеры Львиная Пасть

В результате анализа наших данных были получены следующие параметры зал. Львиная Пасть: длина 8.3 км, ширина 6.6 км, площадь зеркала 41.89 км², максимальная глубина 552 м, периметр залива (длина береговой линии и оси пролива) – 24.6 км. Эти сведения позволяют считать Львиную Пасть крупнейшим частично затопленным кальдерным комплексом на Курильских островах. Для сравнения можно привести параметры глубочайшего на Дальнем Востоке кальдерного озера Кольцевое (площадь зеркала 26 км², максимальная глубина 369 м) и кальдерной бухты Броутона (площадь зеркала 15 км², макс. глубина 250 м), они практически вдвое уступают Львиной пасте по площади и глубине. Общий морфологический облик кальдеры, описанный в более ранних трудах, практически не изменился: она представляет собой вытянутую в меридиональном простирании чашеобразную впадину с довольно крутыми стенками и разорванную на севере и северо-западе широким проливом, осложненным экстрюзией Камень-Лев.

В северной части кальдеры нами были обнаружены три подводные экстрוזии (?) существенных размеров, расположенные примерно в 1.2 км южнее скалы Камень-Лев. Они обозначены как В1, В2 и В3 (см. рис. 2). Экстрוזии имеют следующие особенности.

В1 – имеет коническую форму с диаметром основания около 550 м, отн. высоту 481 м (глубина вершины 39 м), на севере и на юге отделена седловинами от скалы Камень-Лев и В2;

В2 – экстрюзия, вытянутая с северо-запада на юго-восток с длиной по гребню около 305 м и шириной до 200 м, отн. высота 419 м (глубина вершины 101 м);

В3 – имеет коническую форму и сравнительно небольшие размеры с диаметром основания около 170 м, отн. высота 188 м (глубина вершины 332 м).

Очевидно, что данные подводные экстрוזии обнаружены благодаря более детальному обследованию акватории залива.

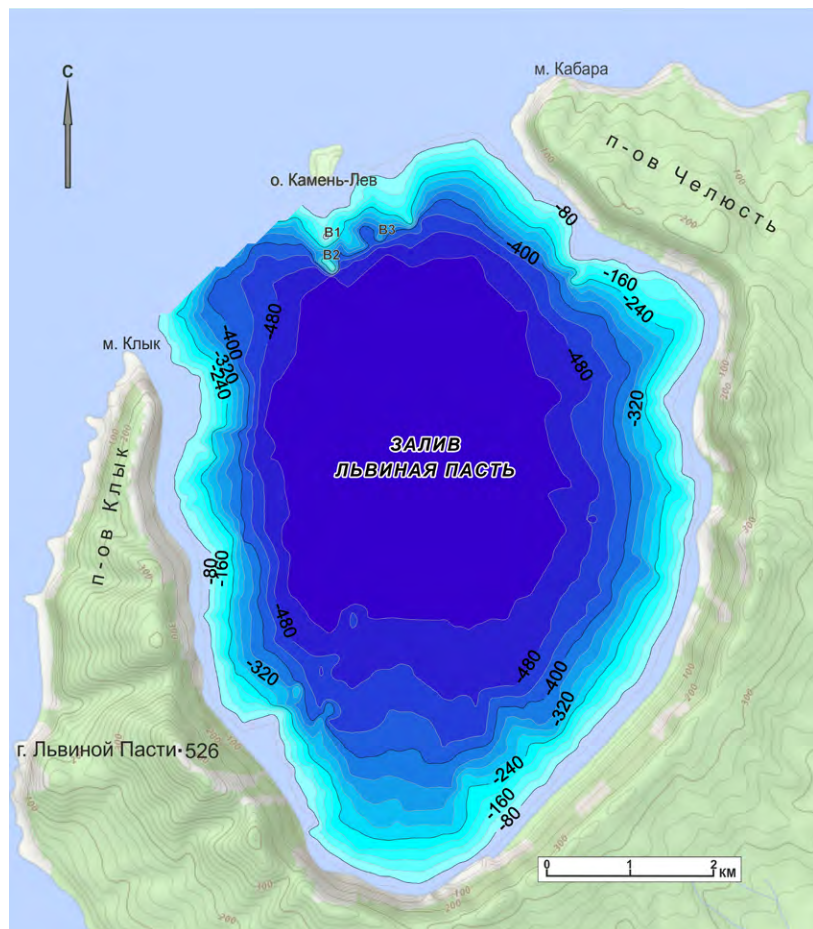


Рис. 2. Батиметрическая схема зал. Львиная Пасть, изобаты даны через 40 м. В1, В2 и В3 – экстрוזии, обнаруженные при съемке 2017 г.

При внушительных размерах в десятки и сотни метров они существенно меняют картину внутреннего морфологического облика кальдеры Львиная Пасть, он оказывается осложненным чередующимися экструзивными образованиями.

При изучении всех батиметрических профилей мы отметили полное отсутствие акустических неоднородностей водной толщи, маркирующих подводные газогидротермальные проявления. Это наблюдение позволяет подтвердить вывод В.И. Бондаренко [1991] о том, что поствулканическая активность в пределах кальдеры в настоящее время отсутствует, сделанный им при интерпретации записей НСП, выполненных в серии рейсов НИС «Вулканолог».

Выводы

1. По материалам цифровой батиметрической съемки 2017 г. нами составлена детальная схема затопленной части кальдеры и вычислены ее основные морфометрические параметры. Максимальная глубина 552 м и площадь зеркала залива 41.89 км² позволяют считать Львиную Пасть самой крупной частично затопленной кальдерой на Курильских островах.

2. В северной части внутреннего подводного склона кальдеры обнаружена серия экструзий высотой 481, 305 и 170 м, которые существенно осложняют донный рельеф. Однако в целом максимальные глубины и морфологический облик кальдеры практически

не изменились со времени предыдущих промерных работ во второй половине XX в.

3. В настоящее время в пределах затопленной части кальдерной депрессии отсутствует газогидротермальная активность, что подтверждается отсутствием специфических акустических неоднородностей сигнала на эхограммах.

Список литературы

1. Бондаренко В.И. Сейсмоакустические исследования кальдеры Львиная Пасть // *Вулканология и сейсмология*. 1991. № 4. С. 44–53.
2. Горшков Г.С. *Вулканизм Курильской островной дуги*. М.: Наука, 1967. 287 с.
3. Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Арсланов Х.А. и др. Кальдерообразующее извержение Львиной Пасти (о. Итуруп, Курильские острова): стратиграфия и возраст // *Материалы VII Сибирской науч.-практ. конф. молодых ученых по наукам о Земле*. Новосибирск: ИГиМ СО РАН им. В.С. Соболева, 2014. С. 14–15.
4. Козлов Д.Н. *Кратерные озера Курильских островов* / Сахалинский обл. краеведч. музей, Ин-т мор. геологии и геофизики ДВО РАН. Южно-Сахалинск, 2015. 112 с.
5. Козлов Д.Н., Дегтерев А.В., Зарочинцев В.С. Кальдерное озеро Кольцевое: современное состояние и строение котловины (о. Онекотан, Курильские острова) // *Геосистемы переходных зон*. 2018. Т. 2, № 4. С. 359–364. doi:10.30730/2541-9812.2018.2.4.359-364
6. Ломтев В.Л., Гуринов М.Г. Экструзии (плюмы) охотской окраины Курильской дуги близ кальдеры Львиная Пасть (о. Итуруп) // *Литосфера*. 2008. № 1. С. 124–132.
7. *Морфология рельефа*. М.: Науч. мир, 2004. 184 с.
8. Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. *Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис*. М.: Наука. 1989. 237 с.

Сведения об авторах

КОЗЛОВ Дмитрий Николаевич (ORCID 0000-0002-8640-086X), кандидат географических наук, старший научный сотрудник, КОРОТЕЕВ Игорь Геннадьевич, инженер-исследователь – лаборатория вулканологии и вулканопасности, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск.

Физико-химические свойства термальных вод Лунских источников (остров Сахалин)

© 2019 Р. В. Жарков

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия
E-mail: rafael_zharkov@mail.ru

Приводятся данные геохимических исследований Лунских термальных источников и естественных выходов газов. Сравнение результатов исследований 1960 и 2004 гг. показало стабильность физико-химических параметров термальных вод района за этот период. Температура и химический состав источников зависит от степени разбавления пресными и морскими поверхностными и подземными водами. Диапазон температур Лунских гидротерм находится в пределах 20–55 °С, общая минерализация достигает 3–4 г/л. По соотношению основных катионов и анионов гидротермы относятся преимущественно к гидрокарбонатно-хлоридным натриевым водам. В термальных источниках наблюдаются интенсивные выходы газов, состоящих преимущественно из метана (88–93 %). С 2012 г. режим термальных источников поменялся, наблюдается прекращение выхода гидротерм на поверхность. Причины изменения режима источников достоверно не установлены.

Ключевые слова: остров Сахалин, Лунские термальные источники, геохимия, бальнеология.

Physical and chemical properties of thermal waters of the Lunskey springs (Sakhalin Island)

Rafael V. Zharkov

Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
E-mail: rafael_zharkov@mail.ru

The data of geochemical research of Lunskey thermal springs and natural outflows gases have been represented. Comparison of the results of research of 1960 and 2004 showed the stability of physical and chemical parameters of thermal waters of the area for this period. The temperature and chemical composition of sources depends on rate of dilution sweet and ocean surface and underground waters. Temperature range of Lunskey a hydrotherms is in limits of 20–55 °C, the general mineralization reaches 3–4 g/l. The hydrotherms belong mainly to hydrocarbon-chloride sodium waters on the base of the maincations to anions ratio. There are intense outflows of gases in the thermal springs, consisting mainly of methane (88–93 %). Since 2012 the mode of thermal springs exchanged, the termination of an outflows a hydrotherms on a surface occurred. The reasons of change of the mode of springs are not established yet.

Keywords: Sakhalin Island, the Lunskey thermal springs, geochemistry, balneology.

Введение

Термальные источники и глубинные гидротермы на о. Сахалин распространены повсеместно [Иванов, 1954; Цитенко, 1961; Комиссаренко, 1964; Штейн, 1967; Современная изученность... , 1991; Chelnokov et al., 2015; Жарков, Козлов, 2017; Жарков и др., 2018; Жарков, 2018 а, б]. Наиболее крупные месторождения и проявления расположены в пределах Северо-Сахалинского гидрогеоло-

гического бассейна напорных вод (Дагинское месторождение гидротерм, Лунские и Паромайские термальные источники). В долинах рек центрального Сахалина и на п-ове Крыльон известны небольшие термопроявления (рис. 1).

Автором с 2004 г. совместно с сотрудниками ИМГиГ ДВО РАН (О.А. Мельниковым, Д.Н. Козловым, И.М. Климанцовым) и ДВГИ ДВО РАН (Г.А. Челноковым,

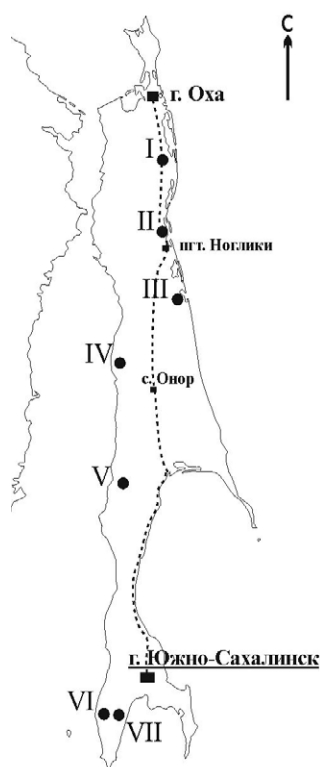


Рис. 1. Схема расположения термальных источников Сахалина. Группы термальных источников: I – Паромайские; II – Дагинские; III – Лунские; IV – Агневские; V – Лесогорские; VI – Амурские; VII – Приточные.

И.В. Брагиным) проводились полевые исследования термальных источников о. Сахалин с целью выявления геохимических особенностей термальных вод и оценки перспектив их использования. Лунские (в некоторых источниках литературы и на некоторых картах также обозначаются как Луньские) термальные источники обследовались автором в 2004, 2011 и 2014 гг. Термальные источники расположены в труднодоступном ненаселенном районе северной части Сахалина, на западном берегу Лунского (Луньского) залива, в устьевой части долины р. Кавле. Выход гидротерм приурочен к четвертичным образованиям, слагающим побережье Лунского залива (рис. 2). По своим физико-химическим характеристикам и геологическим условиям формирования Лунские термальные источники схожи с Дагинскими, расположенными в 90 км к северу, на берегу Ныйского залива (рис. 2), но практически не используются в бальнеотерапии, несмотря на их высокий бальнеотерапевтический потенциал [Классификация минеральных... , 2000].

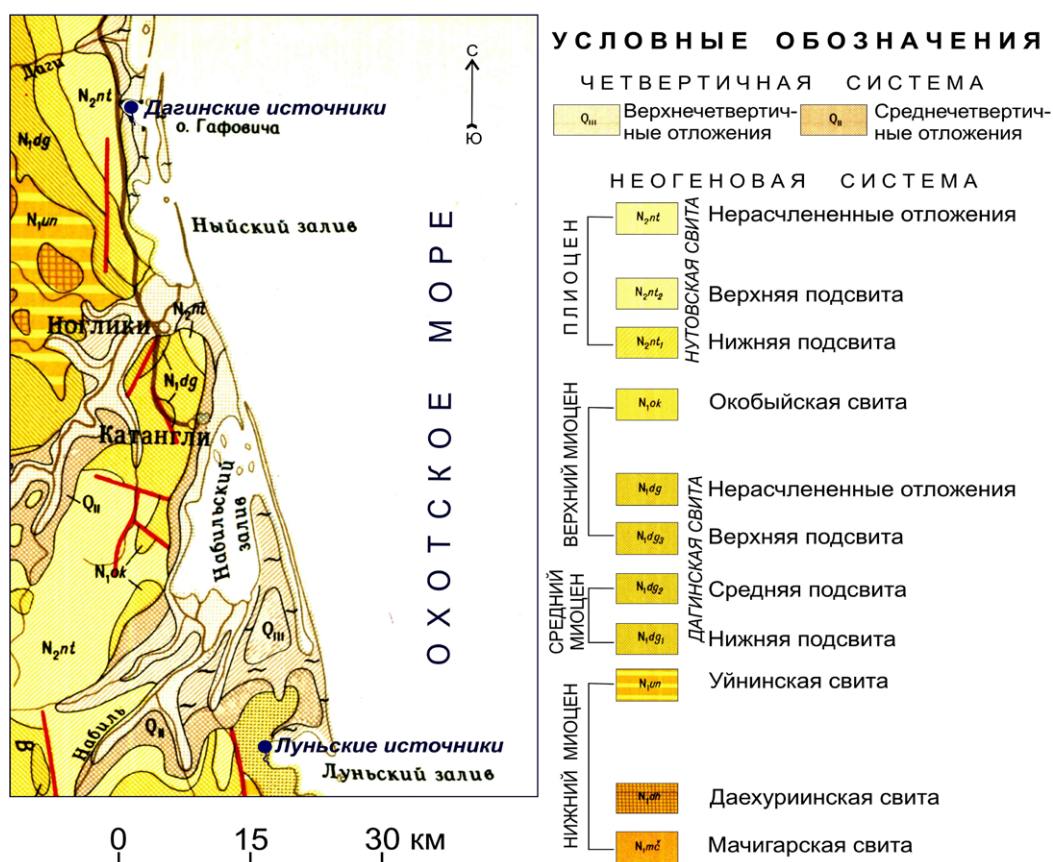


Рис. 2. Фрагмент схемы геологического строения восточной части Северо-Сахалинской низменности [Геологическая карта... , 1969].

Целью исследований Лунских источников было определение с помощью современных методов физико-химических свойств термальных вод, сравнение с данными предшествующих исследователей и выяснение стабильности деятельности гидротермальной системы.

Методы исследования

В ходе полевых исследований с помощью портативного GPS определены координаты основных термальных источников и ручьев. Для определения значений pH и Eh термальных вод использовали портативный pH-метр «HANNA-Hi9025». Полевые замеры температуры вод проводили электронным термометром с термопреобразователем КТХА 01.02Р-Т310, точность измерения термопары составляет 0.1 °С. Для определения основных физико-химических характеристик термальных вод в 2004 г. отбирали пробы для лабораторных исследований. Пробы воды для удаления взвеси отфильтровывали на месте отбора в пластиковые емкости через бумажный фильтр. В лабораторных условиях макрокомпоненты определяли с помощью классического химического анализа по стандартным методикам в испытательной лаборатории Дальневосточного филиала ФГУ НПП «Росгеолфонд» (г. Южно-Сахалинск, аналитик В.Д. Чугунова).

Результаты и обсуждение

По данным В.В. Иванова [1954], первое краткое описание Лунских источников проведено А.И. Ершовым, который в 1931 г. обследовал выходы газов на восточном побережье северной части Сахалина. Максимальная температура воды источников, по данным Ершова, в 1931 г. составляла 53 °С. Анализ спонтанного газа, им отобранного, показал преобладание метана (67 %), значительное содержание азота и кислорода. Более подробное описание термальных источников составлено Ф.Г. Лаутеншлегером, проводившим в 1936 г. рекогносцировочные геологические исследования в районе Набильского и Лунского заливов. Согласно его описаниям, выходы гидротерм расположены на площадке длиной около 80 м и шириной 30–40 м,

в южной и северной частях этого поля расположены площади обильного выделения газа, не имеющего запаха и горящего длинным бледно-красным пламенем.

Детальные исследования были выполнены в августе 1960 г. под руководством Н.Д. Цитенко и В.И. Евстафьевой [1962]. Ими выделены 15 наиболее представительных источников (рис. 3), дана геохимическая характеристика термальных вод (см. таблицу) и газов. Среди катионов термальных вод преобладает натрий, в анионном составе – хлор и гидрокарбонат-ион. Минерализация вод источников, в зависимости от степени разбавления морскими и пресными водами, колеблется от 0.3 до 2–4 г/л. По составу свободно выделяющиеся в источниках газы, по определениям 1960 г., схожи с газами других месторождений и проявлений гидротерм севера Сахалина. В газовом составе источника № 2



Рис. 3. Схема расположения Лунских термальных источников (космический снимок Google Earth от 22.06.2012 г.). I – примерное расположение термальных источников и их номера из работы [Цитенко, Евстафьева, 1962]; II – расположение обследованных в 2004 г. термальных источников и скважины.

преобладает метан (92.9 %), содержание азота достигает 6.6 %, в незначительных количествах отмечаются аргон (0.089 %) и гелий (0.0025 %). В составе источника № 15 также преобладает метан (88.35 %), содержание азота несколько выше – 11.35 %, в незначительных количествах аргон (0.258 %) и гелий (0.003 %). На основе исследований авторы предположили, что глубина подъема термальных вод составляет около 1500 м.

Исследования в июне 2004 г. показали, что основная группа Лунских термальных источников вытянута примерно на 250 м вдоль залива. Корректно сопоставить расположение современных источников с источниками, отмеченными на схеме 1960 г. [Цитенко, Евстафьева, 1962], довольно сложно, так как схема указанных авторов выполнена условно, границы растительности и береговая линия изменились, появились новые рукотворные рвы и ямы с термальными водами. Тем не менее примерное расположение некоторых источников на схеме 1960 г. совпадает с современным (рис. 3).

Термальные воды северного и центрального участков разгружаются в песчаных и иловых отложениях морской литорали и сублиторали. Источники представляют собой частично каптированные неглубокие

ямы, которые заполняются пробивающимися со дна термами (рис. 4). Температура в таких ямах колеблется от 30 до 40 °С, pH 7.6–8.0, Eh от –21 до –40. По химическому составу это гидрокарбонатно-хлоридные натриевые термы с минерализацией до 2.8 г/л (см. таблицу, источник Лагуна).

В центральной части месторождения находится термальный источник Лесхозный (рис. 5). Это дощатый каптированный источник с деревянным надкаптажным сооружением в виде сарая, глубина его около 1 м, площадь зеркала воды около 4 м². Рядом с этим источником находится ров длиной 65 м и шириной от 5 до 10 м, который заполняется холодной водой ручья. Температура в Лесхозном источнике колеблется от 40 до 55 °С, pH 7.7 (замеры в полевых условиях: pH 7.6; Eh = –21.2). Его хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды (см. таблицу) более минерализованы (3.6 г/л). Физико-химические характеристики источника и его расположение практически идентичны источнику № 7 (см. таблицу) из работы [Цитенко, Евстафьева, 1962]. Южнее расположена скважина с температурой воды около 40 °С (рис. 3). Рядом со скважиной находится каптированный источник (№ 11 на рис. 3) диаметром около 5 м, температура воды ила на дне достигала 50 °С.

В южной части Лунского месторождения на заболоченном участке разгружаются слабоминерализованные, гидрокарбонатные натриевые термы источника Болотный с температурой 27 °С, pH 8.0 (замеры в полевых условиях: pH 8.0; Eh = –51.5) (см. таблицу).

Сравнивая физико-химические свойства термальных вод Лунских источников и Дагинских гидротерм [Жарков, 2018б], разгружающихся в аналогичных условиях, можно отметить некоторые черты сходства. Температура и химический



Рис. 4. Термальный источник Лагуна.

состав источников зависит от степени разбавления пресными и/или морскими поверхностными и подземными водами. Диапазон температур Лунских и Дагинских гидротерм в среднем от 20 до 55 °С, общая минерализация достигает 3–4 г/л у Лунских вод и 1–9 г/л у Дагинских. По соотношению основных катионов Лунские и Дагинские гидротермы идентичны, в них преобладает натрий. По анионному составу Лунские гидротермы (источники Лесхозный и Лагуна) близки к глубинным водам скважины № 2 Дагинского месторождения (рис. 6), которая расположена на южной периферии месторождения, на значитель-



Рис. 5. Лесхозный термальный каптированный источник и ров с холодной водой.

Химический состав Лунских термальных источников (в мг/л)

Показатель, элемент	Август 1960 г. [Цитенко, Евстафьева, 1962]				Июнь 2004 г.		
	№ 2	№ 4	№ 7	№ 15	Лагуна	Лесхозный	Болотный
T °С	19	46–56	55	38	29	50	27
pH	7.8	7.7	7.7	7.6	7.8	7.7	8.0
Na ⁺	1607.0	864.0	1285.0	108.0	900.0	1200.0	250.0
K ⁺					10.7	13.2	2.7
NH ₄ ⁺	0.3	0.1	10.0	4.0	0.6	0.1	0.8
Ca ²⁺	10.0	8.0	10.0	4.0	7.0	9.4	3.0
Mg ²⁺	8.0	1.0	1.0	1.0	2.4	3.4	2.4
Fe ²⁺	0.5	0.1	0.5	0.3	0.3	0.2	0.6
Fe ³⁺	—	—	—	—	<0.05	0.05	<0.05
Σ катионов	1625.8	873.2	1296.7	113.6	920.9	1226.3	259.5
Cl ⁻	1919.0	710.0	1292.0	142.0	830.0	1234.0	126.2
SO ₄ ²⁻	4.0	7.0	7.0	4.0	0.6	0.2	0.8
CO ₃ ²⁻	Следы	Следы	Следы	Следы	75.0	30.0	21.0
HCO ₃ ⁻	998.0	1098.0	1219.0	55.0	897.0	1104.0	450.0
Σ анионов	2921.0	1815.0	2518.0	201.0	1806.3	2371.5	589.9
I ⁻	3.2	1.5	1.5	0.4	1.2	1.7	0.5
Br ⁻	8.5	3.6	6.3	0.7	2.5	1.6	0.4
B	13.0	Не опр.	Не опр.	Не опр.	29.5	31.0	17.0
SiO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	8.3	10.2	3.1
M	4541.0	2688.0	3814.0	314.0	2765.1	3639.1	878.5

Примечания. Номера источников соответствуют номерам на рис. 3. Прочерк – не обнаружено, Не опр. – элемент в пробе не определялся.

ном удалении от Ныйского залива. Основная часть Дагинских поверхностных и глубинных терм относится к хлоридным водам, что может указывать на большее участие в их питании морских седиментационных и/или современных морских вод.

Повторные обследования в августе 2011 г. не выявили каких-либо изменений физико-химических характеристик Лунских гидротерм по сравнению с 2004 г. Температура воды Лесхозного источника достигала 43.5 °С, вода расположенной южнее скважины имела температуру 38.5 °С и pH 7.5. Температура находящегося рядом со скважиной источника была до 52 °С.

С 2012 г., по устной информации рыбаков и охотников, температура Лунских источников резко упала. В дискуссиях, развернувшихся в СМИ и Интернете, выдвигались версии о связи прекращения выходов термальных вод на поверхность с разработкой нефтегазовых месторождений в том районе, с последствиями землетрясений, с максимальными приливами. Наиболее заслуживает внимания версия о разбавлении гидротерм морскими водами при максимальных приливах, поскольку есть устные неподтвержденные сообщения о высокой временами температуре источников в период 2012–2018 гг. Это может свидетельствовать о периодичности процесса понижения температуры воды, связанной с разбавлением холодными водами моря в периоды приливов.

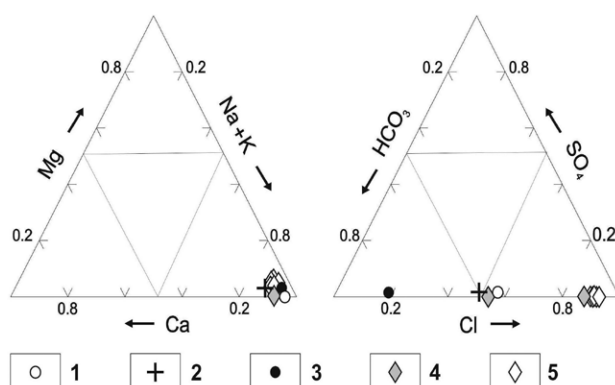


Рис. 6. Соотношение основных ионов в Лунских и Дагинских термальных водах. Лунские термальные источники: 1 – Лесхозный, 2 – Лагуна; 3 – Болотный. Дагинское месторождение гидротерм [Жарков, 2018б]; 4 – глубинные гидротермы (скважина № 2 и скважина № 5); 5 – основные Дагинские термальные источники.

В июне 2014 г. нами отмечено прекращение выхода на поверхность термальных вод. В прибрежной части месторождения ямы источников высохшие, на остальной части заполнены холодными водами. В некоторых местах со дна ям и в руслах ручейков пробивались газы. Температура воды в Лесхозном источнике составляла всего 9 °С, при этом над самым каптированным источником в дощатом сарае лежала мощная корка льда, что указывает на низкие температуры воды на протяжении всей зимы и весны. С 2014 г. научное обследование Лунских источников не проводилось. В летний межлунный период 2019 г. планируется провести обследование источников и выяснить их современное состояние и физико-химические характеристики.

Заключение

Лунские термальные воды имеют много общего с известным и широко используемым Дагинским месторождением термоминеральных вод. В отличие от Дагинских, Лунские термальные источники труднодоступны и слабо изучены, они редко посещаются и практически не используются местными жителями и туристами в бальнеотерапии, несмотря на их высокий бальнеотерапевтический потенциал. С 1931 г. по 2011 г. Лунские источники характеризуются как термальные (до 55 °С), преимущественно метановые, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с pH 7.5–8.0. С 2012 г. режим термальных источников поменялся, наблюдается прекращение выхода гидротерм на поверхность.

Для детальной оценки сложившейся на Лунском месторождении ситуации необходимо проведение периодических обследований, которые позволят достоверно установить, прекратился ли подъем термальных вод с глубины или низкие температуры поверхностных вод связаны с приливно-отливными и/или сезонными вариациями.

Список литературы

1. Геологическая карта острова Сахалин. Масштаб 1:1 000 000 / под ред. В.Н. Верещагина. Л.: ВСЕГЕИ, 1969.
2. Жарков Р.В., Козлов Д.Н. Современные сведения о состоянии Агневских термальных источни-

ков (остров Сахалин) // *Вестн. ДВО РАН*. 2017. № 1. С. 5–11.

3. Жарков Р.В. Геохимические особенности и перспективы использования термальных вод острова Сахалин // *Материалы Всерос. совещания по подземным водам Востока России (XXII Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с междунар. участием)*. Новосибирск: Новосибир. нац. исслед. гос. ун-т, 2018а. С. 204–207.

4. Жарков Р.В. Современные физико-химические особенности термоминеральных вод Дагинского месторождения (о. Сахалин) // *Мониторинг. Наука и технологии*. 2018б. № 4(37). С. 6–11.

5. Жарков Р.В., Козлов Д.Н., Веселов О.В., Ершов В.В., Сырбу Н.С., Никитенко О.А. Амурские термальные источники (остров Сахалин) // *Успехи современного естествознания*. 2018. № 11 (ч. 2). С. 317–322. <https://doi.org/10.17513/use.36946>

6. Иванов В.В. Курортные ресурсы Сахалина и перспективы их лечебного использования: отчет комплексного отряда Сахалинской экспедиции. М.: Центральный ин-т курортологии, 1954. 265 с.

7. Классификация минеральных вод и лечебных грязей для целей их сертификации. Методические указания № 2000/34 / А.Н. Разумов, В.Б. Адилов, О.Б. Давыдова и др. М.: РНЦ ВМиК, 2000. 150 с.

8. Комиссаренко Б.Т. Минеральные источники и лечебные грязи Сахалина и Курил. Южно-Сахалинск: Сахалин. кн. изд-во, 1964. 115 с.

9. Современная изученность гидротермоминеральных ресурсов Сахалина и Курильских островов и перспективы их использования в народном хозяйстве: геол. отчет за 1990–1991 гг. / исполн.: Розорителева Т.С., Прядко В.Е., Спалило Е.Л. Южно-Сахалинск: Сахалингеология, 1991. 895 с. Инв. № 461852 (Росгеолфонд, Центральное фондохранилище).

10. Цитенко Н.Д. Воды Дагинских горячих ключей на о. Сахалине // *Труды ВНИГРИ*. 1961. Вып. 181. С. 203–213.

11. Цитенко Н.Д., Евстафьева В.И. Гидрогеологические факторы формирования и разрушения нефтяных и газовых залежей Сахалина: геол. отчет. Оха: ВНИГРИ, 1962. 307 с. Инв. №1482-ф (фонды ИМГиГ ДВО РАН)

12. Штейн М.А. Термальные воды Сахалина и вопросы их использования // *Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР*. М.: Наука, 1967. С. 274–280.

13. Chelnokov G., Zharkov R., Bragin I. Radon monitoring in groundwater and soil gas of Sakhalin Island // *J. of Geoscience and Environment Protection*. 2015. Vol. 3. P. 48–53. <http://dx.doi.org/10.4236/gep.2015.35006>

Сведения об авторе

ЖАРКОВ Рафаэль Владимирович (ResearcherID J-6233-2018), кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории вулканологии и вулканопасности – Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск.

Лишайники древесных субстратов в местах проявления сольфатарной активности на Южных Курильских островах

© 2019 А. К. Ежкин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия
E-mail: ezhkin@yandex.ru

Приводятся результаты исследования видового разнообразия и особенностей распространения лишайников, обитающих на древесных субстратах в местах проявления сольфатарной активности на Южных Курильских островах. Всего было выявлено 45 видов лишайников на всех древесных субстратах. Характерными видами с высокой частотой встречаемости для данных местообитаний являются *Bryoria capillaris*, *Caloplaca lucifuga*, *Hypocenomyce friesii*, *Cladonia macilenta* и *Parmeliopsis hyperopta*.

Ключевые слова: толерантные виды, вулканическое загрязнение, Южные Курильские острова.

Lichens of wood substrates in areas of solfataric activity on Southern Kuriles

Aleksander K. Ezhkin

Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
E-mail: ezhkin@yandex.ru

The paper contains the results of studying species diversity of lichens inhabiting wood substrates in areas of solfataric activity on Kuril Islands and particularities of its distribution. Totally 45 lichen species were revealed on all kinds of wood substrate. Specific species of the habitats are *Bryoria capillaris*, *Caloplaca lucifuga*, *Hypocenomyce friesii*, *Cladonia macilenta* and *Parmeliopsis hyperopta*.

Keywords: tolerant species, volcanic pollution, Far East of Russia, Southern Kuriles.

Введение

Сольфатарная деятельность активных вулканов оказывает довольно мощное воздействие на окружающую среду: изменяет окружающие ландшафты, химический состав почв и приземных слоев атмосферы, состав растительности [Манько, Сидельников, 1989; Жарков, Побережная, 2008]. Основными загрязняющими веществами таких местообитаний являются серосодержащие газы и тяжелые металлы [Fahselt, 1995; Shimizu, 2004]. Они губительно действуют на многие виды лишайников, в особенности на эпифиты, наименее устойчивые к поллютантам [Daly, 1970; Gilbert, 1970; Westman, 1975; Горшков, 1990]. Однако стрессогенный характер та-

ких местообитаний создает благоприятные условия для поселения здесь специфичных видов, устойчивых к фумарольным газам и, соответственно, характерных для данных условий. Специальные работы, посвященные лишайникам с указанием на виды, обитающие в районах термальных проявлений на Дальнем Востоке России, были выполнены на Камчатке [Трасс, 1963; Кузнецова, Гимельбрант, 2006], также были проведены экологические исследования лишайниковых сообществ на о. Кунашир в районе влк. Менделеева [Ежкин, Кордюков, 2016]. Однако термальные местообитания Южных Курильских островов до сих пор мало изучены в отношении лишайников.

Цель настоящего исследования – изучить видовой состав и особенности распространения лишайников, обитающих на древесных субстратах в районах сольфатарной активности ряда действующих вулканов на островах Кунашир и Итуруп.

Район исследований

Острова Кунашир и Итуруп – два крупных и самых южных острова Большой Курильской гряды. Основным рельефообразующим фактором на Курильских островах является четвертичный вулканизм и абразионная деятельность моря [Атлас... , 1994]. Из всех островов Сахалино-Курильского региона Южные Курилы являются районом с наиболее теплым климатом [Земцова, 1968]. Минимум отрицательных температур (до -8°C) здесь приходится на февраль. Климат типично морской, характерный для умеренных широт, с незначительным влиянием муссонов, обилием атмосферных осадков (до 1100–1400 мм/год), высокой влажностью (средняя относительная влажность воздуха 80 %), мягкой зимой и прохладным летом, муссонным режимом ветров. Средняя годовая температура составляет $4\text{--}5^{\circ}\text{C}$ [Южные... , 1992]. На климатические условия Южных Курильских островов активно воздействует система морских течений – теплое течение Соя с западной стороны Охотского моря и холодное течение Оясио с восточной стороны Тихого океана [Власова, Полякова, 2004]. На островах Итуруп и Кунашир находится ряд действующих вулканов с сольфатарными полями и горячими источниками. Исследования были проведены в окрестностях трех вулканов – Менделеева, Головнина и Баранского (рис. 1). Были исследованы два сольфатарных поля влк. Менделеева – северо-западное и северо-восточное; Голубые озера в окрестностях влк. Баранского и два его сольфатарных поля – старозаводское и верхнее; озера Горячее и Кипящее в окрестностях влк. Головнина (рис. 2). В составе сольфатарных газов вулканов преобладают CO_2 , участвуют HCl , SO_2 , H_2S , CO , H_2 ,

CH_4 , O_2 , N_2 и редкие газы [Мархинин, Стратула, 1977; Современные... , 1980]. Помимо этого присутствуют тяжелые металлы: Hg, As, Zn, Cu, Pb [Чердынцев, 1973; Лебедев, Никитина, 1977; Лебедев и др., 1977].

Древесная растительность на исследуемых сольфатарных полях и в окрестностях термальных выходов представлена в основном кедровым стлаником *Pinus pumila* (Pall.) Regel, он селится вдоль оврагов и по краю полей, образуя микрозону, в которой единичными экземплярами встречается ель Глена *Picea glehnii* (F. Schmidt) Mast. (влк. Менделеева) и довольно часто рябина смешанная *Sorbus commixta* Hedl. Вокруг микрозоны кедрового стланика в исследуемых районах встречаются участки темнохвойного леса с елью Глена, елью аянской *Picea ajanensis* Fisch. & Carr. и пихтой сахалинской *Abies sachalinensis* (F. Schmidt) Mast., разреженные каменноберезняки с *Betula ermanii* Cham., а также небольшие дубовые рощи с *Quercus crispula* Blume. Из других древесных пород встречаются ольха волосистая *Alnus hirsuta* (Spach) Rupr., ива козья *Salix caprea* L., очень редко клен Майра *Acer mayrii* Schwer. Средний возраст деревьев варьирует от 50 до 150 лет, встречаются отдельные хвойные деревья возрастом более 200 лет.

Стоит отметить, что растительность некоторых местообитаний довольно сильно нарушена в связи с современной разработкой геотермальных месторождений и добычей серы в первой половине XX в.



Рис. 1. Карта района проведения работ.



Рис. 2. Места сборов лишайников: А – северо-восточное, Б – северо-западное сольфатарное поле влк. Менделеева, В – старозаводское сольфатарное поле влк. Баранского, Г – оз. Горячее влк. Головнина.

Материалы и методы

Полевые исследования были проведены в летние месяцы 2013–2016 гг. маршрутным методом. Исследованы все древесные субстраты, включая валеж, сухостой и живые деревья на самих сольфатарных полях и по их границам. Обработка и определение материалов выполнены в лаборатории береговых геосистем Института морской геологии и геофизики ДВО РАН. Идентификация лишайников проведена по традиционным лишенологическим методикам [Определитель лишайников... , 1974; Флора лишайников... , 2014]. Метод высокоточной тонкослойной хроматографии был применен с целью выявления лишайниковых веществ для некоторых стерильных образцов [Schumm, Elix, 2015]. Названия таксонов даны согласно базе данных Index Fungorum, CABI Bioscience Databases (<http://www.indexfungorum.org>), вместе с указанием субстрата и частотой встречаемости по 4-балльной шкале: редко – 1–3 находки; спорадически – 4–10 находок; часто – более 10 находок; очень часто – более 50. Жизненная форма указана согласно биоморфологической классификации лишайников, разработанной Н.С. Голубковой [1983].

Результаты

По результатам исследований лишайников, обитающих на древесных субстратах в местах проявления сольфатарной активности трех вулканов южных курильских островов Итуруп и Кунашир, было найдено 45 видов лишайников, относящихся к 7 порядкам, 17 семействам и 29 родам. Данные виды относятся к 2 группам по отношению к субстрату – эпиксильным и эпифитным (по числу видов доминируют эпифиты – 78 %) и к 8 жизненным формам (доминируют две формы: листоватая рассеченнолопастная ризоидальная – 33 % и накипная плотнокорковая – 28 %). Доминирующие по числу видов роды – *Cladonia* P. Browne (6 видов; 13 %), *Parmelia* Ach. и *Ochrolechia* A. Massal. (по 3 вида; 7 %); семейства – *Parmeliaceae* Zenker (15 видов; 33 %) и *Cladoniaceae* Zenker (6 видов; 13 %); порядки – *Lecanorales* Nannf. (25 видов; 55 %) и *Teloschistales* D. Hawksw. & O.E. Erikss. (7 видов; 15 %). Наиболее часто встречаемые на древесных субстратах лишайники – *Caloplaca lucifuga* G. Thor, *Hypocenomyce friesii* (Ach.) P. James & Gotth. Schneid., *Cladonia macilenta* Hoffm., *Parmeliopsis hyperopta* Ach. и *Bryoria*

capillaris (Ach.) Brodo & D. Hawksw., которые встречаются практически на всех древесных субстратах в пределах исследованных сольфатарных полей и термальных выходов, а также по их границам. *Caloplaca lucifuga*, *Hypocenomyce friesii* и *Cladonia macilenta* являются наиболее агрессивными видами, которые поселяются почти на всех древесных субстратах и ближе всех других лишайников подбираются к активным сольфатарам. Отмечено высокое проективное покрытие лишайника *Caloplaca lucifuga*, доминирующего на стволах деревьев, особенно старых, в местах наиболее сильного вулканического загрязнения (рис. 3).

Обсуждение

В других районах Сахалинской области в обычных условиях указанные виды встречаются нечасто (по личным наблюдениям автора). *Hypocenomyce friesii* (рис. 4) может быть встречен на обгорелых пнях на старых гарях, *Cladonia macilenta* – на обнаженной древесине в хвойных лесах. *Caloplaca lucifuga* является редким видом и встречается в Европе на старых лиственных деревьях в естественных условиях [Svoboda et al., 2010], для Дальнего Востока России этот вид ранее не отмечался. Среди редких видов был найден охраняемый *Icmadophila japonica* (Zahlbr.) Rambold & Hertel на старом гниющем пне на границе северо-западного поля сольфатарного влк. Менделеева.

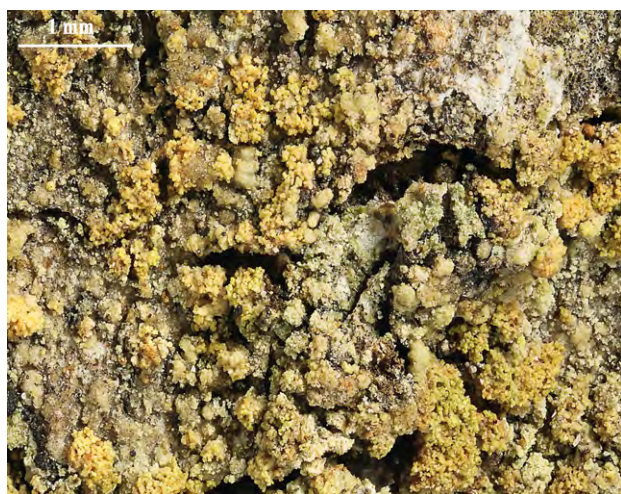


Рис. 3. *Caloplaca lucifuga* на коре ели Глена, район влк. Менделеева. Фото Ф. Шума (F. Schumm)

Данное явление, когда виды, являющиеся редкими в естественных ценозах, поселяются в агрессивных условиях атмосферного загрязнения и иногда на несвойственных им субстратах, характерно для урбанизированных территорий [Gilbert, 1990]. Стоит отметить, что типичные виды лишайников, характерные для лесных фитоценозов Южных Курильских островов, здесь практически отсутствуют, кроме небольшого числа видов. Так, типичный лесной вид, характерный для данной местности, *Bryoria capillaris*, – один из немногих лишайников, частота встречаемости которого на хвойных породах деревьев с приближением к местам вулканического загрязнения практически не изменяется, что говорит о его умеренной толерантности к данному типу воздействия [Ежкин, Кордюков, 2016]. Высокое покрытие и частота встречаемости толерантных видов на стволах деревьев вблизи активных сольфатар объясняются не только устойчивостью к двуокиси серы, но и отсутствием конкурентов, которые не выдерживают столь высокие концентрации загрязнителей. Это позволяет говорить об индикаторных свойствах данных видов для таких специфических местообитаний.

В таблице представлен список обнаруженных в исследуемых районах лишайников с указанием жизненной формы и частоты встречаемости на всех отмеченных древесных субстратах.



Рис. 4. *Hypocenomyce friesii*

Список лишайников исследуемых районов с указанием жизненной формы и частоты встречаемости на различных субстратах

Вид	Субстрат										ЖФ
	Рябина	Ива	Ель Глена	Кедровый стланик	Дуб	Пихта	Ель аянская	Береза	Клен	Мертвая древесина	
<i>Alectoria lata</i> (Taylor) Linds.	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	КПР
<i>Bryoria capillaris</i> (Ach.) Brodo & D. Hawksw.	+++	-	++++	+++	-	+++	+++	+++	-	-	КПР
<i>Bryoria furcellata</i> (Fr.) Brodo & D. Hawksw.	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	КПР
<i>Buellia disciformis</i> (Fr.) Mudd	+	+	-	-	+	-	-	+	++	-	НП
<i>Calicium lenticulare</i> Ach.	-	-	++	-	-	-	-	-	-	-	НП
<i>Caloplaca cerina</i> (Hedw.) Th. Fr.	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	НП
<i>Caloplaca gordejvii</i> (Tomin) Oxner	-	+	-	-	++	-	-	-	-	-	НП
<i>Caloplaca lucifuga</i> G. Thor	++	-	++++	++	-	-	-	-	-	-	НЛ
<i>Cladonia coniocraea</i> (Flörke) Spreng.	++	-	++	-	-	++	++	-	-	++	КП
<i>C. furcata</i> (Huds.) Schrad.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+++	КП
<i>C. gracilis</i> (L.) Willd.	++	-	++	-	-	++	++	-	-	++	КП
<i>C. granulans</i> Vain.	-	-	++	+++	-	-	-	-	-	+++	КП
<i>C. macilenta</i> Hoffm.	++	-	++++	+++	-	-	+	-	-	+++	КП
<i>C. squamosa</i> Hoffm.	-	-	+	-	-	-	-	-	-	+	КП
<i>Graphis scripta</i> (L.) Ach.	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	НП
<i>Hypocenomyce friesii</i> (Ach.) P. James & Gotth. Schneid.	+++	-	+++	+++	+	+++	+++	+++	-	+++	НОЧ
<i>Hypogymnia pseudophysodes</i> (Asahina) Rass.	++	-	++	++	-	++	++	++	-	-	ЛВН
<i>Hypogymnia sachalinensis</i> Tchaban. & McCune	+++	+++	+++	+++	+	+++	+++	+++	-	-	ЛВН
<i>Imadophila japonica</i> (Zahlbr.) Rambold & Hertel	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	НЛ
<i>Imshaugia aleurites</i> (Ach.) S.L.F. Mey.	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	ЛРР
<i>Lecanora symmicta</i> (Ach.) Ach.	++	+++	-	+	+++	-	-	+++	-	-	НП
<i>Lecidea</i> sp.	-	++	-	-	-	-	-	-	-	-	НП
<i>Lepraria incana</i> (L.) Ach.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	НЛ
<i>Lopadium disciforme</i> (Flot.) Kullh.	+	+	-	-	-	++	-	-	-	-	НП

[illegible]

Примечание. Частота встречаемости: «+» редко, «++» sporadически, «+++» часто, «++++» очень часто, «—» вид отсутствует. ЖФ — жизненная форма, КПП — кустистый повисающий, КР — кустистый прямостоящий, КП — кустистый радиальнолопастной, НП — накипной плотнокорковый, НЛ — накипной лепрозный, НЗБ — накипной зернисто-бородавчатый, НОЧ — накипной однообразно-чешуйчатый, ЛРР — листоватый расценнолопастной ризоидальный, ЛВН — листоватый вздулолопастной неризоидальный.

Выводы

По результатам исследований двух островов Курильского архипелага – Итуруп и Кунашир – в местах проявления сольфатарной активности было выявлено видовое разнообразие лишайников, обитающих на древесных субстратах. Обнаружено 45 видов лишайников, многие из которых являются представителями типичных лесных экотопов, характерных для данной территории. Однако часть видов, имеющих наибольшие показатели встречаемости и проективного покрытия на субстрате, зафиксированы только в местах вулканического загрязнения, что говорит об их приспособленности к обитанию в экстремальных условиях. К таким видам относятся *Caloplaca lucifuga* и *Hypocenomyce friesii*, а также вид *Cladonia macilenta*, у которого показатели встречаемости в данных местообитаниях значительно выше относительно нормальных фоновых экологических условий. Такие виды, как *Parmeliopsis hyperopta* и *Bryoria capillaris*, слабо изменяют свои показатели встречаемости относительно фоновых условий и являются обычными обитателями древесных субстратов в местах проявления сольфатарной активности.

Таким образом, для данных специфичных местообитаний выявлены устойчивые виды лишайников, характерные только для экстремальных условий данного типа, а также умеренно-устойчивые виды, типичные для исследуемого района, но которые также могут поселяться вблизи активных сольфатар. Представители группы устойчивых видов могут быть использованы в качестве индикаторов атмосферного загрязнения вулканической природы для данного района.

Автор благодарен доктору Феликсу Шуму (Германия) за предоставленные фотографии лишайника *Caloplaca lucifuga* и проведение высокоточной тонкослойной хроматографии некоторых образцов, а также к.б.н. А.В. Кордюкову за предоставление картографического материала.

Список литературы

1. Абдурахманов А.И., Разжигаева Н.Г., Рыбин А.В., Гурьянов В.Б., Жарков Р.В. Вулкан Менделеева – история и современное состояние (о. Кунашир,

Курильские острова) // *Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями вулканов в вулканических дугах: Материалы IV Междунар. совещ. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2004. С. 45–47.*

2. Атлас Сахалинской области. Ч. 2. Курильские острова: топогр. карта м-ба 1:200 000. Южно-Сахалинск: СР ВКФ, 1994. 49 с.

3. Власова Г.А., Полякова А.М. Активная энергетическая зона океана и атмосферы северо-западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2004. 143 с.

4. Голубкова Н.С. Анализ флоры лишайников Монголии. Л.: Наука, 1983. 248 с.

5. Горшков В.В. Влияние атмосферного загрязнения окислами серы на эпифитный лишайниковый покров северотаежных лесов // *Лесные экосистемы и атмосферное загрязнение*. Л.: Наука, 1990. С. 144–159.

6. Ежкин А.К., Кордюков А.В. Особенности изменения параметров эпифитного лишайникового покрова в окрестностях вулкана Менделеева (о. Кунашир, Южные Курилы) // *Бюл. Ботанического сада-института ДВО РАН*. 2016. № 15. С. 23–25.

7. Жарков Р.В. Побережная Т.М. Влияние сольфатарно-гидротермальной деятельности вулканов на компоненты ландшафтов (влк. Менделеева, о-в Кунашир, Курильские острова) // *Вестник ДВО РАН*. 2008. № 1. С. 53–58.

8. Земцова А.И. Климат Сахалина. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 197 с.

9. Кузнецова Е.С., Гимельбрант Д.Е. Лишайники окрестностей термоминеральных источников верхнего течения рек Анавай и Крерук (Быстринский природный парк, центральная Камчатка) // *Труды Камчатского филиала Тихоокеанского института географии ДВО РАН*. 2006. Вып. 6. С. 24–35.

10. Лебедев Л.М., Никитина И.Б. Особенности состава и металлоносность гидротерм аппаратов вулканов (на примере вулканов Менделеева и Головинина) // *Современные гидротермы и минералообразование*. М.: Наука, 1977. С. 5–25.

11. Лебедев Л.М., Никитина И.Б., Пляшкун И.А., Любомилова Г.В. Об изменении концентраций рудных компонентов в кислых сульфатно-хлоридных гидротермах вулкана Менделеева во времени // *Современные гидротермы и минералообразование*. М.: Наука, 1977. С. 33–38.

12. Манько Ю.И., Сидельников А.Н. Влияние вулканизма на растительность. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 161 с.

13. Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 212 с.

14. Определитель лишайников СССР. Вып. 2. Морфология, систематика и географическое распространение / А.Н. Окснер. Л.: Наука, 1974. 284 с.

15. Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева / Л.М. Лебедев, А.В. Зотов, И.Б. Никитина, В.М. Дуничев, Л.П. Шурманов. М.: Наука, 1980. 176 с.

16. Трасс Х.Х. О растительности окрестностей горячих ключей и гейзеров долины реки Гейзерной полуострова Камчатки // *Исследование природы Дальнего Востока*. Таллин: АН ЭССР, 1963. С. 112–146.
17. Флора лишайников России: Биология, экология, разнообразие, распространение и методы изучения лишайников / М.П. Андреев, Т. Ахти, А.А. Войцехович, Л.В. Гагарина, Ю.В. Герасимова, Д.Е. Гимельбрант, Е.А. Давыдов, Л.А. Конорева, Е.С. Кузнецова, Т.В. Макрый и др. М.; СПб.: Тов-во науч. изд. КМК, 2014. 392 с.
18. Чердынцев В.В. *Ядерная вулканология*. М.: Наука, 1973. 208 с.
19. Южные Курильские острова (природно-экономический очерк). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, Сахалинский фонд культуры, 1992. 156 с.
20. Daly G.T. Bryophyte and lichen indicators of air pollution in Christchurch, New Zealand // *Proceedings of the New Zealand Ecological Society*. 1970. Vol. 17. P. 70–79.
21. Fahselt D. Growth form and reproductive character of lichens near active fumaroles in Japan // *Symbiosis*. 1995. Vol. 18, N 3. P. 211–231.
22. Gilbert O.L. A biological scale for the estimation of sulphur dioxide pollution // *New Phytologist*. 1970. Vol. 69, N 2. P. 629–634. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.1970.tb07614.x>
23. Gilbert O.L. The lichen flora of urban wasteland // *Lichenologist*. 1990. Vol. 9, N 1. P. 87–101. <https://doi.org/10.1017/s0024282990000056>
24. *Index Fungorum*. 2016. URL: <http://www.indexfungorum.org> (дата обращения: 4.06.2019).
25. Schumm F., Elix J.A. *Atlas of images of thin layer chromatograms of lichen substances*. Norderstedt: Books on Demand GmbH, 2015. 578 p.
26. Shimizu A. Community structure of lichens in the volcanic highlands of Mt. Tokachi, Hokkaido, Japan // *The Bryologist*. 2004. Vol. 107, N 2. P. 141–151. [https://doi.org/10.1639/0007-2745\(2004\)107\[0141:csolit\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1639/0007-2745(2004)107[0141:csolit]2.0.co;2)
27. Svoboda D., Peksa O., Veselá J. Epiphytic lichen diversity in central European oak forests: assessment of the effects of natural environmental factors and human influences // *Environmental Pollution*. 2010. Vol. 158(3). P. 812–819. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2009.10.001>
28. Westman L. Air pollution and vegetation around a sulphite mill at Örnsköldsvick, North Sweden (pollutants and plant communities on exposed rocks) // *Wahlenbergia*. 1975. Vol. 2. P. 1–146.

Сведения об авторе

ЕЖКИН Александр Константинович, кандидат биологических наук, старший научный сотрудник лаборатории экологии растений и геоэкологии – Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск.

III Всероссийская научная конференция с международным участием
«Геодинамические процессы и природные катастрофы»
прошла в Институте морской геологии и геофизики ДВО РАН,
Южно-Сахалинск, с 27 по 31 мая 2019 года



Более 100 ученых и специалистов из Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Новосибирска, Красноярска, Иркутска, Хабаровска, Магадана, Владивостока, Южно-Сахалинска, Петропавловска-Камчатского и др., стран зарубежья: Белоруссии, Японии, Киргизии, Франции и Египта – обсуждали проблемы, связанные с землетрясениями, извержениями вулканов, цунами, опасными волновыми и геоэкологическими процессами в Дальневосточном и других регионах страны. В ходе конференции проведены полевые геологические экскурсии.



Подробную информацию о работе и результатах конференции журнал опубликует в следующем выпуске. Начиная с данного номера печатаются статьи, подготовленные на основе докладов, рекомендованных оргкомитетом конференции к публикации (см. в этом номере статьи: *А.Ю. Полец*. Поле современных тектонических напряжений Сахалинско-Японского сейсмического пояса; *А.О. Горбунов, Д.П. Ковалев, П.Д. Ковалев*. Донные наносы, переносимые течением в районе размыва берега залива Мордвинова (о. Сахалин); *Н.Н. Дунаев, Т.Ю. Репкина, А.В. Баранская, В.В. Афанасьев*. Современная динамика аккумулятивного берега, сложенного пирокластикой подводного вулканического извержения; *Д.Н. Козлов, И.Г. Коротеев*. Современные данные о морфологии затопленной кальдеры Львиная Пасть (о. Итуруп, Южные Курильские острова); *А.К. Ежкин*. Лишайники древесных субстратов в местах проявления сольфатарной активности на Южных Курильских островах).