

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

ISSN 1994-3601

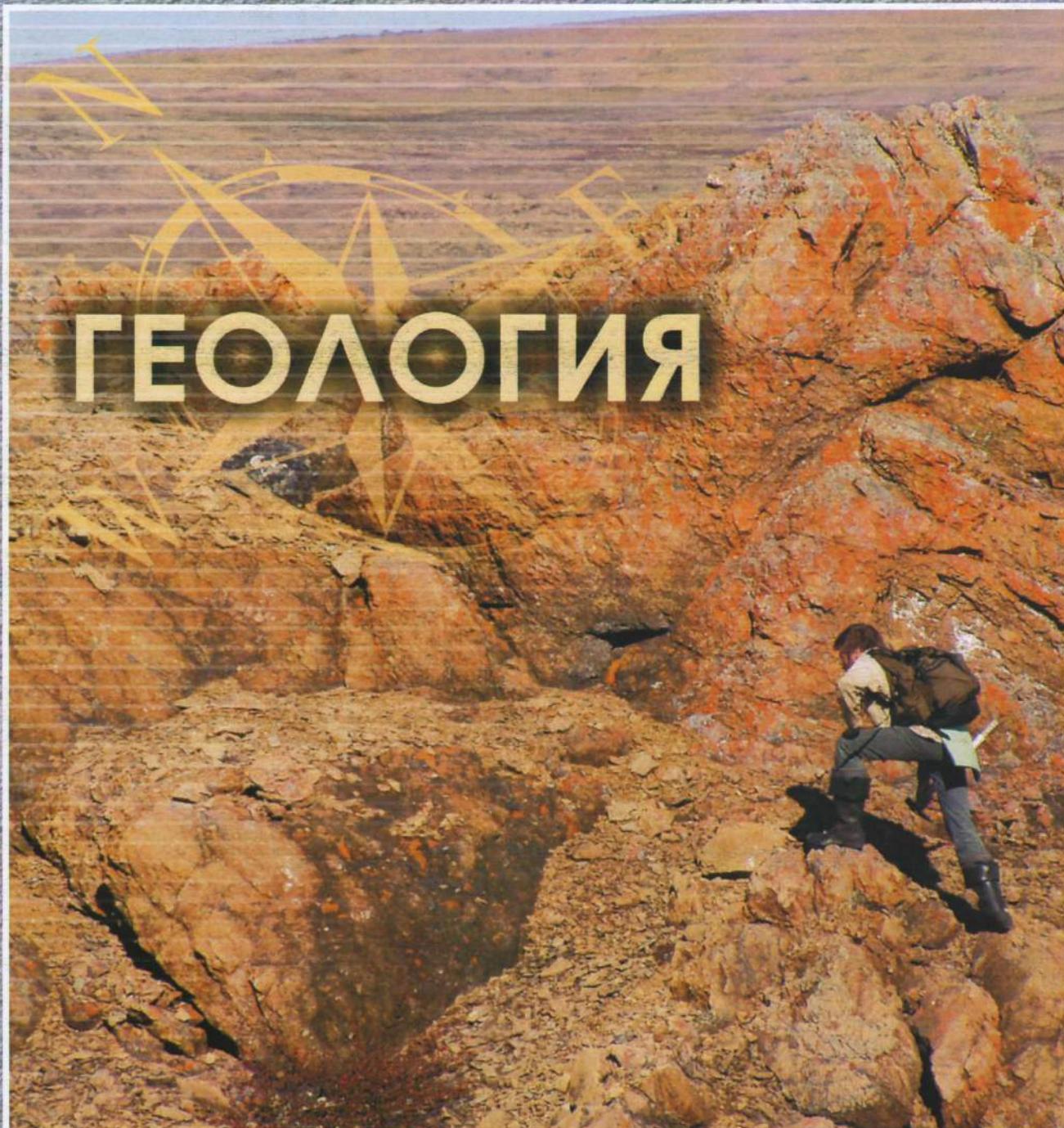
# ВЕСТНИК

ПЕРМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

2014

Выпуск 4(25)

## ГЕОЛОГИЯ



**Вестник Пермского университета.****Геология. 2014. Выпуск 4 (25)**

Научный журнал. Выходит 4 раза в год

Основан в 1994 году

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Пермский государственный национальный исследовательский университет» (ПГНИУ)

Журнал «Вестник Пермского университета. Геология» публикует статьи по фундаментальным и прикладным проблемам современной геологии, включая вопросы общей геологии, геотектоники, петрологии, минералогии, литологии, гидрогеологии, инженерной геологии, geoхимии, геофизики, геологии поисков и разведки твердых полезных ископаемых, геологии нефти и газа, минерагенции и геоэкологии.

С 1994 по 2011 г. журнал публиковался ежегодно, с 2011 г. выходит четыре раза в год. Журнал публикует статьи на русском и английском языках.

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:** д.г.-м.н., профессор А.С. Алексеев (МГУ, г. Москва); д.г.-м.н., профессор А.Г. Бараников (УГТУ, г. Екатеринбург); д.т.н., профессор А.А. Баряк (Горный ин-т УрО РАН, г. Пермь); к.г.-м.н., доцент С.М. Блиннов (ПГНИУ, г. Пермь); д.г.-м.н., профессор В.И. Галкин (ПНИПУ, г. Пермь); д.г.-м.н., профессор В.К. Гаранин (МГУ, г. Москва); д.г.-м.н., доцент Р.Г. Ибламинов (гл. редактор, ПГНИУ, г. Пермь); д.г.-м.н., профессор Т.В. Карасёва (ПГНИУ, г. Пермь); д.г.-м.н., профессор В.Н. Катаев (ПГНИУ, г. Пермь); Dr. O.N. Kovin (ПГНИУ, г. Пермь); д.г.-м.н., доцент И.С. Копылов (ЕНИ ПНИПУ, г. Пермь); акад. РАН, д.г.-м.н., профессор В.А. Коротеев (Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург); д.т.н., профессор В.И. Костицын (ПГНИУ, г. Пермь); к.г.-н., доцент П.А. Красильников (секретарь, ПГНИУ, г. Пермь); чл.-корр. РАН, д.т.н. А.А. Маловичко (Геофизическая служба РАН, г. Обнинск); д.г.-м.н., доцент О.Б. Наумова (ПГНИУ, г. Пермь); д.г.-м.н., гл. науч. сотр. А.С. Некрасов (ПермНИПИнефть, г. Пермь); к.г.-м.н., доцент В.П. Ожгибесов (ПГНИУ, г. Пермь); д.г.-м.н., профессор Б.М. Осовецкий (зам. гл. ред., ПГНИУ, г. Пермь); д.т.н., профессор И.А. Санфиров (Горный ин-т УрО РАН, г. Пермь); д.г.-м.н., профессор В.В. Середин (ПГНИУ, г. Пермь); д.г.-м.н., гл. науч. сотр. В.И. Силаев (Ин-т геологии КомиСГ РАН, г. Сыктывкар); д.г.-м.н. И.И. Чайковский (Горный ин-т УрО РАН, г. Пермь); чл.-корр. РАН, д.г.-м.н., профессор Б.И. Чувашов (Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург).

Иностранные члены редколлегии: Dr., Prof. N.L. Anderson (Missouri University of Science and Technology, USA); Dr., Ass. Prof. R.E. Gallagher (Western Kentucky University, USA); Dr., Senior Lecturer Moidaki Moikwathai (University of Botswana, Botswana); Dr., Ass. Prof. D.I. Reid (University of Cape Town, South Africa); Dr. I.V. Veksler (GEZ Helmholtz Centre Potsdam, Germany).

Адрес редакции: 614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15. Пермский государственный национальный исследовательский университет, геологический факультет. E-mail: riaminov@psu.ru; mineral@psu.ru, факс (342)2-396-832. Сайт журнала: <http://geology-vestnik.psu.ru/index.php/geology>.

© Пермский государственный национальный исследовательский университет, 2014

Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору за соблюдением законодательства в сфере массовых коммуникаций и охране культурного наследия Свид. о регистрации средства массовой информации ПИ № ФС 77-43348 от 28 дек. 2010 г., о перерегистрации в связи со сменой наименования учредителя ПИ № ФС 77-53171 от 14 марта 2013 г.

**Bulletin of Perm University. Geology****2014. 4 (25) Issue**

Quarterly scientific journal

Established in 1994

Founder: Perm State University (PSU)

«Bulletin of Perm University. Geology» (Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya) is the peer-reviewed academic journal publishing the scientific papers covering all fundamental and applied aspects of modern geology, including general geology, geotectonics, petrology, mineralogy, lithology, hydrogeology, geoengineering, geochemistry, geophysics, mineral exploration, oil & gas geology, and geoecology.

From 1994 until 2011, the journal was published annually. Since 2011 it has been published quarterly.

The journal publishes the papers in Russian and English.

**EDITORIAL BOARD:**

*Editor-in-chief:* R.G. Iblaminov (Perm State University, Perm, Russia);

*Editors:* A.S. Alekseyev (Moscow State University, Moscow, Russia); A.G. Barannikov (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); A.A. Bariakh (Mining Institute UB RAS, Perm, Russia); S.M. Blinov (Perm State University, Perm, Russia); V.I. Galkin (Perm National Research Polytechnic University, Perm, Russia); V.K. Garanin (Moscow State University, Moscow, Russia); T.V. Karasieva (Perm State University, Perm, Russia); V.N. Kataiev (Perm State University, Perm, Russia); O.N. Kovin (Perm State University, Perm, Russia); I.C. Kopylov (Natural Sciences Institute of the Perm State University, Perm, Russia); V.A. Koroteyev (Institute of geology and Geochemistry UB RAS, Ekaterinburg, Russia); V.I. Kositsyn (Perm State University, Perm, Russia); P.A. Krasilnikov (Perm State University, Perm, Russia); A.A. Malovichko (Geophysical Survey RAS, Obninsk, Russia); O.B. Naumova (Perm State University, Perm, Russia); A.S. Nekrasov (PermNIPIOil, Perm, Russia); V.P. Ozhibisov (Perm State University, Perm, Russia); B.M. Osovetskiy (Perm State University, Perm, Russia); I.A. Sanfirov (Mining Institute UB RAS, Perm, Russia); V.V. Seredin (Perm State University, Perm, Russia); V.I. Silayev (Institute of Geology KomiSC RAS, Syktyvkar, Russia); I.I. Chaikovskiy (Mining Institute UB RAS, Perm, Russia); B.I. Chuvashov (Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Ekaterinburg, Russia); N.L. Anderson (Missouri University of Science and Technology, USA); R.E. Gallagher (Western Kentucky University, USA); Moidaki Moikwathai (University of Botswana, Botswana); D.I. Reid (University of Cape Town, South Africa); I.V. Veksler (GEZ Helmholtz Centre Potsdam, Germany).

## **Содержание**

Информация для авторов ..... 6

### **ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ**

*Ализаде Ак.А., Тагиева Е.Н., Байрамова Ш.Ш.* Палиностратиграфия и условия формирования майкопской свиты Шамаха-Фобустанской области Азербайджана. .... 8

### **ПЕТРОЛОГИЯ, ВУЛКАНОЛОГИЯ**

*Савельев Д.Е., Федосеев В.Б.* Пластическое течение и реоморфическая дифференциация вещества в мантийных ультрамафитах. 22

### **ГИДРОГЕОЛОГИЯ**

*Тихонов А.И., Копылов И.С.* Явление поступления глубинных вод из земных недр и их роль в развитии Земли. .... 43

### **ГЕОХИМИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

*Чайковский И.И., Иванов О.В.* Новые данные по геохимии газов калийных месторождений. .... 56

### **ГЕОФИЗИКА, ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

*Долгаль А.С.* Моделирование геологических объектов и геофизических полей с использованием вейвлетов Хаара ..... 66

## ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

### КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

<i>Косков В.Н.</i> Определение пористости карбонатных коллекто- ров по данным нейтронного каротажа . . . . .	81
<i>Герииш Д.П., Кочнева О.Е.</i> Перспективы и проблемы, связанные с разработкой и добывчей сланцевого газа. . . . .	85

### ХРОНИКА

<i>Костицын В.И.</i> Развитие теоретической и прикладной геологии в трудах Николая Георгиевича Максимовича (к 60-летнему юбилею) . . . . .	90
<i>Кочнева О.Е.</i> К 85-летию Леонида Викторовича Шаронова (1929–1991) . . . . .	98
<i>Указатель статей</i> журнала «Вестник Пермского университета. Геология» за 2014 г. . . . .	101

## Contents

Information for authors ..... 7

### PALEONTOLOGY AND STRATIGRAPHY

*Alizade Ak.A., Tagieva E.N., Bayramova Sh.Sh.* Palynostratigraphy and Environments of Formation of Maykop Suite of Shemakha-Gobustan Region of Azerbaijan ..... 8

### PETROLOGY, VULCANOLOGY

*Saveliev D.E., Fedoseev V.B.* A Plastic Flow and Rheomorphic Differentiation of the Mantle Ultramafic Rocks ..... 22

### HYDROGEOLOGY

*Tikhonov A.I., Kopylov I.S.* The Phenomenon of «Deep Water» Influx from the Earth's Interior and its Role in the Development of the Earth ..... 43

### GEOCHEMISTRY, GEOCHEMICAL METHODS OF MINERAL EXPLORATION

*Chaykovskiy I.I., Ivanov O.V.* New data on the Geochemistry of Gases in the Potash Deposits ..... 56

### GEOPHYSICS, GEOPHYSICAL METHODS OF MINERAL EXPLORATION

*Dolgat A.S.* Modeling of Geological Objects and Geophysical Fields Using Haar Wavelets ..... 66

GEOLOGY AND EXPLORATION OF  
OIL AND GAS RESOURCES  
Short information's

<i>Koskov V.N.</i> Estimation of the Carbonate Reservoirs Porosity Using the Neutron Logging Data. . . . .	81
<i>Gerish D.P., Kochneva O.E.</i> Perspectives and Problems related to the Shale Gas Production. . . . .	85

CHRONICLE

<i>Kostitsyn V. I.</i> Development of Theoretical and Applied Geology in the Works of Nikolay G. Maksimovich (on 60 <sup>th</sup> birth anniversary) . . . . .	90
<i>Kochneva O.E.</i> To Leonid Viktorovich Sharonov's 85 <sup>th</sup> anniversary (1929-1991) . . . . .	98
<i>Article index</i> Bulletin of Perm University. Geology. 2014. . . . .	101

**Информация для авторов**

Текст статьи предоставляется в формате А4, поля со всех сторон 2,5 см, кегль 12, строки – через 1 интервал, 2 колонки, расстояние между ними 0,5 см, абзац 6 мм. Использовать автоматическую расстановку переносов. Над названием (кг. 20 п/ж, буквы строчные) статьи необходим индекс УДК (кг. 12). Фамилии авторов (кг. 14 п/ж) даются с указанием почтового и электронного адресов места работы (кг. 14).

Статья должна сопровождаться аннотацией (не более 200 слов, кг. 12) и ключевыми словами (не более 7 слов, кг. 12 курсив). Аннотация должна давать представление о содержании статьи, актуальности проблемы, используемых методах и подходах, новизне, полученных практических результатах.

В тексте (кг. 12) следует различать О (букву) и 0 (ноль); 1 (арабскую цифру), I (римскую цифру) и l (латинскую букву); а также дефис (-) и тире (—). Дефис ставится только внутри сложных слов, во всех остальных случаях необходимо ставить тире. Между цифрами, характеризующими интервал значений, ставится тире без отбивки от цифр: 9–11. Расстояние между словами не должно превышать одного пробела. Рекомендуемые кавычки: «...». Нумерованные списки набираются вручную.

Названия разделов статьи (кг. 12 п/ж) форматируются по левому краю.

В таблицах, их заголовках, подписях к рисункам – кегль 11. Надписи на рисунках – не менее 10 кегля (см. изданные журналы). Над таблицами должны быть заголовки вида «Таблица 1. Название таблицы курсивом». Слова в таблицах должны быть написаны полностью. В конце заголовков и ячеек таблицы точка не ставится. Под рисунками должны быть подписи типа «Рис. 1. Название рисунка курсивом». В конце всех заголовков и подписей к рисункам точка не ставится. Подписи должны быть отделены от таблиц и рисунков и доступны для редактирования. Они форматируются по левому краю. Большие таблицы и рисунки могут располагаться по всей ширине страницы или альбомно. Таблицы и рисунки располагать по тексту.

В пристатейном списке литературы желательно привести не менее 10–15 источников. Библиографический список (кегль 11) оформляется в формате, установленном системой РИНЦ, с обязательным указанием страниц источника цитирования. Источники в списке располагаются в алфавитном порядке. В тексте номер источника указывается в квадратных скобках: [1]. В списке название журнала «Вестник Пермского университета. Геология» указывать без сокращений.

В конце статьи на английском языке приводятся название статьи, фамилии авторов с указанием почтового и электронного адресов места работы, аннотация, список литературы. В списке литературы русскоязычные названия дублируются на латинице и переводятся на английский (Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с. Balashov Yu.A. 1976. Geokhimiya redkozemelnykh elementov [Geochemistry of rare-earth elements]. Moskva, Nauka.).

Статья объемом до 1 печ. листа представляется в электронном виде в формате Microsoft Word 97-2003. Сложные формулы и уравнения набираются в редакторе Microsoft Equation (версия 3.0 и ниже), рисунки – в формате tiff или jpeg с разрешением не менее 300 dpi. Статьи представляются в редколлегию через сайт журнала или по электронной почте. На присылаемые статьи необходимо иметь разрешение организации, где выполнена работа. Присланные статьи подвергаются научному рецензированию, литературному и техническому редактированию и после публикации размещаются в РИНЦе и на сайте университета.

Адрес редколлегии: 614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15. Пермский государственный национальный исследовательский университет, геологический факультет, гл. редактору журнала Ибламинову Р.Г.

E-mail: riaminov@psu.ru; mineral@psu.ru.

Факс (342) 2-396-832. Тел. (342) 2-396-332.

Сайт журнала: <http://geology-vestnik.psu.ru/index.php/geology>.

**Information for authors**

«Bulletin of Perm University. Geology» (Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya) is the peer-reviewed academic journal publishing the scientific papers covering all fundamental and applied aspects of modern geology, including general geology, geotectonics, petrology, mineralogy, lithology, hydrogeology, geoengineering, geochemistry, geophysics, mineral exploration, oil & gas exploration, and geoecology. From 1994 until 2011, the journal was published annually. It has been published quarterly since 2011.

The journal publishes the papers in Russian and English. All the papers are accompanied by the annotations in English and Russian respectively.

**Manuscript submission**

The authors are encouraged to submit the manuscripts in Microsoft Word 97-2003 format. Figures must be in .tiff or .jpeg format (300 dpi) and embedded in the double columned text as well as the tables. Manuscript should be submitted through the journal site or by E-mail. If manuscripts meets the scope of journal and its criteria, it will be double blind peer-reviewed by two reviewers. The copies of declined manuscripts will not be returned to authors.

The paper length of 10 pages or less is encouraged. Manuscript must not be previously published, accepted or considered for publication elsewhere. The cover letter should contain the title, statement and name of colleague reviewed the paper.

The manuscript must contain a title page, abstract, introduction, methods, results and discussion, conclusions, and references. The other desired sections may be included.

The title page should contain the authors list accompanied by addresses and affiliation information. The corresponding author name must be indicated along with mailing address, phone number, fax, and E-mail address. The abstract should be 150–200 words in length and present the most important information in single column text format. Keywords list should contain 6–7 words. Acknowledgements section can be used for indication of organizations or/and individuals contributed in the work.

References should be numbered. References list must contain 10-15 references. Citation number in the text must be enclosed in square brackets. Reference list should be ordered alphabetically.

Manuscript should be typed on the standard letter paper (8.5"x11") with 2.5 cm margins. The single spaced text of paper body should be typed in 12-pt, the title in bold 20-pt, and authors information in 14-pt Times New Roman fonts.

The figure and tables captures should be left justified and in the following form: **Fig. 1. Figure capture, Table 1. Table capture.** Capture text should be typed in 11-pt Times New Roman fonts.

**Publication ethics**

We support the generally accepted principles of publication ethics for editors, reviewers, and author's action including authorship definition, plagiarism, research quality, cheating, and reviewers bias. We practice the ethical standards suggested by the Committee on Publication Ethics (COPE: <http://publicationethics.org>).

*The Editorial Board address:* Perm State University, Geological Faculty, 614990, Russia, Perm, Bukirev Str., 15.

E-mail: [riaminov@psu.ru](mailto:riaminov@psu.ru); [mineral@psu.ru](mailto:mineral@psu.ru).

Fax: +7(342) 2-396-832.

Tel.: +7(342) 2-396-332.

Address: <http://geology-vestnik.psu.ru/index.php/geology>

# ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.8

## Палиностратиграфия и условия формирования майкопской свиты Шамаха-Гобустанской области Азербайджана

**Ак.А. Ализаде<sup>a</sup>, Е.Н. Тагиева<sup>b</sup>, Ш.Ш. Байрамова<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>Институт геологии национальной академии наук Азербайджана (НАНА), AZ1143, Азербайджан, Баку, пр-т Г. Джавида, 119

E-mail: ak.alizade@gia.ab.az , shafaqbaugam@rambler.ru

<sup>b</sup>Институт географии им. акад. Г.А. Алиева Национальной академии наук Азербайджана (НАНА), AZ1143, Азербайджан, Баку, пр-т Г. Джавида, 115

E-mail: tagelena@rambler.ru

(Статья поступила в редакцию 17 сентября 2014 г.)

По разрезам Шамаха-Гобустанской области выделены палинокомплексы для отдельных ярусов майкопской свиты, определяющие условия их формирования. Все палинокомплексы характеризуются сочетанием «полтавской» парагенотропической эоценовой флоры с элементами вечнозеленой средиземноморской и умеренной листопадной флоры «тургайского» типа, существовавшими в условиях влажного субтропического типа климата со среднезимними температурами в предгорье не ниже 15°С. Палинокомплексы среднего слоя хаттского яруса отличаются высоким содержанием пыльцы теплоумеренной и умеренной флоры, по сравнению с остальными олигоценовыми комплексами, что соответствует снижению среднегодовых температур. В начале раннего миоцена (кавказский век) климатические условия стабилизируются с сохранением в составе растительности листопадной умеренной флоры.

**Ключевые слова:** *майкопская серия, спорово-пыльцевые спектры, олигоцен, миоцен, рюптель, хатт, Кавказ.*

Полезные ископаемые, состоящие из минеральных и органических веществ, формировались на всём протяжении истории развития Земли. Их возникновение зависит от благоприятного сочетания многих факторов – геологических, физико-химических, а тех из них, которые формировались на поверхности Земли, – и от физико-географических условий. Наиболее дискуссионным и до сих пор открытый является вопрос об условиях форми-

рования и накопления нефтегазоносных толщ. Определение условий образования и геологических закономерностей размещения полезных ископаемых составляет научную основу для их поисков и разведки. Именно приуроченность к залежам нефти и газа уже длительное время оправдывает интерес, проявляемый к изучению литостратиграфии и биостратиграфии майкопских отложений.

**Предмет исследования.** Майкопская серия представляет собой стратиграфическое подразделение на границе палеогена и неогена. Впервые майкопская толща (серия) была установлена И. М. Губкиным [7] и в дальнейшем изучалась целым рядом исследователей.

В Понто-Каспийской шкале майкопская свита соответствует олигоцену и нижнему миоцену, подразделяется на 3 подотдела и различное число свит и горизонтов [16]. Нижний подотдел соответствует нижнему олигоцену (стампийскому или рюппельскому ярусу – 36,5–31,5 млн лет назад), средний – верхнему олигоцену (хаттскому ярусу – 31,5–24,0 млн лет назад), верхний – нижнему миоцену (от 24 до 16,5 млн лет назад).

Раннему миоцену в Понто-Каспии соответствует верхний подотдел майкопской толщи (серии). Он имеет одну датировку (из Предкавказья) – 23,3 млн лет назад [18] и подразделяется на 3 яруса – (снизу-вверх) – кавказский, сакараульский и коцахурский. Они не датированы, но хорошо сопоставляются с эгериевским, эггенбургским и оттнангийским ярусами Западного Парететиса, датируемыми 24–22, 22–19 и 19–17,5 млн лет назад [5, 9, 12]. Их возраст нами принят за возраст соответствующих ярусов Понто-Каспия (за исключением верхней границы коцахурского яруса)<sup>1</sup>. К раннему миоцену относится и тарханский ярус (17,2–16,5 млн лет назад).

**История изучения.** Растительные остатки в отложениях майкопской серии были обнаружены благодаря геологическим работам, проводимым по заданию Нобеля в 1885, 1889 гг. У селения Перешикъюль, в бассейне р. Сумгaitчай, в верхнемайкопских отложениях шведским

геологом Х. Шегреном (H. Sjogren) обнаружена ископаемая древесина, изученная в дальнейшем немецким ботаником И. Феликсом [23]. Вторичные сборы в этом районе были произведены И.В. Палибиным [14], а затем изучались А.В. Ярмоленко [22].

Богатый комплекс раннеолигоценовой ископаемой флоры на горе Даррыдаг (Нахчыванская АР) исследовал И.В. Палибин [15], а позже Г.М. Касумова [10]. Отличительной особенностью этой флоры является присутствие пальм, папоротников и тропических видов растений. Позднее списки флоры пополнились исследованиями М.А. Ахметьева и Н.И. Запорожец [1], которые обнаружили в шести флороносных слоях значительное присутствие пальм (*Sabal*, *Trachycarpus*) и уточнили возраст этих отложений – не моложе раннего олигоцена. Ими же приводятся и данные спорово-пыльцевого анализа (более 100 зерен пыльцы и спор) из III флороносного слоя. Низкое содержание в палинокомплексе спор папоротников (2%) и пыльцы пальм (8%) по сравнению с массовой встречаемостью этих растений в макроостатках (90%) ученые объясняют приуроченностью пальм и папоротников к долинным азональным группировкам.

Олигоценовая флора северо-восточных склонов Малого Кавказа и Талыша (Лерикский район) была подробно изучена Г.М. Касумовой [11].

Палинологическое исследование майкопских отложений впервые приводится Х.С. Джабаровой [8] по разрезам из Джалилабадского района (Талыш), что пополнило списки макрофлоры в этом районе. При изучении стратиграфии майкопских отложений Центрального Гобустана был проведен комплексный анализ, в том числе и палинологический, по нескольким разрезам майкопской серии, однако результаты этих исследований подробно в печати не освещены [2, 21].

Спорово-пыльцевые спектры стратотипических разрезов с учетом комплекса макрофоссилий являются надежной основой для восстановления изменений расти-

<sup>1</sup> Однако более или менее точного сопоставления еще нет. Л.А. Невесская и др. совмещают нижние границы сакараула с кавказом и эггенбурга с эгерем, но верхнюю границу сакараула с коцахуром поднимают выше верхней границы эггенбурга с оттнангом. В.А. Зубаков же сопоставляет между собой верхние границы сакараула и эггенбурга, а нижнюю границу первого опускает ниже нижней границы второго.

тельности, климата, природной среды [3, 4, 13, 17] и полноценным критерием достижения стратиграфических целей.

**Результаты исследований.** На территории Азербайджана майкопские отложе-

ния наиболее полно представлены в юго-восточном окончании Большого Кавказа в Шамаха-Гобустанской области (рис. 1).

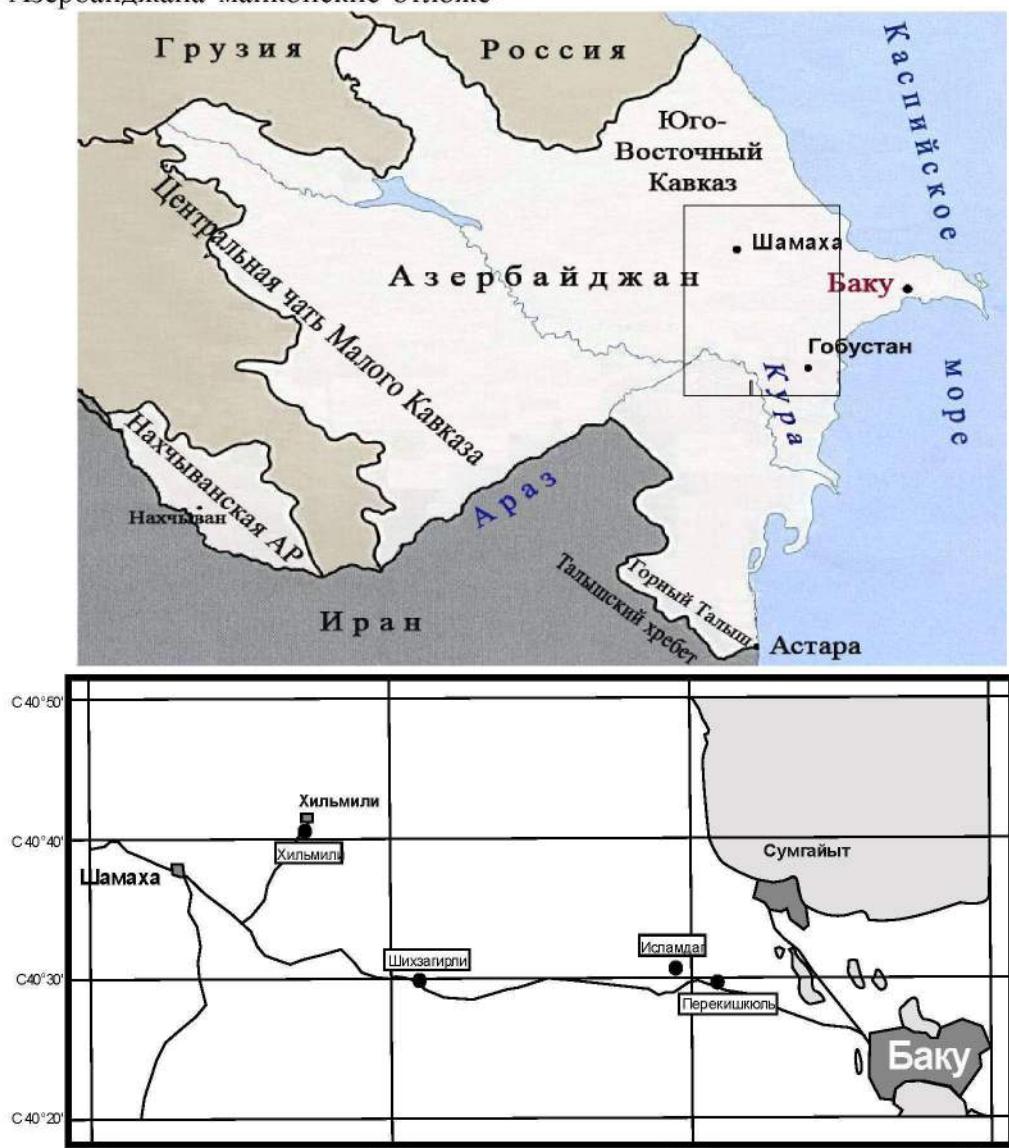
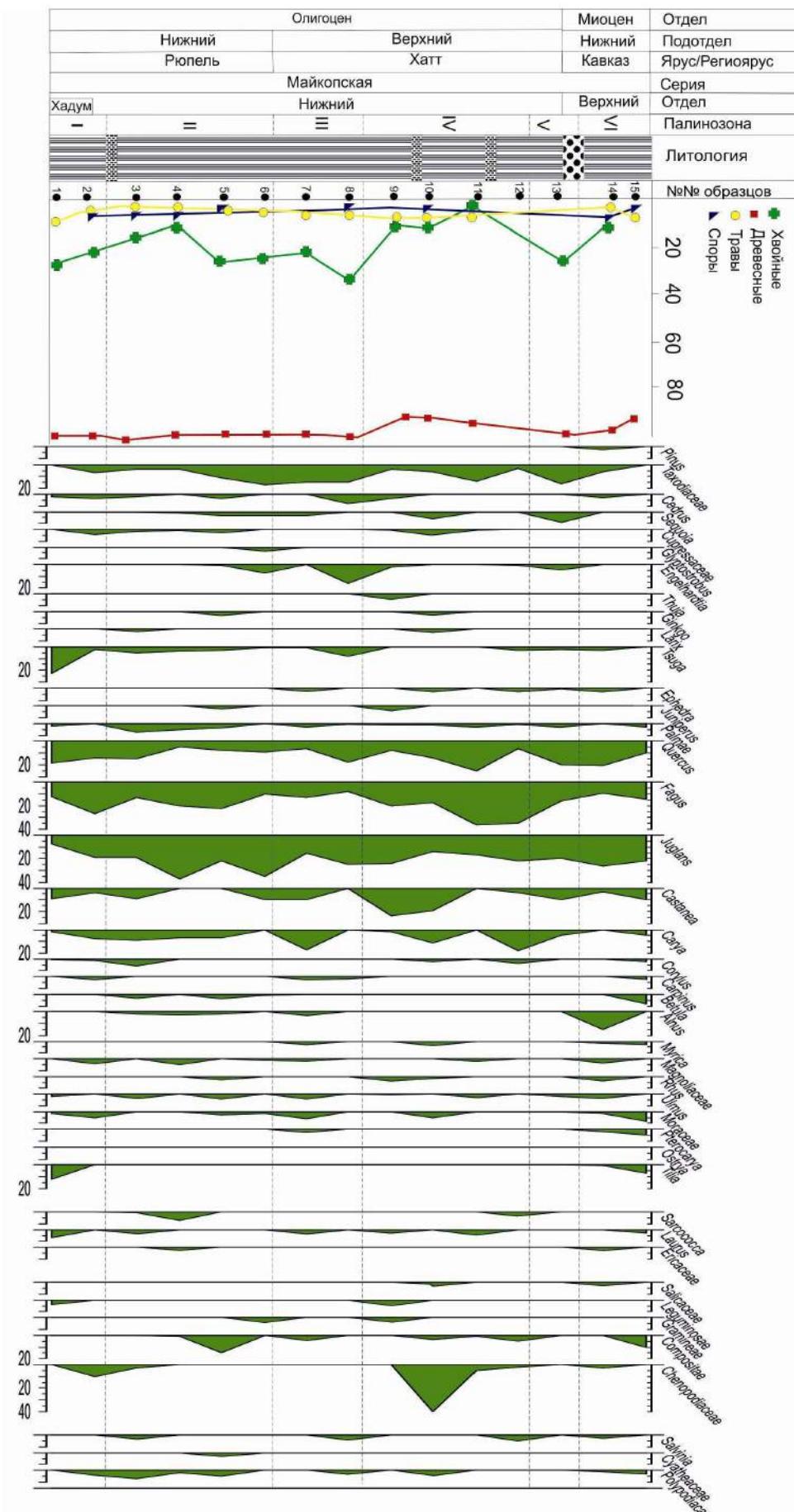


Рис. 1. Схематическая карта расположения разрезов Шамаха-Гобустанского района

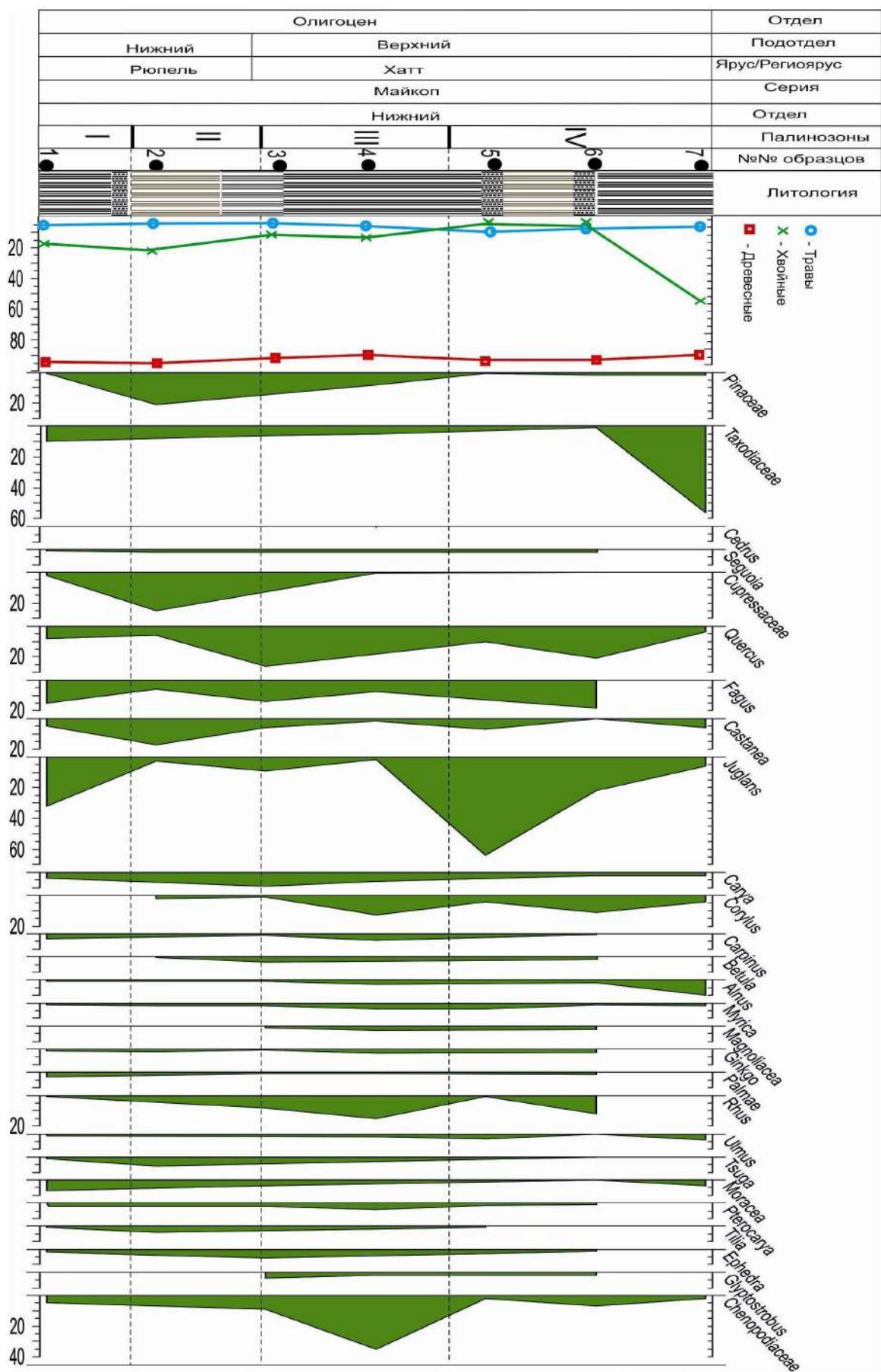
Они датированы по фауне и в большом количестве содержат останки рыб, фораминифер, радиолярий, моллюсков, диатомей и остатки растений. Нами были изучены палинологические комплексы нефтеносной майкопской серии в этом районе по разрезам Перекишкюль, Исламдаг, Шихзагирли. Корреляция и сопоставление спорово-пыльцевых спектров этих разрезов позволили выделить палинологические комплексы для каждого хронологического среза и проследить из-

менения растительной биоты и условий их обитания на протяжении позднего палеогена.

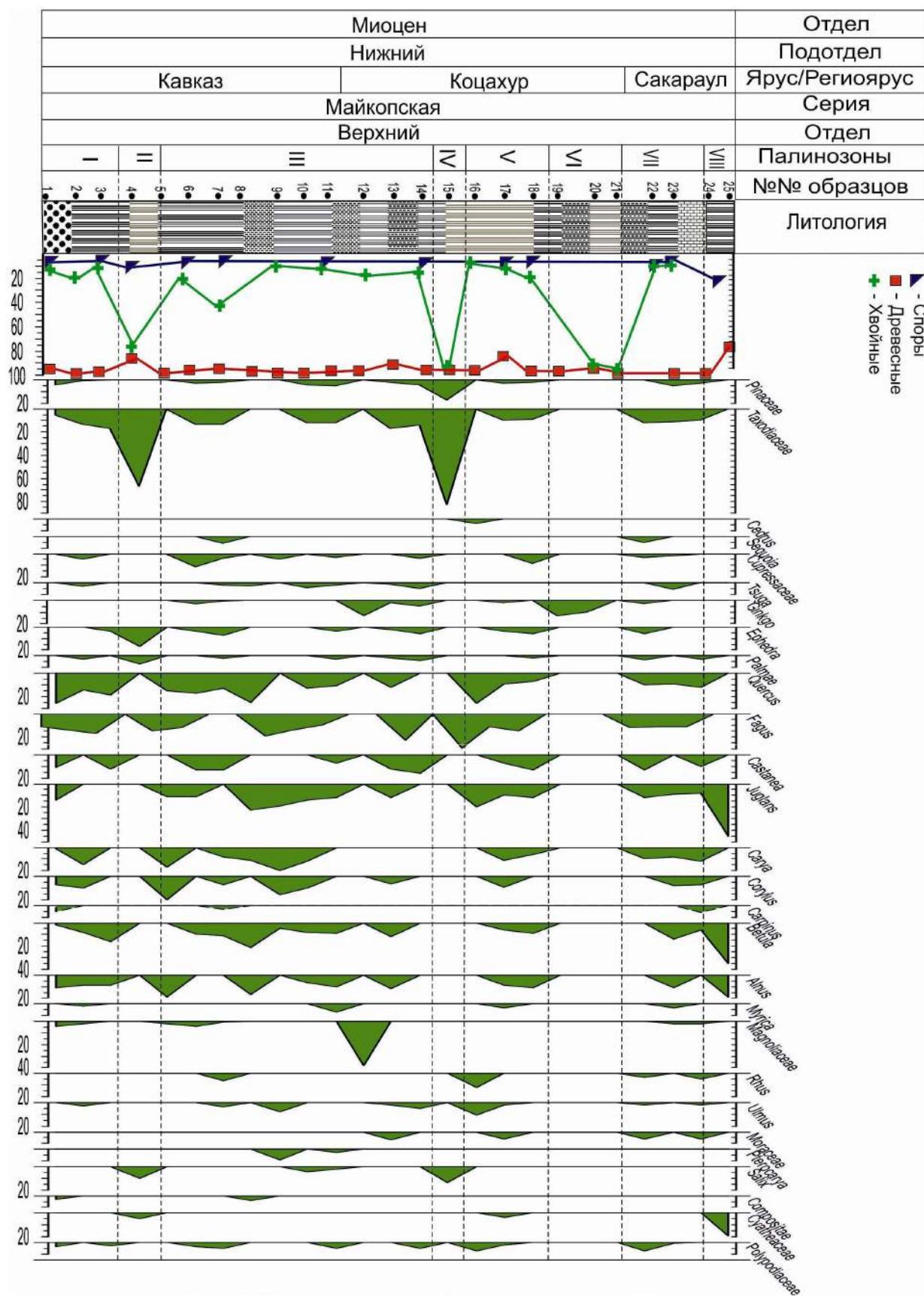
Разрез Перекишкюль (рис. 2) охватывает стратиграфические единицы хадума, нижнего и верхнего майкопа. Аналогичные отложения представлены и в разрезе Исламдаг (рис. 3), но здесь отсутствует хадумский горизонт. Разрез Шихзагирли (рис. 4) характеризует верхний подотдел майкопской серии (кавказский, сакараульский и коцахурский ярусы).



**Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Перекишюль**



**Рис. 3.** Споро-пыльцевая диаграмма разреза Исламдаг



**Рис. 4. Споро-пыльцевая диаграмма разреза Шихзагирили**

Во всех споро-пыльцевых спектрах в группе пыльцы общего состава доминирует пыльца древесных пород, присутст-

вие пыльцы травянистых растений и спор отмечается единично.

## **Основание майкопской свиты, хадумский горизонт**

Общая мощность 36 м. Представлен в разрезе Перекишкуль – палинозона I (обр. 1, 2). В общем составе содержание пыльцы древесных пород равно 91% и трав – 9%. Среди пыльцы покрытосеменных преобладают представители семейства Fagaceae – 35% (*Fagus* – 12–27%, *Quercus* – 14–19%, *Castanea* – 4–9%) и Juglandaceae – 22% (*Juglans* sp. – 11%, *Juglans polyporata* – 3%, *Carya* – 2–8%, *Carya spackmania* – 2%, *Engelhardtia* – 2%). Единично отмечена пыльца *Alnus*, *Corylus*, *Carpinus*, а также *Tilia*, *Palmae*, *Magnoliaceae*, *Moraceae*, *Mygica*. В группе пыльцы древесных пород голосеменные растения составляют 26–18%, среди них выделяются *Tsuga*, *Cedrus* с участием *Taxodium*, *Abies*, *Cupressaceae*. Пыльца *Pinus* и *Picea* отсутствует. Среди пыльцы травянистых единично отмечается *Chenopodiaceae*.

## **Нижний олигоцен, нижние слои рюпеля**

Представлены в разрезах Перекишкуль, палинозона II (обр. 3, 4, 5, 6), и Исламдаг, палинозона I (обр. 1). Среди пыльцы широколиственных пород доминируют *Juglans* – 17–35%, *Quercus* – 5–25%, *Fagus* – 10–22%, присутствуют также *Castanea* – 5–9%, *Carya*, *Carpinus* и единично *Betula* (только в разрезе Перекишкуль), *Alnus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Moraceae*, *Magnoliaceae*. Отмечено до 1–2% пыльцы древесных ксерофитов (*Rhus*, *Pistaciae*, *Ephedra*). Процентное содержание голосеменных в группе древесных сохраняется (14–25%), но разнообразие их увеличивается. Преобладает пыльца *Taxodiaceae* – 4–17%, присутствует также *Tsuga* – 4%, *Cedrus* – 4% (в разрезе Перекишкуль), *Ephedra* – 4% (в разрезе Исламдаг), содержание пыльцы остальных голосеменных (*Sequoia*, *Cupressaceae*, *Ginkgo*, *Glyptostrobus*, *Pinus* (только в Исламдаге), *Palmae*) составляет 1–2%.

Верхние слои рюпеля палинологически не охарактеризованы, данные отсутствуют.

## **Верхний олигоцен, хаттский ярус**

Нижние слои хатта представлены палинозоной III (обр. 7, 8) в разрезе Перекишкуль и палинозоной II (обр. 2) в разрезе Исламдаг. В спорово-пыльцевых спектрах пыльца древесных пород составляет 98%. Содержание голосеменных в группе древесных возрастает в разрезе Перекишкуль до 31%, в Исламдаге до 22% за счет пыльцы *Taxodiaceae* (6–15%) а также *Cedrus*, *Sequoia*, *Tsuga* (в разрезе Перекишкуль) и *Glyptostrobus*, *Ephedra* (в разрезе Исламдаг). Среди покрытосеменных доминирует пыльца *Juglans* – 15–25%, *Quercus* – 18%, (в разрезе Исламдаг – 25%), *Fagus* – 6–13%, *Castanea* – 6–10%, *Carya* – 9–17%, *Engelhardtia* – 2–16% (в разрезе Перекишкуль). Единично (1–2%) встречена пыльца *Carpinus*, *Betula* (в разрезе Перекишкуль отсутствует), *Alnus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Moraceae*, *Magnoliaceae*, *Laurus*, *Nissa* (в Исламдаг). Содержание пыльцы *Palmae* составляет 2–3%. Пыльца травянистых растений представлена водно-болотным родом *Salvinia* в разрезе Перекишкуль.

Надо отметить, что палинозона II (обр. 2) в разрезе Исламдаг стратиграфически соответствует верхам рюпельского яруса (конец раннего олигоцена). Однако по соотношению и составу пыльцы и спор она коррелируется с палинозоной III (низы хатта) разреза Перекишкуль. Соответственно граница между рюппелем и хаттом в разрезе Исламдаг, возможно, несколько завышена и ее надо проводить ниже.

Средние слои хатта представлены палинозоной IV в разрезе Перекишкуль (обр. 9, 10, 11, 12) и палинозоной III (обр. 3, 4, 5) в разрезе Исламдаг. Содержание хвойных в группе древесных пород сокращается (4–16%) в основном за счет пыльцы *Taxodiaceae* (3–6%), но появляется пыльца *Cedrus*, *Pinus* (9%), *Larix*, *Thuya*, *Juniperus*. Спорадически присутствует

пыльца, *Sequoia*, *Gliptostrobus*, *Cupressus*, *Ginkgo*, *Tsuga*, *Ephedra*. В группе пыльцы широколиственных пород доминируют *Fagus* (17–36%), *Juglans* (15–24%), *Quercus* (8–25%), *Castanea* (4–24%). Увеличивается присутствие пыльцы *Carya* (6–18%), *Mugica* (до 4%), *Rhus* (4–15%), *Corylus* (до 13 %). Отмечается пыльца *Magnoliaceae*, *Ulmus*, *Moraceae*, *Pterocarya*, *Tilia*, *Betula*, *Alnus*, *Ephedra*, а также *Palmae*. Присутствие *Engelhardtia*, *Laurus* отмечено только в разрезе Перекишкуль. В группе пыльцы травянистых содержание пыльцы *Chenopodiaceae* несколько увеличивается.

Верхние слои хатского яруса представлены палинозоной V в разрезе Перекишкуль (обр. 13) и палинозоной IV в Исламдаг (обр. 6, 7). Они характеризуются увеличением пыльцы хвойных пород в группе древесных за счет пыльцы *Taxodiaceae* (до 28%), *Sequoia* (9%) с участием пыльцы *Pinus*, *Glyptostrobus*, *Cupressaceae*, *Ginkgo* (Исламдаг), *Tsuga*, *Ephedra*. Среди пыльцы широколиственных пород преобладают *Juglans* (20–22%), *Quercus* (21%), *Fagus* (16–18%), *Corylus* (11%), *Castanea* (10%). Единично встречена пыльца *Engelhardtia*, *Carya*, *Carpinus*, *Alnus*, *Ulmus*, *Pterocarya*, *Palmae*, *Rhus*, *Betula*.

### **Нижний миоцен (верхний майкоп), кавказский ярус**

Нижние слои кавказского яруса характеризуются палинозоной VI (обр. 14, 15) разреза Перекишкуль и палинозоной I (обр. 1, 2, 3) разреза Шихзагирли. В группе древесных пород преобладает пыльца *Quercus* (14–19%), *Fagus* (11–17%), *Juglans* (14%), *Betula* (2–16%), *Carya* (5–15%), *Castanea* (12%). Среди голосеменных (9–22%) встречена пыльца *Taxodiaceae* (5–17%), *Cupressaceae* (5%), *Pinaceae* (1–4%).

Средние слои кавказского яруса представлены палинозоной II (обр. 4) разреза Шихзагирли. Здесь встречена пыльца исключительно голосеменных растений: *Taxodiaceae* (67%), *Palmae* (7%), *Ephedraceae* (17%), пыльца покрытосе-

менных отсутствует. Низкое содержание и аналогичное соотношение пыльцы наблюдается в образце 27 (30–35 зерен на весь объем осадка)<sup>2</sup>, а в образцах 35, 37 подсчитано 10 зерен, принадлежащих *Ginkgo*.

Зоны с низким содержанием пыльцы, в основном голосеменных растений, отражают растительность исключительно прибрежной зоны, как влажной, так и сухопесчаной. Учитывая летучесть пыльцы хвойных и перенос ее на дальние расстояния, а также отсутствие малолетучей пыльцы покрытосемянных в этих образцах, можно говорить о расширении прибрежной зоны и, возможно, о регрессивной фазе морского бассейна.

### **Нижний миоцен, сакараульский ярус**

Верхние слои кавказского и нижние слои сакараульского ярусов характеризуются палинозоной III (обр. 5–14) разреза Шихзагирли. Среди пыльцы покрытосемянных доминируют *Quercus* (11–25%), *Fagus* (10–23%), *Betula* (10–21%), *Juglans* (11–23%), *Castanea* (7–16%), *Carya* (11–20%), единично *Palmae*, *Magnolia*. Среди голосеменных преобладает пыльца *Taxodiaceae* (12–17%) с участием *Cupressus* (1–11%), *Sequoia* (6%), *Tsuga*, *Pinus* (по 2–5%), *Ginkgo* (1–5%), *Ephedraceae* (2–7%).

Средние и верхние слои сакараульского яруса характеризуются палинозонами IV (обр. 15), V (обр. 16, 17, 18), VI (обр. 19, 20, 21) разреза Шихзагирли<sup>2</sup>. Палинозоны IV и VI представлены пыльцой исключительно голосеменных. Соответственно в палинозоне IV отмечена пыльца *Taxodiaceae* (83%), *Pinaceae* (17%), в палинозоне VI – только пыльца *Ginkgo* (10 зерен).

Палинозона V (обр. 16, 17, 18) характеризуется преобладанием пыльцы *Fagus*

<sup>2</sup> Количество просмотренной пыльцы в отдельно взятом образце в разрезе Шихзагирли составляет от 100 до 280 зерен.

(11-29%), *Quercus* (7-26%), *Juglans* (10-20%), *Castanea* (7-13%), *Betula* (6-9%), *Carya* (6-11%) и единично *Palmae*. Среди голосеменных присутствует пыльца *Taxodiaceae* (10%), *Cupressaceae* (8%), *Pinaceae* (3%), *Ephedra* (4-6%) и единично *Cedrus*, *Ginkgo*.

### **Нижний миоцен, коцахурский ярус**

Нижние и средние слои коцахурского яруса характеризуются палинозоной VII (обр. 22,23) разреза Шихзагирли. Среди покрытосеменных доминирует пыльца *Quercus* (9-12%), *Fagus* (11-12%), *Juglans*, *Carya* (по 8-12%), *Castanea* (10-13%), *Betula* (6-14%), а также *Magnolia*, *Palmae* и другие. Хвойные представлены пыльцой *Taxodiaceae* (10-12%), *Pinaceae* (3-5%), *Sequoia* (5%), *Tsuga* (6%), *Ephedra* (6%) и единично *Ginkgo*, *Cupressaceae*.

Верхние слои коцахурского яруса характеризуются палинозоной VIII (обр. 24, 25) разреза Шихзагирли. Пыльца хвойных в образце не встречена, среди покрытосеменных присутствуют только *Juglans* (45%), *Betula* (5%), *Alnus* (20%). Среди спор отмечено максимальное на протяжении спектра присутствие папоротников семейства *Cyattheaceae*.

### **Обсуждение результатов**

В позднем палеогене Кавказ был представлен архипелагом крупных и мелких островов в океане Тетис. В раннем олигоцене большие островные суши Большого, Малого Кавказа и восточная часть Куриńskiej впадины в результате тектонических движений значительно расширились и на отдельных участках приобрели горный рельеф, высоты которого не превышали 500 м [18, 19].

*Хадумский горизонт (основание майкопской свиты)*. На островных суши юго-восточной оконечности Большого Кавказа господствовала лесная растительность, представленная тропическими вечнозелеными влаголюбивыми формами наряду с мезофильными теплоумеренными и

умеренными. Лесные формации без ярко выраженного доминанта были представлены смешанными хвойно-широколиственными орехово-буково-дубовыми лесами с участием хвойных пород *Cedrus*, *Abies*, *Tsuga*, *Larix*; субтропическими лесами с участием вечнозеленых элементов (*Laurus*, *Magnoliaceae*, *Cupressaceae*) и влажными низинными и приречными лесами из *Taxodium*, *Carya*, *Ulmus*, *Morus* с участием пальм по морскому побережью. Небольшие абсолютные высоты, низкое процентное соотношение пыльцы голосеменных и отсутствие в их составе основных лесообразующих элементов свидетельствуют о том, что чистые хвойные леса в хадуме не формировались. Присутствие в спектрах элементов субтропической и тропической флоры говорит о высоком режиме температур и увлажнении в это время.

*Ранний олигоцен (рюпельский ярус)*. Полидоминантные влажные хвойно-широколиственные леса продолжают доминировать. В широколиственных формациях, по сравнению с хадумским веком, некоторое преимущество получает орех, а не бук. Увеличивается разнообразие представителей вечнозеленых восточноазиатских и тропических флор (*Sarcococca*, *Engelhardtia*, *Cyattheaceae*). А среди голосеменных растений отмечаются роды, принадлежащие американо-средиземноморско-азиатской, восточноазиатской, североамериканской (пихта, кедр, секвойя, глиптостробус, кипарис, гинкго) географическим группам. Одновременно единично появляются панголарктические представители листопадной умеренной флоры – береза и ольха, отмечается сосна, отсутствующие в хадумском горизонте. Субтропические, средиземноморского типа леса были образованы как вечнозелеными, так и листопадными породами – магнолией, лавром, кипарисом, карийей, мирикой. Заболоченные речные и морские террасы занимали формации из болотного кипариса, ольхи и речного кедра. Ксерофиты – сумах, фисташка, эфедра – осваивали сухие открытые пространства. По

песчаным побережьям произрастили пальмы.

Наличие в составе флоры видов и родов, произрастающих в условиях с высокой и избыточной влажностью воздуха и почвы (секвойя, гинкго, таксодиум, глиптостробус), свидетельствует о высоком режиме увлажнения. Присутствие панголарктических родов *Betula*, *Pinus* и ксерофитов американо-средиземноморско-азиатской флоры *Pistacia*, *Rhus* говорит о меняющихся в сторону похолодания и иссушения условиях климата и начале дифференциации растительных сообществ. Одной из причин таких изменений явились увеличение общей площади суши и её абсолютной высоты.

*Начало позднего олигоцена (хаттский ярус).* Основные типы лесных формаций и их распределение сохраняются. На этом фоне отмечается расширение заболоченных таксодиевых ассоциаций с участием *Glyptostrobus*. В составе полидоминантных хвойно-широколиственных лесов уменьшается доля представителей панголарктической группы (*Betula*, *Corylus*) и возрастает роль восточно-азиатского рода *Engelhardtia* – обитателя вечнозеленых влажных лесов Индии, Китая, Малайского архипелага. Этот период характеризуется более благоприятными условиями для обитания гигро- и термофильных пород относительно предыдущего этапа олигоцена.

*Середина позднего олигоцена (хаттский ярус)* характеризуется перераспределением доминантов в хвойно-широколиственных лесах с участием восточноазиатских, североамериканских и средиземноморских элементов. На смену мезофильному ореху приходят умеренные и более холдоустойчивые горные породы (бук, дуб, каштан), увеличивается роль сосны. Появляются мелколиственные представители панголарктической географической группы – лещина, береза, восковник. Среди хвойных пород присутствуют роды, устойчивые к низким зимним температурам, – сосна, кедр, лиственница. Это свидетельствует о пониже-

нии среднегодовых температур. Сокращение заболоченных таксодиевых формаций и расширение ксерофитных редколесий (можжевельник, эфедра, сумах) с участием трав (маревые) говорит об иссушении. Эти изменения, происходившие в составе субтропической вечнозеленой гигрофильной и мезофильной с элементами тропической растительности флоры, явились следствием проявления сезонности в распределении как температур, так и осадков. Родовой и видовой состав флоры отличается присутствием наибольшего количества умеренных представителей за весь олигоцен.

*Конец позднего олигоцена (хаттский ярус).* Во влажных полидоминантных лесах вновь увеличивается доля ореха на фоне дуба, бук и хвойных пород – гинкго, секвойи, тсуги. Лещина продолжает оставаться основным элементом подлеска. Роль панголарктических элементов – березы и сосны, появившихся в период похолодания, заметно уменьшается. Состав влажных приречных и низинных лесов обогащается средиземноморскими и восточноазиатскими элементами (кария, птерокария, мирика, ольха, ильм). В прибрежно-морских формациях участвовали пальмы. Расширяются заболоченные формации с участием болотного кипариса, в составе которых также участвует восточно-азиатский род – глиптостробус – обитатель заболоченных лесов на залитых водой трясинах. Это говорит о высоком уровне как почвенного, так воздушного увлажнения. Общий состав и распределение родов в группе покрытосеменных и голосеменных растений сходны с раннепериодом олигоцена (низы рюппеля) и свидетельствуют о повышении среднегодовых температур и увлажнения относительно середины позднего олигоцена (средний хатт). Определенные нами методом ареалограмм для этого периода количественные показатели климата по разрезу Исламдаг составляли для января 9–130, июля 26–290 °С, среднегодовое количество осадков 1000–1500 мм [6].

Палинокомплексы позднего майкопа (ранний миоцен) свидетельствуют, что преобладающим типом растительности и в раннем и в среднем майкопе были леса, среди которых выделялись прибрежные морские на заболоченных почвах из болотного кипариса, мирики с участием пальм по песчаным побережьям; полидоминантные многоярусные хвойношироколистственные из бук, дуба, ореха, каштана, березы с участием гинкго, кедра, туи, секвойи; средиземноморского типа из карии, магнолии; пойменные леса с различными видами ольхи, ивы, граба, мирики и сухие редколесья с участием сумаха, эфедры. Единичное присутствие пыльцы трав говорит о незначительной роли открытых пространств.

Эти леса существовали в достаточно влажных условиях с практически равномерным распределением осадков в течение года, о чем говорит, как наличие буковых лесов, требовательных к летней влаге и не переносящих длительных периодов засухи, так и присутствие гигрофитов (таксодиевые, мирика, гинкго, циатейные папоротники). Большая часть представителей семейства циатейных – это древовидные папоротники влажных горных лесов в тропических и субтропических (юг Японии и Новой Зеландии) областях.

Наличие индикаторных видов, имеющих узкий ареал распространения (гинкго, пальмы, циатейные), свидетельствует о довольно теплых условиях со среднезимними температурами в предгорье не ниже 15°С.

## Выводы

Палинокомплексы майкопской серии по разрезам Перекишкуль, Исламдаг и Шихзагирили, расположенных в юго-восточном окончании Большого Кавказа, характеризуются сочетанием «полтавской» паратропической эоценовой флоры (пальма, циатейные) с элементами вечнозеленой средиземноморской (магнолия, кипарис, каштан, орех) и умеренной лис-

топадной флоры «тургайского» типа (бук, граб, вяз, липа, орешник). Эта растительность существовала в условиях влажного субтропического типа климата.

Во всех разрезах майкопской серии преобладает пыльца древесных пород. В группе голосеменных растений доминирует пыльца Taxodiaceae. Содержание пыльцы сосны в спектрах незначительное, ее единственный максимум (9% пыльцы древесных) приходится на средние слои хаттского яруса. В палинокомплексах раннего рюпеля впервые появляется пыльца березы, что может свидетельствовать как об активизации орогенных процессов, так и о начальном процессе похолодания и снижении среднегодовых температур.

Наибольшие изменения в составе палинокомплексов фиксируются в середине хаттского яруса, когда возрастает количество умеренной панголарктической и ксерофильной средиземноморской флоры.

Палинокомплексы позднего майкопа (кавказ, сакараул, коцахур) не имеют больших различий в своем составе. От нижне- и среднемайкопских (олигоценовых) комплексов их отличает отсутствие пыльцы лавра, однако ископаемая древесина *Laurinum taicoriae* Jarm. (Lauraceae) встречена в верхнемайкопских отложениях у селения Перекишкуль [22] и в более ранних отложениях встречается лавр. От нижнего олигоцена к нижнему миоцену в спектре возрастает содержание пыльцы березы и кипарисовых.

Содержание пыльцы березы до 20%, ольхи до 9% и пыльцы кипарисовых до 11% наряду с участием пыльцы представителей полтавской (*Palmae*, *Ginkgo*, *Cyatheaceas*) и средиземноморской флоры может служить палиностратиграфическим критерием верхнемайкопских (нижнемиоценовых) отложений и признаком их отличия от олигоценовых.

## Библиографический список

1. Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Новые находки пальм из олигоценовых отложений Даррыдага (Нахичеванская АССР)

- //Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геология. 1989. Т.64, вып. 6, С. 57-67.
2. Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Головина Л.А., Попов С.В., Сычевская Е.К., Эфендиева М.А., Фейзуллаев А.А., Алиев Ч.С. Новые данные по стратиграфии майкопских отложений Центрального Гобустана // Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов. 2007. № 1, С. 32-53.
  3. Батирмова Ш.Ш., Тагиева Е.Н. Палиностратиграфия и палеогеография майкопа Абшеронского района // Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов. 2009. №1, С. 24–32.
  4. Батирмова Ш.Ш., Тагиева Е.Н. Новые данные о климате и растительности юго-восточной части Большого Кавказа (Гобустан) в олигоцене // Известия НАН Азербайджана. Сер. науки о Земле. 2013. №3, С. 43-49.
  5. Ганзей С.С. Хронология палеогеографических событий позднего кайнозоя Понто-Каспия (по данным метода треков): автoref. дис. канд. геогр. наук. М.: Изд-во МГУ, 1984. 24 с.
  6. Гричук В.П. Реконструкция скалярных климатических показателей по флористическим материалам и оценка ее точности / Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 20-29.
  7. Губкин И.М. Майкопский нефтеносный район. Нефтяно-Ширванская нефтеносная площадь // Тр. Геол. ком. Новая серия. СПб., 1912. Вып. 78. 169 с.
  8. Джабарова Х.С., Касумова Г.М. Дополнительные материалы об ископаемых растениях из майкопских отложений Талыша (на основании отпечатков растений и данных спорово-пыльцевого анализа) // Доклады АН Аз.ССР. 1961. Т.XVIII, № 11. С. 1081-1083.
  9. Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 223 с.
  10. Касумова Г.М. О флоре нижнего олигоцена в районе Даррыдаг (Нахичевань) // Доклады АН Аз.ССР. 1961. Т. 27, № 1. С. 161-162.
  11. Касумова Г.М. Флора олигоценовых отложений северо-восточных предгорий Малого Кавказа. Баку. Изд-во АН Аз.ССР, 1966. 85 с.
  12. Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. Региональная стратиграфическая школа неогена Восточного Паратетиса // Советская геология. 1984. № 9. С. 37-49.
  13. Мамедов А.В., Работина Е.Н. Ландшафтно-климатические условия эоцена и олигоцена на территории Азербайджана // Известия АН СССР. Сер. географическая. 1990. №5. С. 79-87.
  14. Палибин И.В. Этапы развития флоры прикаспийских стран со времени мелового периода. М.: Изд-во АН СССР, 1936. 213 с.
  15. Палибин И.В. Нижнеолигоценовая флора горы Даррыдаг в бассейне Аракса (Закавказье) // Тр. Ботанического института АН СССР, 1947. Сер. 1. Вып. 6. С. 7-27.
  16. Стратиграфический словарь СССР. Палеоген. Неоген. Четвертичная система. Л.: Недра, 1982. 616 с.
  17. Тагиева Е.Н. Эволюция природных условий Азербайджана в кайнозое // Известия НАН Азербайджана. Серия наук о Земле. 2008. № 2. С. 106-116.
  18. Хайн В.Е., Шарданов А.Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку: Изд-во АН Аз.ССР, 1952. 237 с.
  19. Халилов Г.А. Палеогеоморфология Азербайджанской части Большого Кавказа в олигоцен-раннемиоценовой эпохе неотектонического этапа // Вестник Бакинского университета. Сер. естественных наук. 2000. №1. С. 204-211.
  20. Чельцов Г. Абсолютная геохронология. Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом Ю. 2. М.: Недра, 1986. С. 387-390.
  21. Шахбазова В.Г. Растительность и климат майкопского времени Восточного Азербайджана по данным спорово-пыльцевого анализа // Azərbaycan Paleontologiya Cəmiyyətinin 4 saylı toplusu (prof. C.M.Xəlilov 100 illiyinə həsr olunur). Bakı: "Nafta-Press" nəşriyyatı, 2001. С.119-123.
  22. Ярмоленко А.В. Ископаемые древесины майкопской свиты юго-восточного Закавказья // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. I. 1941. Вып. 5. С. 13-35.
  23. Felix J. Untersuchungen über fossile Holzeraus dem Caucasus // Ztsch. Deutsch. Geol. Gesellsch. Berlin, 1894, Bd. 46. Abt. 1. S. 88-129.

# Palynostratigraphy and Environments of Formation of Maykop Suite of Shemakha-Gobustan Region of Azerbaijan

Ak.A. Alizade<sup>a</sup>, E.N. Tagieva<sup>b</sup>, Sh.Sh. Bayramova<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Institut Geologii Nacional`noi` akademii nauk Azerbai`dzhana (NANA), AZ1143, Baku, Pr. G. Dzhavida, 119, Azerbai`dzhana

E-mail: ak.alizade@gia.ab.az , shafaqbayram@rambler.ru

<sup>b</sup>Institut geografii im. akademika G.A. Alieva Nacional`noi` akademii nauk Azerbai`dzhana (NANA); AZ1143, Baku, Pr. G. Dzhavida, 115, Azerbai`dzhana

E-mail: tagelena@rambler.ru

The palynocomplexes of individual Stages of the Maykop Suit, indicating their formation environments, were received from the geological sections of Shamakh-Gobustan region. All the palynocomplexes are characterized by combination of "Poltava" paratropical Eocene flora and elements of evergreen Mediterranean, and temperate deciduous "Turgay" type flora, existed in the humid subtropical climate with the average winter temperatures in the foothills not less than 15° C. Comparing to other Oligocene complexes, palynocomplexes of middle layer of the Hutt Stage are characterized by high content of warm-temperate and temperate flora pollen, which existence indicates the decrease of average annual temperatures. At the beginning of the Early Miocene (Caucasian century), climatic conditions were stabilized preserving a deciduous temperate flora in the vegetation structure.

Key words: *Maykop series, spore and pollen spectra, Oligocene, Miocene, Rupel, Hutt, Caucasus.*

## References

1. Akhmetev M.A., Zaporozhets N.I. 1989. Novye nakhodki palm iz oligotsenovykh otlozheniy Darrydaga (Nakhichevanskaya ASSR) [New discovery of palm from Oligocene sediments of Darrydag (Nakhichevanskaya ASSR)]. Bulletin Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody. Otdel geologiya. 64 (6): 57-67.
2. Akhmetev M.A., Zaporozhets N.I., Golovina L.A., Popov S.V., Sychevskaya E.K., Efendieva M.A., Feizullaev A.A., Aliev Ch.S. 2007. Novye dannye po stratigrafiyi maykopskikh otlozheniy Tsentralnogo Gobustana [New data on the stratigraphy of Maykop sediments of Central Gobustan]. Stratigrafiya i sedimentologiya neftegazonosnykh basseinov. 1: 32-53.
3. Bayramova Sh.Sh., Tagieva E.N. 2009. Palino-stratigrafiya i paleogeografiya maykopa Absheroneskogo rayona [Palinostartigraphy and sedimentology of Maykop of Absheron region]. Stratigrafiya i sedimentologiya neftegazonosnykh basseyнов. 1: 24-32.
4. Bayramova Sh.Sh., Tagieva E.N. 2013. Novye dannye o climate i rastitelnosti yugovostochnoy chasti Bolshogo Kavkaza (Gobustan) v Oligocene [New data on Oligocene climate and vegetation of southeastern part of the Greater Caucasus (Gobustan)]. Izvestiya NAN Azerbaydzhana. Seriya nauk o Zemle. 3: 43-49.
5. Ganzei S.S., 1984. Khronologiya paleogeograficheskikh sobytiy pozdnego kainozoya Ponto-Kaspiya (po dannym metoda trekov) [Chronology of paleogeographic events of the Late Cenozoic of Ponto-Caspian (using tracking technique data)]. Avtoref. diss kand. geogr. nauk. Moskva, MGU, p. 24.
6. Grichuk V.P. 1985. Rekonstrukciya skalyarnykh climaticeskikh pokazateley po floristicheskim materialam i otsenka eyo tochnosti [Restoration of scalar climatic indi-

- cators using floristic data and assessment of their accuracy]. In: Metody rekonstruktsii paleoklimatov. Moskva, Nauka, pp. 20-29.
7. Gubkin I.M. 1912. Maykopskiy neftenosnyy rayon. Neftyano-Shirvanskaya neftenosnaya ploshchad [Maykop Petroliferous Province. Neftyano-Shirvanskaya oilfield]. Trudy Geol. kom. Novaya Seriya. SPb., 78, p. 169.
  8. Dzhabarova Kh.S., Kasumova G.M. 1961. Dopolnitelnye materialy ob iskopaemykh rasteniyakh iz maykopskikh otlozheniy Talysha (na osnovanii otpechatkov rasteniy i danniyh sporovo-pyltcevogo analiza) [Complementary materials about fossil plants from Maykop sediments of Talysh (based on plants fingerprints and sporo-pollen analysis data)]. Doklady AN Az.SSR. XVIII (11): 1081-1083.
  9. Zubakov V.A. 1990. Globalnye climatiche-skie sobytiya neogena [Global climatic events of Neogene]. Leningrad: Gidrometeo-izdat, p. 223.
  10. Kasumova G.M. 1961. O flore nizhnego oligotsena v rayone Darrydag (Nakhichevan) [About the Lower Oligocene in Darrydag region]. Doklady AN Az.SSR., 27 (1): 161-162.
  11. Kasumova G.M. 1966. Flora oligotsenovyykh otlozheniy severo-vostochnykh predgoryiy Malogo Kavkaza [Flora of Oligocene sediments of northeast piedmont of the Small Caucasus]. Baku, AN Az.SSR, p. 85.
  12. Nevesskaya L.A., Goncharova I.A., Ilina L.B. 1984. Regionalnaya stratigraficheskaya shkala neogena Vostochnogo Paratetisa [Regional stratigraphic scale of Neogene of the Eastern Paratetis]. Sovetskaya geologiya, 9: 37-49.
  13. Mamedov A.V., Rabotina E.N. 1990. Landschaftno-climaticheskie usloviya eotsena i oligotsena na territorii Azerbaydzhana [Landscape and climatic environments of Eocene and Oligocene on the territory of Azerbaijan]. Izvestiya AN SSSR. Seria geograficheskaya. 5: 79-87.
  14. Palibin I.V. 1936. Etapy razvitiya flory pri-kaspiyskikh stran so vremenem melovogo perioda [Phases of flora development in the precaspian countries area since the Cretaceous period]. Moskva, AN SSSR, p. 213.
  15. Palibin I.V. 1947. Nizhneoligotsenovaya flora gory Darrydag v basseyne Araksa (Zakavkazie) [The Lower Oligocene flora of the Darrydag Mountain in the Araks River basin]. Trudy Botanicheskogo Instituta AN SSSR, 1 (6): 7-27.
  16. Stratigraficheskiy slovar SSSR. Paleogen. Neogen. Chetvertichnaya Sistema [Stratigraphic glossary of USSR. Paleogene. Neogene. Quaternary System]. Leningrad, Nedra, 1982, p. 616.
  17. Tagieva E.N. 2008. Evoliutsiya prirodnnykh usloviy Azerbaydzhana v kaynozoe [Evolution of the Azerbaijan environments in Cenozoic]. Izvestiya NAN Azerbaydzhana. Seriya nauk o Zemle, 2: 106-116.
  18. Hain V.E., Shardanov A.N. 1952. Geologicheskaya istoriya i stroenie Kurinskoy vpadiny [Geological history and structure of the Kura basin]. Baku, Izd. AN Az.SSR, p. 237.
  19. Halilov G.A. 2000. Paleogeomorfologiya Azerbaydzhanskoy chasti Bolshogo Kavkaza v oligotsen-rannemiotsenovoi epokhe neotektonicheskogo etapa [Paleogeomorphology of Azerbaijan part of the Greater Caucasus during Oligocene-Early Miocene epoch of neotectonic stage]. Vestnik BGU. Seriya estestvennykh nauk. 1: 204-211.
  20. Cheltsov G. 1986. Absolutnaya geokhronologiya. Stratigrafiya SSSR. Neogenovaia Sistema [Absolute geochronology. Stratigraphy of USSR. Neogene System]. Tom Yu. 2. Moskva, Nedra, pp. 387-390.
  21. Shakhbazova V.G. 2001. Rastitelnost i klimat maykopskogo vremeni Vostochnogo Azerbaydzhana po dannym sporovo-pyltcevovogo analiza [Vegetation and climate of Maykop of the Eastern Azerbaijan upon the sporo-pollen analysis data]. Azərbaycan Paleontologiya Cəmiyyətinin 4 saylı toplusu (prof. C.M.Xəlilov 100 illiyinə həsr olunur). Bakı, "Nafta-Press" nəşriyyatı, p.119-123.
  22. Yarmolenko A.V. 1941. Iskopaemye drevesiny maykopskoy svity yugo-vostochnogo Zakavkazia [Fossil wood of Maykop Suite of the southeastern Transcaucasia]. Trudy Botanicheskogo Instituta AN SSSR. 1 (5): 13-35.
  23. Felix J. 1894. Untersuchungen über fossilen Holz aus dem Caucasus. Ztsch. Deutsch. Geol. Gesellsch. Berlin. Bd. 46, Abt. 1, pp. 88-129.

## ПЕТРОЛОГИЯ, ВУЛКАНОЛОГИЯ

УДК 552.321.6+553.46

### **Пластическое течение и реоморфическая дифференциация вещества в мантийных ультрамафитах**

**Д.Е. Савельев<sup>a</sup>, В.Б. Федосеев<sup>b</sup>**

<sup>a</sup>Институт геологии Уфимского научного центра РАН, 450077, Уфа, ул.К.Маркса, 16/2. E-mail: sav171@mail.ru

<sup>b</sup>Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского, 603950, Нижний Новгород, пр. Гагарина, 23. E-mail: fedoseev@phys.unn.ru  
(Статья поступила в редакцию 17 сентября 2014 г.)

Рассмотрены основные закономерности строения ультрамафитовых массивов оphiолитовой ассоциации, которые принято считать фрагментами верхней мантии, выведенными на современный эрозионный срез в результате тектонических процессов. Показано, что главной тенденцией изменения состава и структуры мантийных пород является их стратификация, сопровождающаяся обособлением реологически наиболее «слабых» агрегатов – дунитовых тел, которые часто являются вмещающими породами для хромовых руд. На основе проведенного анализа сформулированы аргументы, не позволяющие принять существующие гипотезы петро- и рудогенеза в верхней мантии. Разработана оригинальная реоморфическая модель дифференциации мантийного вещества, опирающаяся на термодинамический подход, позволяющая разрешить проблемы и противоречия, возникающие при использовании классических моделей (магматической и метасоматической).

**Ключевые слова:** *ультрамафиты, пластическое течение, стратификация, реоморфическая сегрегация.*

#### **Введение**

В настоящее время считается общепринятым, что верхняя мантия Земли имеет ультраосновной состав [30 и др.], вещество ее находится в вязкопластическом состоянии и поэтому в ней могут возникать адвективные [10, 52] и/или конвективные течения [28, 29, 44, 46 и др.], построены многочисленные модели конвектирующей мантии (например, [15, 45 и др.]). Вместе с тем одно из следствий до-

пущения о возможности возникновения вязких мантийных потоков остается обычно за рамками рассмотрения. Оно состоит в том, что течения возникают в среде, не являющейся истинным флюидом, а обладающей полифазным минеральным составом. Такие течения неизбежно должны вести к перестройке внутренней структуры и вещественным преобразованиям. Направленность структурных и вещественных изменений будет зависеть от конфигурации силовых полей, иниции-

рующих потоки, и от физических свойств частиц, слагающих данную геологическую среду.

Одним из источников информации об особенностях состава и строения верхней мантии геологического прошлого являются ультрамафиты, обнажающиеся в составе оphiолитовых ассоциаций складчатых поясов. В настоящей статье проведен анализ главных особенностей строения оphiолитовых ультрамафитов, сформулированы основные проблемы существующих генетических концепций, а также предложена оригинальная физическая модель реоморфической дифференциации вещества верхней мантии, позволяющая их разрешить.

### **Состав и строение ультрамафитов складчатых поясов**

Прямую информацию о составе и строении верхней мантии Земли можно получить из трех основных источников: 1) керна глубоководного бурения и материала драгировок с дна Мирового океана, 2) ультраосновных ксенолитов из внутриплитных базальтов континентов и океанических плит, 3) ультрамафитовых массивов, обнажающихся в составе оphiолитовых комплексов.

Многочисленные исследования представителей трех названных типов геологических объектов показали, что, несмотря на некоторые второстепенные особенности, их объединяет главное: ультраосновной (существенно перидотитовый) состав и постоянное присутствие высокотемпературных пластических деформаций главных породообразующих минералов [30, 60 и др.], на которые затем накладываются вторичные низкотемпературные преобразования пород (в основном серпентинизация). В настоящем исследовании мы ограничимся рассмотрением только высокотемпературной (мантийной) истории ультрамафитов и не будем учитывать наложенные низкотемпературные (коровые) деформации. Учитывая, что наиболее представительный материал о

составе и структуре верхней мантии дают оphiолиты, в дальнейшем речь пойдет именно о них.

Первичные породы массивов являются ультраосновными тектонитами, претерпевшими высокотемпературное пластическое течение, и представляют собой тугоплавкий остаток (рестит), испытавший частичное плавление и экстракцию из него легкоплавкой базальтовой составляющей. Последняя часто присутствует либо во внутренних частях ультрамафитового разреза в виде даек габброидов, либо в краевых частях массивов формирует крупные дифференцированные тела пироксенит-габбрового состава. Наиболее интересны и дискуссионны особенности внутреннего строения реститового комплекса оphiолитовых ультрамафитов. Выделим главные черты их строения:

- 1) сравнительно однообразный минеральный состав рассматриваемых комплексов, которые на 65-80% состоят из магнезиального оливина ( $Fa_{6-12}$ ), помимо которого в породах присутствуют в заметных количествах лишь энстатит, диопсид и хромшипинелид, спорадически встречаются плагиоклаз и гранат [16, 21 и др.];

- 2) широкое распространение первичной полосчатости, обусловленной различными количественными соотношениями в «слоях» оливина, пироксенов и хромшипинелида, сочетание полосчатости с минеральной уплощенностью и линейностью [35, 37, 71 и др.];

- 3) присутствие среди перидотитов (лерцолитов и гарцбургитов) дунитовых тел различного размера и морфологии, с дунитовыми телами часто связаны тела хромититов, также обладающие различными размерами, морфологией и степенью концентрации оруденения [27];

- 4) обычно от перидотитов к дунитам происходит закономерное изменение морфологии и состава хромшипинелидов: ксеноморфные и глиноземистые в лерцолитах постепенно сменяются идиоморфными и высокохромистыми в дунитах и ассоциирующих с ними хромититах [17, 36, 40 и др.];

5) хромититы всегда вмещаются дунитами, но их объемные соотношения в различных случаях могут значительно варьировать [17, 23, 27, 59, 76 и др.];

6) повсеместное распространение в породах следов высокотемпературного пластического течения, отраженного морфологически: в образовании полос скольжения и субзерен в оливине и энстатите, механическом двойниковании пироксенов, изгибе плоскостных элементов строения (ламелей диопсида, трещин спайности в энстатите); петроструктурно: в образовании предпочтительных оптических ориентировок зерен оливина и пироксенов, идентичных таковым, полученным экспериментально при деформации ультрамафитов при высоком давлении и температуре [54, 57, 72 и др.].

Помимо указанных выше главных закономерностей строения ультрамафитовых комплексов, особо следует отметить характер взаимоотношений между шпинелевыми перидотитами, составляющими основу разреза реститов, и дунитами, обычно имеющими подчиненное значение. В состав шпинелевых перидотитов помимо оливина (60-80% по объему) входит заметное количество пироксенов (ортопироксен 15-25%, клинопироксен до 15%), тогда как дуниты являются практически мономинеральными оливиновыми породами. Анализ обширного фактического материала по офиолитовым комплексам мира показывает, что во всех случаях дуниты являются «более поздними», «эпигенетическими» образованиями по отношению к перидотитам [23, 31, 39, 54, 66 и др.]. Это выражается в пересечении дунитовыми жилами полосчатых гарцбургитов, формировании сетчатого дунит-гарцбургитового комплекса, дунитовых штокверков, будинаже гарцбургитов, включенных в дунитовую матрицу [17]. По мнению авторов настоящей статьи, наблюдаемые явления объясняются не столько «полихронностью» происхождения пород, сколько различной их мобильностью в условиях мантийного пластического потока [35, 36].

Аналогичные взаимоотношения можно наблюдать на микроскопическом уровне между ортопироксеном (энстатитом) и оливином. Одним из первых на меньшую вязкость оливина по сравнению с энстатитом в процессе деформации мантийных ультрабазитов указал А.Николя с соавторами при описании альпийских массивов [71]. В цитируемой работе показано, что при одних и тех же условиях деформирования в зернах оливина происходит трансляционное скольжение в направлении смещения, а в зернах ортопироксена наблюдается разрыв. Подобные соотношения между породообразующими минералами ультрамафитов часто наблюдаются и на массивах Южного Урала [32, 36].

Многочисленные экспериментальные исследования также показали, что в широком диапазоне Р-Т-е условий вязкость агрегатов энстатита примерно на 25% выше, чем форстерита [57, 61], для оливина характерно явление гидролитического ослабления [64], а также более высокая скорость рекристаллизации отжига по сравнению с пироксенами [57].

Таким образом, рассмотренные выше главные особенности строения и состава офиолитовых ультрамафитов позволяют предположить, что основным механизмом их становления было твердофазное (реоморфическое) течение в условиях верхней мантии. Прежде чем перейти к изложению физической модели реоморфической дифференциации мантийного вещества, рассмотрим существующие генетические представления и обозначим основные проблемы, связанные с предлагаемыми в них механизмами петрогенеза.

### **Основные генетические концепции и их проблемы**

Происхождение ультраосновных пород офиолитовых комплексов и связанных с ними месторождений хрома на протяжении долгих лет является предметом оживленной дискуссии. В первой половине XX столетия господствующей гипотезой образования хромититов являлась магматиче-

ская, в рамках которой они рассматривались как продукты дифференциации ультраосновной магмы (дунитовой или перидотитовой) [6, 17, 20, 22, 26, 42, 43 и др.]. Развитие метасоматической гипотезы [4, 23, 31 и др.], рассматривающей дунит-гарцбургитовые комплексы с хромовым оруднением как продукт метасоматических преобразований перидотитового (энстититового) субстрата, было вызвано главным образом невозможностью объяснить магматической дифференциацией факт «эпигенетичности» дунитов и хромититов (более тугоплавких) по отношению к окружающим гарцбургитам.

К разновидностям метасоматической гипотезы можно отнести и реакционно-магматическую модель образования ультрамафитов и хромовых руд в офиолитах, которая в последние годы имеет колоссальное влияние на специалистов, изучающих ультрамафиты во всем мире [5, 38, 65, 66, 78 и др.]. Суть гипотезы сводится к следующему. Гарцбургиты и дуниты офиолитовых комплексов являются не простыми тугоплавкими остатками от частичного плавления пиролита, а представляют собой результат реакции рестита с проникающими сквозь него расплавами, генерированными на большей глубине. Расплавы «расторгают» пироксены и «криSTALLизуют» дополнительный оливин, что в предельном случае ведет к формированию дунитов. В некоторых интерпретациях дуниты считаются изолированными «каналами», по которым базальтовые расплавы транспортируются к поверхности [67]. При этом образование хромититов связывается исключительно с транспортировкой сквозь перидотиты бонинитовых расплавов, реакцией бонинитов с перидотитами, растворением пироксенов, осаждением оливина и высокохромистого шпинелида [78 и др.].

Против реакционной (метасоматической) интерпретации петрогенезиса в верхней мантии можно выдвинуть ряд аргументов.

*Аргумент 1.* В метасоматических гипотезах, как правило, отсутствует описа-

ние механизмов растворения – переноса – осаждения мантийного материала, в первую очередь весьма инертного хрома. За исключением реакционно-магматической все они апеллируют к гипотетическим агентам массопереноса, не указывая их конкретного состава.

*Аргумент 2.* В гарцбургитах, дунитах и хромититах отсутствуют вещественные доказательства образования их при активном участии флюидной фазы. Высокотемпературные «флюидные» минералы (амфиболы, флогопит) здесь обычно отсутствуют.

*Аргумент 3.* Отсутствуют реакционные взаимоотношения между породообразующими минералами ультрамафитов, например, между оливином и ортопироксеном. При метасоматическом образовании оливина на месте пироксенов в процессе замещения под воздействием флюидов такие соотношения должны наблюдаться повсеместно (везде, где сохранился энститит), иначе следует признать, что «оливинизация» – мгновенный процесс, а это противоречит здравому смыслу.

*Аргумент 4.* Для метасоматических гипотез мантийные ультрабазиты представляют собой статичную субстанцию, сквозь которую проникают расплавы или флюиды и преобразуют ее химическим путем. Максимально, что «дозволяется» кристаллическому каркасу, так это испытывать незначительную деформацию, в результате которой из них удаляется частичный расплав. В то же время без обсуждения предполагается, что все процессы плавления, просачивания и реакции расплава с остаточными минералами происходят внутри поднимающегося мантийного вещества (*mantle diapir, upwelling mantle*). Механизм этого подъема и его влияние на структуру и вещественный состав мантийного субстрата обычно не рассматриваются.

*Аргумент 5.* В рамках метасоматических гипотез, в том числе реакционно-магматической, нельзя объяснить резкие контакты дунитов и гарцбургитов, а также увеличение содержания ортопироксена в

приконтактовых частях гарцбургитов, что очень часто наблюдается в офиолитовых массивах [35].

*Аргумент 6.* Если дунит – канал, то в нем должно быть достаточно много расплава вплоть до момента «замерзания» системы. Если в момент ее «замерзания» в канале много расплава, то это уже не дунит, т. к. при кристаллизации расплава должно происходить образование базальтоидной ассоциации (пироксены, плагиоклаз) и порода по составу будет уже соответствовать лерцолиту. Если же в «канале» при его «замерзании» расплав отсутствует, то может ли он считаться каналом, где протекал расплав? В реальных офиолитах, которые послужили полигоном для разработки реакционно-магматических моделей, наблюдаются именно дуниты.

*Аргумент 7.* В рамках реакционно-магматической гипотезы отсутствует механизм образования хромититов как геологических тел. Даже если принять точку зрения, что хромит кристаллизуется в дуните при «расторжении» пироксенов, остается непонятным, какие факторы заставляют его формировать отдельные тела с различающейся концентрацией – от редковрапленных до массивных руд.

Таким образом, традиционные гипотезы образования ультрамафитов складчатых поясов – магматическая и метасоматическая (включая реакционно-магматическую) – сталкиваются с серьезными проблемами при объяснении генезиса хромовых руд в офиолитах. Альтернативой для них является признание ведущим механизмом дифференциации вещества реоморфическое (твердофазное) течение ультрамафитов. Со временем первых исследований пластического течения ультрамафитов, инициированных Григгсом, достигнуты большие успехи как в понимании механизмов пластической деформации главных породообразующих минералов верхней мантии, так и процессов формирования офиолитовых комплексов [9, 37, 51, 54, 56, 57, 58, 61, 71, 72, 63, 64, 68 и др.]. Вместе с тем, признавая

важную роль пластических деформаций в образовании структуры ультрамафитовых тел, исследователи в большинстве случаев обходят стороной вопрос о связи тектонического течения и дифференциации вещества верхней мантии, и лишь в отдельных работах делается вывод о ведущей роли реоморфизма в процессе мантийного петро- и рудогенеза [3, 11, 34, 35, 36, 50, 54]. В следующем разделе мы представляем физическую модель реоморфической дифференциации мантийного материала, в основе которой лежит термодинамический подход.

### **Физическая модель реоморфической дифференциации**

Рассматриваемые нами в этом разделе геологические структуры не являются изолированными системами. Они обмениваются с внешней средой энергией в виде упругих (сейсмических) волн, теплопереноса, либо создают вокруг себя поля упругих напряжений, имеют сложный неоднородный химический и фазовый состав и т.п. Поэтому далее для описания подобных систем используется термодинамический подход.

Как известно, в геологических объектах широким распространением пользуется вертикальная стратификация, возникающая в условиях гравитационного поля и образующаяся при осаждении более плотных фаз (кристаллов и обломочных зерен) в менее плотной жидкости (расплаве или воде). Напротив, главной особенностью рассматриваемых нами ультрамафитовых комплексов является неоднородность распределения компонентов по горизонтальному сечению. Поэтому необходимо выделить внешние факторы, способные создать горизонтальные градиенты распределения компонентов. Кроме гравитационного поля существует множество иных факторов, вызывающих изменения в составе и распределении компонентов в пространстве. К ним можно отнести неоднородность температуры и/или концентрации в слоях, граничащих с рас-

сматриваемой системой, внешние источники акустического (вibrationного и сейсмического) воздействия, гидростатические поля (тектонические напряжения), вязкопластические потоки. С каждым из этих факторов можно связать возникновение соответствующих обобщенных сил, проявляющихся в виде разнообразных эффектов (Бенара, Киркендалла, Френкеля), сопровождающихся массопереносом и перераспределением компонентов в горизонтальном направлении. Ограничим рассмотрение только гидродинамическим полем, полагая, что вибрации и температурные градиенты отсутствуют или несущественны.

Гидродинамические поля возникают в породах восходящего мантийного диапира. Эти поля возникают при вязкопластических течениях в твердофазных системах. Сами течения могут быть вызваны разными причинами: компрессией–декомпрессией в окружающих породах, разностью температуры в окружающих систему слоях (термоконвекция), конвективные течения могут возникать и под действием гравитационного поля [2].

Скорости массопереноса и перераспределения компонентов в условиях вязкопластических потоков могут существенно превышать скорость диффузионных процессов. Поэтому существование вязкопластических течений любого происхождения можно рассматривать в числе факторов, участвующих в формировании структуры верхней мантии.

Экспериментальные наблюдения потоков в двухфазных системах разного типа показали, что частицы в них могут смещаться перпендикулярно оси потока в различных направлениях. Экспериментально установлено, что в вертикальном нисходящем или горизонтальном потоке частицы, имеющие плотность более высокую, чем плотность среды, смещаются к стенке, а частицы с меньшей плотностью – к оси потока. Концентрация дисперсной фазы может быть неоднородной и несимметричной, жидкие частицы могут образовывать пленки на стенках, пузырьки

всплывают преимущественно по центральной области вертикальных потоков, крупные частицы могут двигаться, сталкиваясь со стенками, ограничивающими поток. Частицы с нулевой плавучестью двигаются, концентрируясь на удалении и от стенок, и от оси потока, либо осцилируют внутри потока. На движение частиц оказывает влияние множество факторов, в частности, геометрия, скорость, плотность частиц и среды [7, 47].

Многочисленные обзорные работы, экспериментальные и численные исследования последних лет свидетельствуют, что проблема теоретического описания миграции частиц в потоках самого разного типа остаётся актуальной и в настоящее время [8, 13, 69, 73]. Классическое описание основано на аппарате гидродинамики [18, 25, 47], существуют работы, в которых привлекаются методы и понятия статистической физики и термодинамики [12, 13, 14, 41, 48].

Рассмотрим процессы массопереноса в стационарном гидродинамическом поле. Поместим тело массой  $m_b$  в среду с плотностью  $\rho$ , которая движется равномерно и прямолинейно. При этом сечение потока, средняя скорость и эпюра скоростей остаются постоянными по всей длине потока. Простейшими примерами таких потоков являются *течение Кэттта* – ламинарное течение вязкой жидкости между двумя параллельными стенками/плитами, одна из которых двигается относительно другой, и *течение Пуазейля* – ламинарное течение вязкой жидкости через каналы в виде прямого кругового цилиндра или слоя между параллельными стенками/плитами под действием перепада давления.

Связем систему координат с неподвижной границей потока так, что ось  $x$  совпадет с направлением потока, а ось  $z$  будет нормальна границам.

Рассмотрим случай, при котором скорость движения центра тела, находящегося на расстоянии  $r$  от неподвижной стенки, равна скорости течения  $v(r)$  среды на том же уровне. Пусть за время наблюдения тело не успевает смещаться поперёк

потока и не вращается под действием обтекающих его потоков.

Система является стационарной, т. к. полная и внутренняя энергия, импульс, количество вещества, состав, масса, объемы жидкой и твердой фаз не зависят от времени. Полная энергия системы "тело + среда" имеет вид

$$W = \frac{M\mathbf{V}_0^2}{2} + U, \quad (1)$$

где масса системы  $M = \sum m_i$  складывается из масс  $m_i$ , составляющих систему частей.  $\mathbf{V}_0$  – скорость движения центра инерции системы в выбранной системе координат, т.е. относительно неподвижной стенки. Внутренняя энергия  $U$  включает кинетическую энергию относительного (по отношению к центру инерции системы) движения всех частей системы и потенциальную энергию их взаимодействия [19].

Опишем состояние системы в зависимости от положения тела в потоке. Потенциальную энергию взаимодействия тела со средой примем равной нулю. Тогда внутренняя энергия системы включает только кинетическую энергию движения среды и тела относительно центра инерции системы, движущегося со скоростью  $\mathbf{V}_0$ . Пренебрегая локальными потоками среды в окрестности тела, связанными с тем, что один край двигается быстрее потока, а другой медленнее, представим полную энергию системы как

$$W(r) = A\rho_0 \int_0^H v^2(z) dz + \frac{L^2}{2} \int_{r-\frac{L}{2}}^{r+\frac{L}{2}} (\rho_b v^2(r) - \rho_0 v^2(z)) dz, \quad (2)$$

здесь  $A$  – параметр, по смыслу соответствующий площади горизонтального сечения системы. Первый интеграл соответствует энергии среды при отсутствии тела. Второе слагаемое равно энергии тела и учитывает энергию среды, которую заменило тело. Предполагается, что тело с плотностью  $\rho_b$  имеет форму куба со стороной  $L$ , основание куба ориентировано параллельно стенкам потока.

Энергия системы (2) зависит от положения тела  $r$ . Обобщенная сила

$F(r) = -\frac{d}{dr} W(r)$  стремится изменить положение тела и определяет направление самопроизвольного перемещения компонентов системы (тела и среды), при которых полная энергия системы понижается.

В простейшем случае плоского сдвигового течения Куэтта  $v(z) = az$  действует сила

$$F(r) = a^2 r m_0 \left( 1 - \frac{\rho_b}{\rho_0} \right), \quad (3)$$

где  $a = \frac{dv}{dz}$  – скорость сдвига,  $m_0 = L^3 \rho_0$ ,  $m_0 = L^3 \rho_0$  – масса тела и масса среды, вытесненной телом,  $\rho_b, \rho_0$  – плотность тела и среды соответственно. При нулевой плавучести тела ( $\rho_b = \rho_0$ ) выталкивающая сила отсутствует. Для "легких" тел ( $\rho_b < \rho_0$ ) сила направлена в сторону увеличения скорости потока. Для "тяжелых" ( $\rho_b > \rho_0$ ) тел сила направлена в сторону уменьшения скорости потока, к его неподвижной границе.

Существенное отличие силы (3) от силы Архимеда состоит в том, что  $F(r)$  зависит от положения тела относительно границ системы. Для течения Куэтта это кажется странным, ведь при любом  $r$  разность скоростей в окрестности тела одна и та же. Однако, вспоминая, что сила действует и на тело, и на среду, можно представить это следующим образом: слои, расположенные между неподвижной стенкой и телом, выполняют роль рычага. Как и сила Архимеда, это пример обобщенных или "термодинамических сил", действующих на **систему в целом**, а не на отдельные составляющие систему тела. Обобщенной координатой является координата центра тяжести тела  $r$ . То, что формально сила привязана к положению тела, создаёт иллюзию, что сила действует именно на тело.

Рассмотрим более сложный случай, когда тело движется относительно среды со скоростью  $v_b = v(r) + \Delta v$ . Гидродинамика не предлагает простого и однозначного уравнения, описывающего выталкивающую силу в этом случае, поэтому вос-

пользуемся уравнением (2), принимающим вид

$$W(r) = A \rho_b \int_0^r V(z) dz + L \int_{r/\sqrt{2}}^r \frac{\rho_b (v(r) + \Delta v)^2 - \rho_b V^2(z)}{2} dz + \Delta W_{loc}. \quad (4)$$

При больших отклонениях скорости тела от скорости среды пренебрежение вкладом локальных потоков, возникающих в окрестности тела  $\Delta W_{loc}$ , становится некорректным. Чем сильнее скорость тела отличается от скорости среды, тем больше вклад  $\Delta W_{loc}$ . Выталкивающая сила, действующая на движущееся в потоке Куэтта тело, имеет вид

$$F(r, \Delta v) = a^2 m_b \left( 1 - \frac{\rho_b}{\rho_0} \right) - a m_b \Delta v - \frac{d}{dr} \Delta W_{loc}. \quad (5)$$

В геологических системах при вязко-пластическом течении относительная скорость движения тел  $\Delta v$  в твёрдой среде не велика, и последним слагаемым мы пренебрежём. Сгруппируем оставшиеся слагаемые следующим образом:

$$F(r, \Delta v) = \left[ \frac{ar}{\Delta v} \left( 1 - \frac{\rho_b}{\rho_0} \right) + \frac{\rho_b}{\rho_0} \right] \rho_0 L^3 \Delta v a \quad (6)$$

и сравним эту силу с ранее описанными силами [25]. Выражение (6) не зависит от предыстории, поэтому не имеет отношения к силе Бассэ-Бусинеска, возникающей при ускоренном движении тел. В рассматриваемой модели тело не вращается, поэтому силы Магнуса и Саффмана, зависящие от угловой скорости, отсутствуют. Сила (6) никаким образом не зависит от вязкости среды и не является силой трения.

Описывая движение не врачающегося тела в сдвиговом потоке, часто применяют другую силу Саффмана [53, 74]. В используемых обозначениях она имеет вид

$$F_s = - \left( C_s \frac{\mu^{0.5}}{L} \right) m_0 \Delta v a^{0.5}. \quad \text{Эта сила полу-}$$

чена для неинерционной системы отсчета (привязана к движущемуся телу), что усложняет сопоставление с вариантом (6). Коэффициент  $C_s$  сложным образом зависит от скорости потока и свойств среды [55]. При изменении условий течения  $C_s$  может менять знак (направление действия

силы) [70]. Есть другие выражения, например,  $F_M = 1.96(b_1 \operatorname{Re}_p + b_2) \rho_0 d^3 \Delta v a$  [24] или  $F_t = 0.052 \rho_0 d^3 \Delta v a$ , описывающее силу в условиях конкретного эксперимента [77]. В (6), как во всех приведённых уравнениях, сила пропорциональна массе жидкости, вытесненной телом, относительной скорости тела, скорости сдвига, а направление силы может быть разным в зависимости от плотности тел.

Рассмотрим некоторые частные случаи. Для «легких» тел  $\rho_0 \gg \rho_b$  при малой скорости относительного движения тел  $|\Delta v| \ll d |a| < r |a|$  сила (6) приближенно равна

$$F(r, \Delta v) \approx \left( \frac{ar}{\Delta v} + \frac{\rho_b}{\rho_0} \right) m_0 \Delta v a. \quad (7)$$

Она направлена в сторону увеличения  $r$  и стремится сместить тела, опережающие поток  $\Delta v > 0$ , в направлении увеличения скорости потока. Если же тело отстает от потока  $\Delta v < 0$  (например, пузыри в «падающем» потоке), то сила меняет знак при  $r_0 = \frac{\rho_b}{\rho_0} \left| \frac{\Delta v}{a} \right|$  и направлена в сторону роста скорости потока при  $r > r_0$  и в сторону неподвижной стенки при  $r < r_0$ .

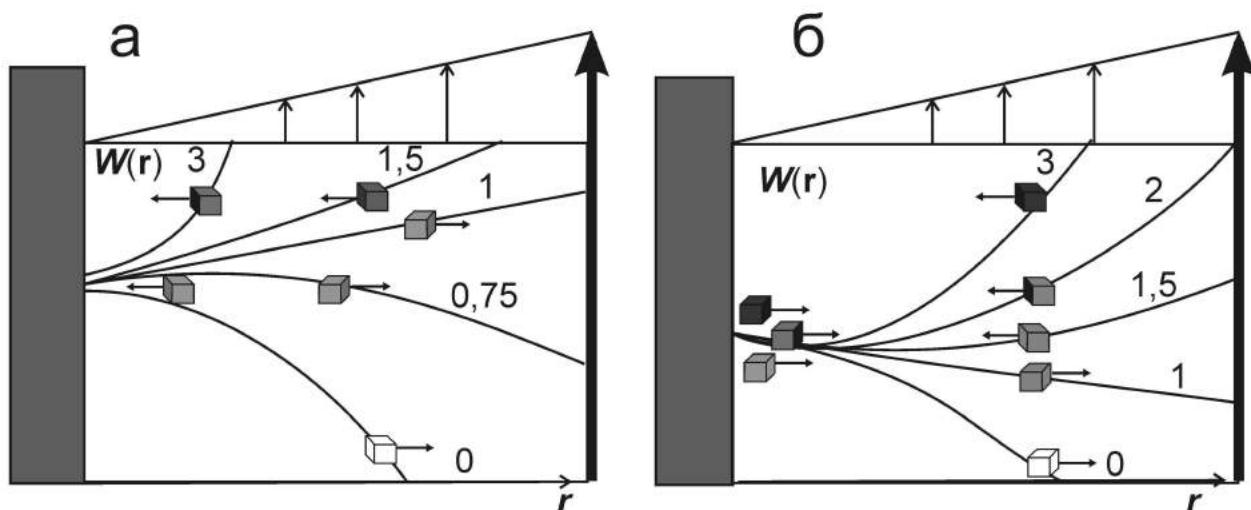
Для тел большой плотности  $\rho_0 \ll \rho_b$  выражение (6) имеет вид

$$F(r, \Delta v) \approx \left( 1 - \frac{ar}{\Delta v} \right) \frac{\rho_b}{\rho_0} \rho_0 L^3 \Delta v a.$$

Сила стремится сместить тяжёлые тела, опережающие поток  $\Delta v > 0$  (например, тяжелые тела в восходящем потоке), на уровень  $r = \frac{\Delta v}{a}$ .

Различные варианты поведения тел наглядно иллюстрирует зависимость энергии системы от положения и скорости тел в потоке Куэтта (рис. 1). Система, стремясь понизить свою энергию, переносит тела в сторону минимумов энергии.

Для плоского течения Пуазейля  $v(z) = b(zH - z^2)$ ,  $0 \leq z \leq H$ , где  $b$  – параметр, определяющий вид эпюры скоростей,  $H$  – ширина потока между неподвижными стенками, пропуская



**Рис. 1.** Зависимость энергии системы от положения тел  $r$  в потоке Куэтта для тел, опережающих поток (а) и отстающих от потока (б). Рядом с кривыми указано отношение плотности тел к плотности среды  $\rho_b/\rho_0$ . Относительная плотность пузырей принята равной 0, тел с нулевой плавучестью – 1. Стрелками указано направление силы, действующей на тела разной плотности

громоздкую аналитическую запись полной энергии системы, получим

$$F_z(r, L) = m b^2 \left[ \left(1 - \frac{\rho}{\rho_0}\right) \left(2r^3 - 3H^2 + H^2 r\right) + \frac{L^2}{2} \left(r - \frac{H}{2}\right) \right]. \quad (8)$$

Сила формально разбивается на составляющие, одна из которых зависит от плотности компонентов системы, обращаясь в 0 для тел с нулевой плавучестью ( $\rho_b = \rho_0$ ), другая от плотности не зависит и действует даже на тела с нулевой плавучестью. В потоке Пуазейля выталкивающая сила зависит и от положения тела относительно стенки  $r$ , и от размеров тела  $L$ . Вводя безразмерные координаты, можно получить выражение

$$F(q) = A \left[ \left(1 - \frac{\rho_b}{\rho_0}\right) \left(2q^3 - 3q^2 + q\right) + \frac{\lambda^2}{2} \left(q - \frac{1}{2}\right) \right], \quad (9)$$

где  $q = h/H$ ,  $0 \leq q \leq 1$  для пространственной координаты и  $\lambda = L/H$ ,  $0 \leq \lambda < 1$  для размеров тела,  $A = \rho_0 L^3 H^3 b^2$  – коэффициент, учитывающий геометрические характеристики.

Выталкивающая сила (9) антисимметрична относительно середины потока. В центре потока направление силы меняется на противоположное. Полином  $(2q^3 - 3q^2 + q)$  имеет экстремумы в точках  $q = \frac{1}{2} \pm \sqrt{3}/6$  (0.211, 0.789), симметрич-

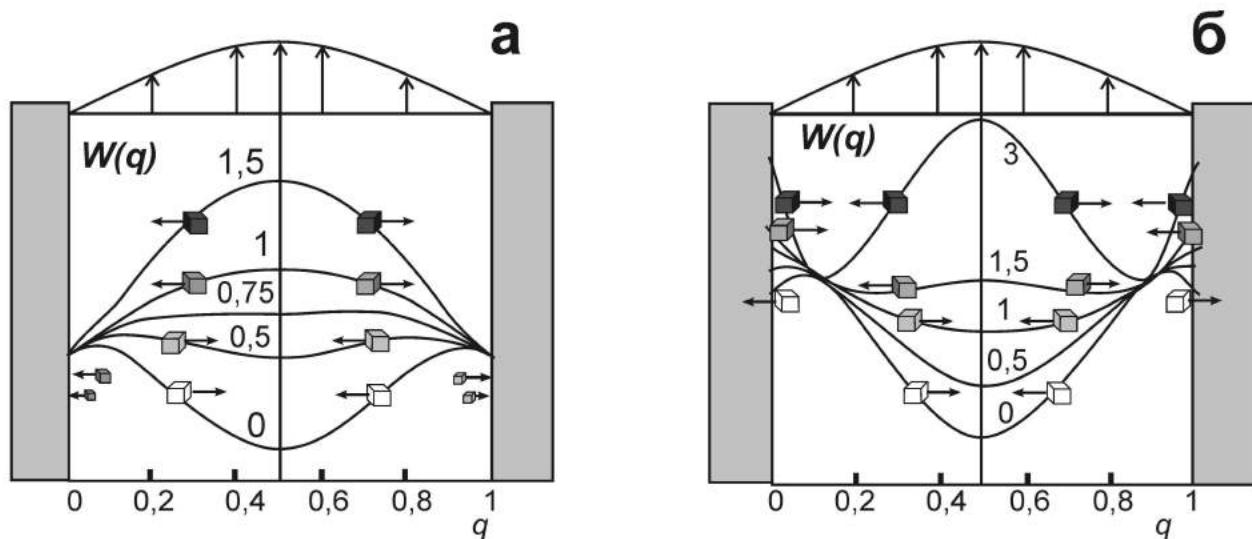
ных относительно середины потока. Они соответствуют слоям, где вклад первого слагаемого в выталкивающую силу максимальен.

Вклад второго слагаемого пропорционален размерам тела и линейно растёт при удалении от центра потока. Независимо от плотности тела эта составляющая выталкивающей силы направлена к стенкам. Для очень мелких частиц ( $\lambda \rightarrow 0$ ) вторым слагаемым можно пренебречь.

В центре потока ( $q = 0.5$ ) выталкивающая сила равна нулю. Это соответствует положению равновесия, которое в зависимости от размеров и плотности тел может оказаться устойчивым или неустойчивым (рис. 2).

Для тел большой плотности ( $\rho_b > \rho_0$ ) сила всюду направлена к ближайшей стенке (рис. 2), но максимальное по величине значение она имеет на некотором удалении от нее. На тела с нулевой плавучестью ( $\rho_b = \rho_0$ ) действует сила  $F(q) = A \frac{\lambda}{2} \left(q - \frac{1}{2}\right)$ , которая тоже всюду направлена от центра потока к стенкам.

Для тел любой плотности в окрестности неподвижных стенок ( $q = 0$  и  $q = 1$ ) выталкивающая сила не равна нулю, прижимая тела к неподвижной стенке,



**Рис. 2.** Зависимость энергии системы от положения тела  $q$  в потоке Пуазейля: а - скорости тела и потока равны; б - тело отстает от потока. Цифрами указано отношение плотности тела к плотности среды  $r_t/r_0$ . Относительная плотность каверн или пузырей принята равной 0, тел с нулевой плавучестью – 1. Стрелками показано направление силы, действующей на тела разной плотности

она становится «прижимающей» силой.

Для тел, плотность которых меньше плотности среды, в центральной части потока сила направлена к центру, а на периферии – к стенкам (рис. 2). Положения около  $q \approx \frac{1}{2} \pm \sqrt{3}/6$  ( $q \leq 0.211$  и  $q \geq 0.789$ ), где выталкивающая сила обращается в 0 и меняет направление, зависят от размера и плотности тела. Они соответствуют максимумам энергии (рис. 3) и являются неустойчивым равновесием.

Согласно экспериментальным наблюдениям, в двухфазных потоках частицы могут концентрироваться в положении  $q \approx 0.1 \div 0.2$  и  $q \approx 0.8 \div 0.9$ , причём центральная часть потока содержит сравнительно мало частиц [47]. Используя термодинамический подход, можно обнаружить, что эта ситуация может возникнуть в потоках Пуазейля, когда скорость "тяжёлых" тел меньше скорости потока  $\Delta v < 0$ .

Скопления легких компонентов у стенок (см. рис. 2,б) могут образовать слои, двигающиеся в обратном основному потоку направлении. В потоках возможны и другие слоистые структуры (рис. 1–2).

Рассмотренная выше модель, в которой единственная частица движется прямолинейно и равномерно вместе с потоком среды, практически не выходит за рамки ме-

ханики. При описании движения множества тел (дисперсной фазы) в потоке следует использовать в качестве термодинамического потенциала не внутреннюю энергию системы  $U$ , а свободную энергию Гиббса  $G = U + PV - TS$  или Гельмгольца  $G = U - TS$ , где  $P$  – давление,  $V$  – объём,  $T$  – температура,  $S$  – энтропия. Энтропийный вклад позволяет рассмотреть пространственное распределение тел в потоке. При этом появляется другая обобщенная сила, связанная с разностью концентрации дисперсной фазы.

Пусть рассматриваемая система имеет возможность изменять свою энергию, суммарное количество и состав компонентов не меняются во времени (закрытая термодинамическая система). Самопроизвольные процессы в механике происходят в направлении уменьшения энергии системы. Обмен энергией с окружающими геологическими слоями может происходить как на стенах, так и вдоль потока. Выделяющаяся при этом энергия может рассеиваться в виде гидродинамических, акустических или тепловых возмущений, излучаемых системой. В реальных условиях подобные взаимодействия с окружающей средой могут сопровождаться также изменением эпюр скоростей потока,

распределения гидростатического давления, рождением вихревых движений среды в окрестности переносимых потоком тел, перемещениями и поворотами самих тел.

В термодинамике самопроизвольные процессы происходят в направлении перехода в равновесное состояние. Критериями равновесного состояния являются экстремумы термодинамического потенциала (минимум свободной энергии или максимум энтропии системы и др.). Во внешнем поле одним из критериев термодинамического равновесия является условие инвариантности суммы химического и механического потенциала. Следуя работам [1, 49], назовём эту сумму механохимическим потенциалом.

Концентрация дисперсных частиц в системе  $n(q)$  определяется их индивидуальными свойствами (масса, плотность, модуль упругости) и геометрической конфигурацией поля (однородное, центрально-симметричное, распределенное и др.). Если система содержит несколько компонентов, условием термодинамического равновесия является инвариантность механохимического потенциала для каждого из компонентов системы:

$$\Pi = \mu_i^o(q) + u(q) + p(q)V_i(q) + \theta \ln(n(q)) = \text{const}, \quad (10)$$

здесь  $q$  – координаты,  $p(q)$  – гидростатическое давление,  $V_i(q)$  – удельный (на моль или на одну частицу) объём компонента, для несжимаемых компонентов это константа,  $n(q)$  – мольная доля компонента,  $\mu_i^o$  – стандартный химический потенциал компонента. Слагаемое  $\theta \ln(n_i)$  – это энтропийный вклад (энтропия смешения).

Для систем с вязкопластическим течением в однородном гравитационном поле условие инвариантности механохимического потенциала принимает вид

$$\Pi_i = \mu_i^o + \rho_i V_i \left( gz + \frac{v(x, y, z)^2}{2} \right) + \dots, \quad (11)$$

$$+ p(x, y, z)V_i + \theta \ln(n_i(x, y, z)) = \text{const}$$

здесь  $g$  – ускорение свободного падения,  $\rho_i$ ,  $V_i$  – плотность и удельный (на моль или на одну частицу) объём компонентов,  $n_i(h)$

– доля частиц типа  $i$ ,  $p(h)$  – гидростатическое давление,  $v(x, y, z)$  – скорость потока, координата  $z$  направлена вверх. Для однокомпонентной несжимаемой жидкости  $n_i = 1$  это выражение становится аналогом уравнения Бернулли.

Выражения типа (11) описывают гипсометрические или пространственные распределения дисперсных компонентов. Для объемного распределения в гидродинамическом и гравитационном поле из (11) следует

$$n_i(q) = C_i \exp \left\{ - \frac{M_i \left( gz + \frac{v(q)^2}{2} \right) + p(q)V_i}{\theta} \right\}.$$

Для слоя, расположенного на фиксированной высоте  $z = \text{const}$  с прямолинейным горизонтальным ламинарным потоком вдоль оси  $y$ , распределение упрощается до

$$n_i(x) = C_i e^{- \frac{M_i \frac{v(x)^2}{2} + p(x)V_i}{\theta}}. \quad (12)$$

Различия в концентрации частиц определены эпюорой скорости  $v(x)$  и свойствами компонентов. Для крупнодисперсных систем это выражение имеет смысл использовать только в окрестности минимумов внутренней энергии  $U$  (рис. 1–2) либо в виде отношения концентрации частиц разного типа. Например, для смеси частиц А и В в дисперсионной среде плотностью  $\rho_0$  на основе уравнения (12) получим

$$\frac{n_A(q)}{n_B(q)} = C_{AB} \exp \left[ - \left( \rho_A V_A - \rho_B V_B + (V_A - V_B) \rho_0 \right) \frac{v(q)^2}{2\theta} \right],$$

здесь константа  $C_{AB}$  определяется исходным составом системы,  $V_A$ ,  $V_B$  – объём, а  $\rho_A$ ,  $\rho_B$  – плотность частиц типа А и В соответственно. Это уравнение показывает тенденцию изменения состава дисперсной системы в разных частях потока.

При  $(\rho_A + \rho_0)V_A < (\rho_B + \rho_0)V_B$ ,

$$\text{или } \frac{V_A}{V_B} < \frac{\rho_B + \rho_0}{\rho_A + \rho_0}, \quad (13)$$

доля частиц А будет возрастать там, где скорость потока больше. Здесь возможны варианты:

– частицы **одного размера**  
 $(\rho_A + \rho_0)/(\rho_B + \rho_0) > 1$ , что эквивалентно

$\rho_A > \rho_B$  – менее плотные там, где скорость выше;

– частицы **равной плотности**  $V_A/V_B < 1$  – мелкие частицы преобладают там, где скорость выше. В этом случае концентрация и крупных, и мелких частиц малой плотности по-прежнему уменьшается, а частиц большой плотности возрастает к периферии потока;

– частицы **мелкие, но плотные** (или **крупные, но легкие**) –

$V_A(\rho_A + \rho_0) < V_B(\rho_B + \rho_0)$  могут повести себя неоднозначно, например, возможен случай, когда мелкие частицы большой плотности начнут преобладать в области больших скоростей над крупными частицами малой плотности.

Изложенную выше физическую модель вполне можно применить к рассматриваемым нами мантийным породам. Как было отмечено выше, основу офиолитовых ультрамафитов составляют перидотиты, сложенные на 60-80% оливином, на 20-40% пироксенами (энстатитом (20-35%) и диопсидом (до 10%)). Геологоструктурные и петрографические данные свидетельствуют о том, что наиболее мобильными являются оливиновые агрегаты, в предельном случае формирующие «слои» дунитов.

Из петрографических наблюдений мантийных ультрамафитов следует, что размеры структурных элементов деформации для существующих оливина, ортопироксена и хромита не одинаковы. Пироксен в пластическом течении участвует в виде зерен или их крупных фрагментов (1-5 мм, в среднем 1,5-2 мм;  $\rho=3,2 \text{ г}/\text{см}^3$ ), оливин – в виде субзерен со средним размером около 0,5 мм ( $\rho=3,2 \text{ г}/\text{см}^3$ ). Подставим в полученное неравенство значения плотности и размеров частиц (структурных элементов деформации) минералов при условии, что дисперсионной средой является оливин. Для пары оливин (*OI*) – ортопироксен (*Opx*) получим  $0.04 \approx (V_{Opx}/V_{Oli}) < ((\rho_{Opx} + \rho_{Oli})/(\rho_{Oli} + \rho_{Opx})) \approx 1$ . Неравенство выполняется, следовательно, в областях с высокой скоростью потока должна быть выше доля частиц оливина.

В перидотитах помимо главных минералов (*OI*, *Opx*, *Cpx*) присутствует глиноzemистый хромшпинелид в количестве 0,1 %, образующий обычно ксеноморфные выделения. По данным экспериментального плавления шпинелевых перидотитов [62, 75], этот минерал одним из первых (вместе с пироксенами) переходит в расплав. Вместе с тем в дунитах уже встречается и часто образует скопления вплоть до месторождений высокохромистый идиоморфный хромшпинелид (хромит). Таким образом, дуниты и хромититы сложены наиболее тугоплавкой минеральной ассоциацией, но всегда обнаруживают более высокую мобильность по сравнению с перидотитами: внедряются в последние, формируют штокверки. Кроме того, в строении месторождений хрома отмечается еще одна важная закономерность: мощные дунитовые тела обычно включают рассеянное оруденение с мелкозернистым хромитом, а тела небольшой мощности среди перидотитов вмещают массивные хромовые руды, сложенные средне- и крупнозернистым хромитом.

Все указанные выше закономерности объяснимы лишь с позиций реоморфического генезиса мантийных ультрамафитовых комплексов. Рассмотрим этот вопрос подробнее. Аксессорные хромиты дунитов и бедновкрашенных руд мелкие (0,1-0,8 мм при среднем 0,5 мм;  $\rho=4,5 \text{ г}/\text{см}^3$ ), в более концентрированных рудных телах размер зерен увеличивается до 0,5-3 мм, а наиболее крупнозернистыми являются массивные хромиты (2-10 мм). Тогда частицы хромита (*Chrt*) согласно неравенству  $1 = (V_{Oli}/V_{Chrt}) < ((\rho_{Chrt} + \rho_{Oli})/(\rho_{Oli} + \rho_{Chrt})) \approx 1.2$  должны преобладать в областях с низкими скоростями течения. С уменьшением относительного размера частиц хромита, участвующих в деформации, область распространения хромита может увеличиться.

Прогрессирующее пластическое течение уже расслоенных ультрамафитов может реализоваться в обстановке сжатия, что ведет к образованию на месте полосчатых дунит-перидотитовых комплексов

сложных по строению сетчатых и шлирво-полосчатых образований того же состава. Деформация локализуется в более слабых (мобильных) дунитовых слоях, приводя к их растеканию, а перидотиты (обычно гарцбургиты) играют роль относительно жестких ограничений как для дунитов, так и для хромититовых тел, которые мигрируют внутри пластичной дунитовой оболочки.

Поскольку дунит и гарцбургит имеют постепенные переходы и различие в их реологии определяется количественными соотношениями между оливином и ортопироксеном, в ходе деформации происходит дальнейшее перераспределение зерен данных минералов: оливин стремится к формированию мономинеральных подвижных масс, ортопироксен также образует зоны обогащения вплоть до жил энстатититов.

В итоге происходит будинаж компетентных гарцбургитов, наиболее крупные ослабленные зоны образуются по механизму трещин отрыва и заполняются реологически слабыми дунитами, они осложнены серией более тонких жил, образованных по механизму сколовых трещин. Формирующаяся таким образом структура соответствует картируемым на массивах гарцбургитового типа шлирво-полосчатым дунит-гарцбургитовым комплексам, в строении которых принимают участие крупные дунитовые тела, обрамленные густым штокверком маломощных дунитовых жил. Крупные обособления дунитов располагаются внутри зон интенсивного пластического течения с определенным шагом, который составляет около 10 км [33].

В хромовых рудах одновременно с ростом содержания рудных минералов увеличивается размер их зерен, а тела, сложенные густовкрапленными и массивными рудами, имеют тенденцию локализоваться вблизи компетентных гарцбургитовых экранов [17, 23]. Последнее объясняется тем, что согласно неравенству (13) при увеличении размеров структурных элементов деформации (зерен) хромита до 2

мм и сохранении таковых для оливина (0,5 мм), мы получаем  $0.03125 = (V_{Ol}/V_{Chn}) < (\rho_{Chn} + \rho_{Ol}) / (\rho_{Ol} + \rho_{Ol}) \approx 1.2$ , что говорит о сильном разделении в пластическом потоке данных минералов. Следствием этого в условиях сжатия является выжимание более мобильных оливиновых агрегатов в области с меньшим давлением, а залежи массивных хромититов ассоциируют с гарцбургитами, отделяясь от последних маломощной дунитовой оторочкой.

Таким образом, реоморфическая модель позволяет успешно объяснить все главные закономерности строения ультрамафитовых массивов офиолитовой ассоциации. Надеемся, что дальнейшая разработка представленной модели может решить и более локальные проблемы, связанные с составом и строением рассматриваемых геологических объектов. К последним, в частности, относятся: 1) вариации состава и морфологии хромшпинелидов при переходе от леридолитов к дунитам и хромовым рудам; 2) различный состав рудообразующих хромшпинелидов в различных массивах и их вариации в пределах крупных тел, а также ряд других.

## Заключение

В работе обоснована принципиальная модель, способная объяснить закономерности перераспределения вещества верхней мантии в процессе становления офиолитовых комплексов и формирования рудных тел. Разработанная модель разрешает проблемы и противоречия, возникающие при допущении магматического или метасоматического способа образования рассматриваемых геологических объектов.

В текстурах и структурах ультрамафитов офиолитовой ассоциации запечатлены признаки пластического течения, которое являлось одним из главных факторов петрогенеза и рудообразования. Стратификация мантийного вещества, сопровождавшаяся, в частности, формированием тел хромититов, происходила при твердофазном перераспределении минералов в по-

родах, представляющих собой дисперсионную систему. Первопричиной пластического течения и структурирования мог быть декомпрессионный подъем мантийного вещества в пределах рифтогенных структур и сейсмическое воздействие. Дальнейшее усложнение внутренней структуры и более глубокое разделение вещества, вероятно, происходило в обстановке сжатия, что, возможно, сопоставимо с современными геодинамическими обстановками в мантии преддуговых бассейнов.

Особенности деформационного процесса могли определяться воздействием различных физических полей: акустического (вибрационного, сейсмического), гравитационного, гидродинамического и гидростатического. Вероятнее всего, в природных объектах мы имеем дело с результатом комплексного воздействия (суперпозиции) данных факторов. При всех вариантах перечисленных воздействий определяющим параметром является размер частиц, для гравитационного, акустического и гидродинамического полей существенным фактором является плотность, а для гидростатического поля существенным фактором становятся и модули упругости компонентов породы. Подстановка в условия (12, 13) числовых значений физических свойств компонентов мантийных ультрабазитов позволяет получить решения, подтверждающие постоянную ассоциацию в рудных телах хромита с оливином. На основе предложенной модели возможно рассмотрение обратной задачи о том, какие условия могли привести к формированию рудных тел различного размера, морфологии и качественного состава хромитовых руд.

*Работа выполнена при поддержке гранта «РФФИ-Поволжье», проект №14-05-97001 р\_поволжье\_а»*

#### Библиографический список

1. Абакумов Г.А., Федосеев В.Б. Фазовые переходы и химическое равновесие в центробежных полях. Гравитационная химия. //

Российский химический журнал. 1998. № 42. С. 36–46.

2. Абакумов Г.А., Федосеев В.Б. Эффект формы сосуда и самопроизвольное возникновение циркуляции при вращении многокомпонентных жидких смесей. // Вестник Казанского технического университета. 2010. С. 101–104.
3. Алимов В.Ю. Деформационный механизм формирования хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах // Рудогенез. Миасс-Екатеринбург, 2008. С. 4-7.
4. Бакиров А.Г. О происхождении дунитов и хромитов Кемпирсайского массива // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 325–330.
5. Батанова В.Г., Савельева Г.Н. Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика, 2009, Т.50, №9. С. 992-1012.
6. Бетехтин А.Г. Шорджинский хромитоносный перidotитовый массив (Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще // Хромиты СССР. М.; Л.: Наука, 1937. Т. 1. С. 7-156.
7. Бурграйд Р. Течение газа со взвешенными частицами. М.: Мир, 1975. 380 с.
8. Вараксин А.Ю. Тurbulentные течения газа с твердыми частицами. М.: Физматлит, 2003. 192 с.
9. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. 404 с.
10. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Изд-во КДУ, 2005. 496 с.
11. Денисова Е.А. Деформационные структуры окорудных ультрабазитов из массивов Крака и Кемпирсай (Южный Урал) // Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации. Томск, 1996. С. 51-54.
12. Долгунин В.Н., Борщев В.Я. Быстрые гравитационные течения зернистых материалов: техника измерения, закономерности, технологическое применение. М.: Машиностроение-1, 2005. 112 с.
13. Зайчик Л.И., Аличенков В.М. Статистические модели движения частиц в турбулентной жидкости. М.: Физматлит, 2007. 312 с.

14. Зельдович Я.Б., Мышикис А.Д. Элементы математической физики. М.: Наука, 1973. 352 с.
15. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Сурков Н.В. Тепловая гравитационная конвекция в астеносфере под срединно-океаническим хребтом и устойчивость основных глубинных парагенезисов // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 76-94.
16. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
17. Кравченко Г.Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского plutона. М.: Наука, 1969. 232 с.
18. Лабунцов Д.А., Ягов В. В. Механика двухфазных систем. М., 2000. 374 с.
19. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика. Т. VI. Гидродинамика. М.: Наука, 1988. 736 с.
20. Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале // Хромиты СССР, М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. Т. 2. С. 5-199.
21. Магматические горные породы. Т.5. Ультраосновные породы /под ред. Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. 508 с.
22. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
23. Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
24. Мюлляри В. А. Влияние поперечной силы на распределение частиц при движении газовзвеси в трубе // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 1. 1996. Вып. 3, № 15. С. 82 – 88.
25. Нигматуллин Р.И. Динамика многофазных сред. М.: Наука, 1987. Т. 1, 2.
26. Павлов Н.В., Григорьева И.И., Еришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 5-78.
27. Перевозчиков Б.В. Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах. М.: Геоинформмарк, 1995. 47 с.
28. Пущаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3-13.
29. Пущаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Геотектоника. 1990. № 5. С. 3-8.
30. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 585 с.
31. Савельев А.А. Хромиты ВойкароСынинского массива // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977. С.63-77.
32. Савельев Д.Е. Соотношение структур рудоносной дунит-хромититовой ассоциации и перidotитов в офиолитах (на примере массивов Крака) // Литосфера. 2013. №2. С.76-91.
33. Савельев Д.Е., Савельева Е.Н., Сначев В.И., Романовская М.А., Бажин Е.А. Эволюция процессов хромитообразования в альпинотипных гипербазитах // Бюллетень Московского общества испытателей природы. 2011. Т. 86, №1. С. 31-40.
34. Савельев Д.Е., Савельева Е.Н., Сначев В.И., Романовская М.А. К проблеме генезиса хромитового оруденения в гипербазитах альпинотипной формации // Вестник Московского университета. 2006. №6. С.3-8.
35. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
36. Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы. 2011. №5. С.35-42
37. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.
38. Савельева Г.Н., Соболев А.В., Батанова В.Р., Суслов П.В., Брюгманн Г. Структура каналов течения расплавов в мантии // Геотектоника. 2008. № 6, С. 25-45.
39. Савельева Г.Н., Щербаков С.А., Денисова Е.А. Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гардрубигитах // Геотектоника. 1980. № 3. С.16-27.
40. Савельева Е.Н. Хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Крака: дис. канд. геол.-мин. наук. М.: изд-во МГУ, 2007. 156 с.
41. Ситенков В.Т. Гидравлика: теория и расчет двухфазных систем. Нижневартовск, 2006. 204 с.

42. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
43. Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения // Труды ИГН АН СССР. Сер. рудн. м-ний. № 12. М.: Изд-во АН СССР, 1948. Вып. 97. 128 с.
44. Трубицын В.П. Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. № 9. С. 3-40.
45. Трубицын В.П. Реология мантии и тектоника литосферных плит // Там же. 2012. № 6. С. 3-22.
46. Трубицын В.П. Роль плавающих континентов в глобальной тектонике Земли // Там же. 1998. № 1. С. 3-10.
47. Уоллес Г. Двухфазные одномерные течения. М.: Мир, 1972. 436 с.
48. Федосеев В.Б. Выталкивающая сила, действующая на частицу, двигающуюся в ламинарном потоке вместе со средой // Вестник научно-технического развития. 2011. № 9 (49). С. 14-20.
49. Федосеев В.Б. Перераспределение вещества под действием внешних полей и стационарная модель маятника Челомея // Нелинейный мир. 2010. Т.8, №4. С. 243-247.
50. Чернышов А.И., Юричев А.Н. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне // Геотектоника. 2013. №4. С.31-46.
51. Шмелев В.Р., Пучков В.Н. Особенности тектоники гипербазитового массива Рай-Из // Там же. 1986. №9. С. 88-105.
52. Шолло В.Н. Конвекция, диапиризм, адvection // Нелинейная геодинамика. 1994. С.168-179.
53. Шрайбер А. А., Гавин А. Б., Наумов В. А. и др. Турбулентное течение газовзвеси. Киев: Наукова думка, 1987. 240 с.
54. Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.
55. Яценко В.П. Определение силы, действующей на сферическую твердую частицу в потоке со сдвигом // Физика аэродисперсных систем. 2002. № 39. С. 240–248.
56. Burgmann R., Dresen G. Reology of the Lower Crust and Upper Mantle - Evidence from Rock Mechanism, Geodesy and Field Observations // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2008. N 36. P. 531-567.
57. Carter N.L. Steady state flow of rocks // Rev. Geophys. and Space Phys. 1976. Vol.14, № 3. P. 301-360.
58. Carter N.L., Ave Lallement H.G. High temperature deformation of dunite and peridotite // Geol. Soc. Am. Bull. 1970. Vol. 81, № 8. P. 2181–2202.
59. Greenbaum D. The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus // Econ. Geol. 1977. Vol. 72. P. 1175-1194.
60. Gueguen Y., Nicolas A. Deformation of mantle rock // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1980. Vol. 8. P. 119-144.
61. Hirth G., Kohlstedt D.L. Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere // Earth and Planet Sci. Lett. 1996. Vol. 144. P. 93-108.
62. Ito K., Kennedi G.C. Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kbar // Am. J. Sci. 1967. Vol. 265, № 6. P. 519-538.
63. Karato S.-I., Jung H., Katayama I., Skemer Ph. Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insights from laboratory studies // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2008. Vol.36. P.59-95.
64. Karato S.-I., Paterson M.S., Fitzgerald J.D. Rheology of synthetic olivine aggregates: Influence of grain size and water // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. P. 8151-8176.
65. Kelemen P. B., Dick H.J.B., Quick J.E. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle // Nature. 1992. Vol. 358. P. 635-641.
66. Kelemen P. B., Shimizu N., Salters V. J. M. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // Nature. 1995. Vol. 375. P. 747-753.
67. Kelemen P.B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M., Dick H.J.B. A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A. 1997. Vol. 355. P. 283-318.
68. Kohlstedt D. L., Zimmerman M. E. Rheology of partially molten mantle rocks // Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1996. Vol. 24. P. 41-62.
69. Kyung H.M., Chongyoup K. Simulation of Particle Migration in Free-Surface Flows // AIChE Journal. October. 2010. Vol. 56, N.10. P. 2539-2550.

70. McLaughlin J.B. Inertial migration of a small sphere in linear shear flows // *J. Fluid Mech.* 1991. Vol. 224. P. 261 - 274.
71. Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.-C.C. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites // *Tectonophysics*. 1971. Vol. 12. P. 55–86.
72. Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // *Am. J. Sci.* 1973. Vol. 273. P. 853–876.
73. Powell R.L. Experimental techniques for multiphase flows // *Physics of fluids*. 2008. Vol. 20. P. 40605-40622.
74. Saffman P.G. The lift on a small sphere in a slow shear flow // *J. Fluid Mech.* 1965. Vol. 22. P. 385 - 400.
75. Scarfe C.M., Mysen B.O., Rai C.S. Invariant melting behavior of mantle material: partial melting of two lherzolite nodules // *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 1979. P. 498–501.
76. Thayer T.P. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey // *Econ. Geol.* 1964. Vol. 59. P. 1497-1524.
77. Yamamoto F. A study of motion of a sphere in air flow through a horizontal pipe // *Bull. JSME*. 1986. Vol. 29, N 253. P. 2055-2061.
78. Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle // *J. Petrology*. 1996. Vol. 37, N 1. P. 3-21.

## A Plastic Flow and Rheomorphic Differentiation of the Mantle Ultramafic Rocks

D.F. Saveliev<sup>a</sup>, V.B. Fedoseev<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Institute of Geology, Ufa Scientific Center of Russian Academy of Sciences, 16/2, K. Marks Str., Ufa 450077, Russia E-mail: savl71@mail.ru

<sup>b</sup> Nizhniy Novgorod State National Research University named after Lobachevskiy, 23 Gagarin Pr., Nizhniy Novgorod, 603950, Russia  
E-mail: fedoseev@phys.unn.ru

In this paper, the general characteristics of morphological features of the ophiolitic ultramafic rock formations are discussed. The ultramafic rocks are the fragments of upper mantle, which were exposed on the surface due to tectonic events. It is shown that their main chemical and structural characteristic is a stratification accompanied by separation of the rheologically weakest dunite bodies usually containing the economic amount of chromite ore. Based on results of conducted analysis, we propose a new hypothesis of petro- and ore genesis in the upper mantle. Using the thermodynamic approach, we developed the rheomorphic model of the differentiation of the mantle matter. This model solves many problems inherent to currently used magmatic or metasomatic models.

Key words: *ultramafic rocks, plastic flow, stratification, rheomorphic segregation*.

### References

1. Abakumov G.A., Fedoseev V.B. 1998. Fazovye perekhody i khimicheskoe ravnovesie v tsentronezhnykh polyakh. Gravitatsionnaya khimiya [Phase transitions and chemical equilibrium in the centrifugal fields. Gravitational Chemistry]. Rossiyskiy khimicheskiy zhurnal. 42: 36–46.
2. Abakumov G.A., Fedoseev V.B. 2010. Effekt formy sosuda i samoproizvolnoe vozniknovenie tsirkulyatsii pri vrashchenii mnogokomponentnykh zhidkikh smesey [Effect of vessel shape and spontaneous appearance of circulation due to spinning of multi-component liquid mixtures]. Vestnik KGTU. pp. 101-104.
3. Alimov V.Yu. 2008. Deformatsionnyy mehanizm formirovaniya khromitovogo orudneniya v alpinotipnykh giperbazitakh [Deformation mechanism of the chromite ore

- formation in alpinotype ultrabasic rocks]. In Rudogenet. Miass-Ekaterinburg, pp. 4-7.
4. Bakirov A.G. 1963. O proiskhozhdenii dunitov I khromitov Kempirsayskogo massiva [About the origin of dunes of the Kempirsay massif]. Magmatizm, metamorfizm, metallogeniya Urala. Sverdlovsk, pp. 325—330.
  5. Batanova V.G., Savelyeva G.N. 2009. Migratsiya rasplavov v mantii pod zonami spredinga i obrazovanie dunitov zamescheniya: obzor problemy [Melt migration in the mantle beneath the spreading zones and formation of replacement dunes: problem review]. Geologiya i geofizika, 50 (9): 992-1012.
  6. Betekhtin A.G. 1937. Shordzhinskij khromitonosnyy peridotitovyy massiv (Zakavkazye) i genezis mestorozhdeniy khromistogo zheleznyaka voobshche [Shordzhinskij chromite bearing peridotite massif (Transcaucasia) and genesis of chromite ironstone deposits]. Khromity USSR. T. 1. Moskva, Nauka, pp. 7-156.
  7. Boothroyd R. G. 1972. Flowing gas-solids suspensions. Harper & Row, New York, p. 289.
  8. Varaksin A.Yu. 2003. Turbulentnye techeniya gaza s tverdymi chastitsami [Turbulent flowing of gas with solid particles]. Moskva, Fizmatlit, p. 192.
  9. Goncharenko A.I. 1989. Deformatsiya I petrostruktturnaya evolutsiya alpinotipnykh giperbazitov [Deformation and petro-structural evolution of the alpinotype ultrabasic rocks]. Tomsk, Izd. Tomskogo universiteta, p. 404.
  10. Goncharov M.A., Talitskiy V.G., Frolova N.S. 2005. Introduction to tectonophysics. Moskva, Izd. KDU, p. 496.
  11. Denisova E.A. 1996. Deformatsionnye strukturny okolorudnykh ultrabazitov iz massivov Kraka and Kempirsy (Yuzhnyy Ural) [Deformation structures of the ore-surrounding ultrabasic rocks from Kraka and Kempirsay massifs (South Ural)]. In Dinamometamorfizm i petrostruktturnaya evolutsiya porod mafit-ultramafitovoy assotsiatsii. Tomsk, pp. 51-54.
  12. Dolgunin V.N., Borshchev V.Ya. 2005. Bystrye gravitatsionnye techeniya zernistykh materialov: tekhnika izmereniya, zakonomernosti, tekhnologicheskoe primenenie [Rapid gravitational flows of granular materials: measurement technique, regularities, and technological application]. Moskva, Mashinostroenie, p. 112.
  13. Zaychik L.I., Alipchenkov V.M. 2007. Statisticheskie modeli dvizheniya chastits v turbulentoj zhidkosti [Statistical models of particles motion in the turbulent liquid]. Moskva, Fizmatlit, p. 312.
  14. Zeldovich Ya.B., Myshkis A.D. 1973. Elementy matematicheskoy fiziki [Elements of mathematical physics]. Moskva, Nauka, p. 352.
  15. Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., and Surkov N.V. 2006. Teplovaya gravitatsionnaya konvektsiya v astenosfere pod sredinookeanicheskim khrebtom i ustoychivost osnovnykh glubinnykh paragenezisov [Thermal gravitational convection in asthenosphere beneath the mid-oceanic ridge and stability of basic deep parageneses]. Geologiya i geofizika, 47 (1): 76-94.
  16. Coleman R.G. 1977. Ophiolites. Springer-Verlag, p. 229.
  17. Kravchenko G.G. 1969. Rol tektoniki pri kristallizatsii khromitovskykh rud Kempirsayskogo plutona [Role of tectonics during crystallization of the chromite ores of the Kempirsay pluton]. Moskva, Nauka, p. 232.
  18. Labuntsov D.A., Yagov V.V. 2000. Mekhanika dvukhfaznykh system [Mechanics of biphasic systems]. Moskva, MEI, p. 374.
  19. Landau L.D., Lifshits E.M. 1988. Teoreticheskaya fizika. T. VI. Gidrodinamika [Theoretical Physics. T. 1. Hydrodynamics]. Moskva, Nauka, p. 736.
  20. Loginov V.P., Pavlov N.V., and Sokolov G.A. 1940. Khromitonosnost Kempirsayskogo ultraosnovnogo massiva na Yuzhnom Urale [Chromite content of the Kempirsay ultrabasic massif. South Ural]. In Khromity USSR, T. 2, Moskva – Leningrad, Izd. AN USSR, pp. 5-199.
  21. Magmaticheskie gornye porody. T. 5. Ultraosnovnye porody [Magmatic rocks. T. 5. Ultrabasic rocks]. Ed. Sharkov E.V., Moskva, Nauka, 1988, p. 508.
  22. Marakushev A.A. 1988. Petrogenezis [Petrogenesis]. Moskva, Nedra, p. 293.
  23. Moskaleva S.V. 1974. Giperbazity i ikh khromitonosnost [Ultrabasic rocks and their chromite content]. Leningrad, Nedra, p. 279.
  24. Myullyari V.A. 1996. Vliyanie poperechnoy sily na raspredelenie chastits pri dvizhenii gazovzvesi v trube [Influence of transversal force to the particles distribution during motion of gas suspension in a tube]. Vestnik SPGU. Ser. 1. 3 (15): 82 – 88.
  25. Nigmatullin R.I. 1987. Dinamika mnogofaznykh sred [Dynamics of multiphase medium]. Moskva, Nauka.

26. Pavlov N.V., Grigoryeva I.I., and Grishina N.V. 1979. Obrazovanie i geneticheskie tipy khromitovykh mestorozhdeniy geosinklinalnykh oblastey [Formation and genetic types of chromite deposits of the geosinklinal regions]. In Usloviya obrazovaniya magmaticeskikh rudnykh mestorozhdeniy. Moskva, Nauka, pp. 5-78.
27. Perevozchikov B.V. 1995. Zakonomernosti lokalizatsii khromitovogo orudneniya v alpinotipnykh giperbazitakh [Regularities of localization of chromite ore in the alpinotype ultrabasic rocks]. Moskva, Geoinformmark, p. 47.
28. Pushcharovskiy Yu.M., Novikov V.L., Saveliev A.A., and Fadeev V.E. 1989. Geterogennost mantii i konvektsiya [Heterogeneity of mantle and convection]. Geotektonika, 5: 3-13.
29. Pushcharovskiy Yu.M., Novikov V.L., Saveliev A.A., and Fadeev V.E. 1990. Nodnorodnosti i konveksiya v tektonosfere [Heterogeneities and convection in the tectonosphere]. Geotektonika, 5: 3-8.
30. Ringwood A.E. 1975. Composition and petrology of the Earth's mantle. London, New York and Sidney, McGraw-Hill, pp. 618.
31. Saveliev A.A. 1977. Khromity Voykaro-Syninskogo massiva [Chromites of the Voykaro-Syninskiy massif]. In Genezis ultrabazitov i svyazannogo s nimi orudneniya. Sverdlovsk, p. 63-77.
32. Saveliev D.E. 2013. Sootnoshenie struktur rудносной дунит-хромитовой ассоциации и перидотитов в олиолитах (на примере массивов Крака) [Relationship between the structures of ore-bearing dunite-chromite association and peridotites in the ophiolites (example from Kraka massifs)]. Litosfera, 2: 76-91.
33. Saveliev D.E., Savelieva E.N., Snachev V.I., Romanovskaya M.A., and Bazhin E.A. 2011. Evolutsiya protsessov khromitoobrazovaniya v alpinotipnykh giperbazitakh [Evolution of processes of chromites formation in alpinotype ultrabasic rocks]. Bulletin Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody, 86 (1): 31-40.
34. Saveliev D.E., Savelieva E.N., Snachev V.I., and Romanovskaya M.A. 2006. K problem genezisa khromitovogo orudneniya v giperbazitakh alpinotipnoy formatsii [About problem of chromite ore genesis in ultrabasic alpinotype formation]. Vestnik MGU, 6: 3-8.
35. Saveliev D.E., Snachev B.I., Savelieva E.N., and Bazhin E.A. 2008. Geologiya, petrogeokhimiya i khromitonosnost gabbro-giperbazitovykh massivov Yuzhnogo Urala [Geology, petrology, and chromite content of gabbro-ultrabasic massifs of the South Urals]. Ufa, DizaynPoligraffServis, p. 320.
36. Saveliev D.E., Fedoseev V.B. 2011. Segregatsionnyy mekhanizm formirovaniya tel khromitov v ultrabazitakh skladchatykh poyasov [Segregation mechanism of chromite bodies formation in ultrabasic rocks of the folding belts]. Rody i metally, 5: 35-42.
37. Savelieva G.N. 1987. Gabbro-bazitovye kompleksy ofiolitov Urала i ikh analogi v sovremennoy okeanicheskoy kore [Gabbro-basic complexes of the Ural's ophiolites and their analogues in the modern oceanic crust]. Moskva, Nauka, p. 230.
38. Savelieva G.N., Sobolev A.V., Batanova V.G., Suslov P.V., and Brynigmann G. 2008. Struktura kanalov techeniya rasplavov v mantii [Structure of the melt flow channels in a mantle]. Geotektonika, 6: 25-45.
39. Savelieva G.N., Shcherbakov S.A., and Denisova V.A. 1980. Rol vysokotemperaturnykh deformatsiy pri formirovaniyu dunitovykh tel v gartsburgitakh [Role of high temperature deformations during formation of dunite bodies in harzburgites]. Geotektonika, 3: 16-27.
40. Savelieva E.N. 2007. Khromitonosnost gabbro-giperbazitovykh massivov Kraka [Chromite content of gabbro-ultrabasic massifs Kraka]. Diss. cand. geol.-min. nauk. Moskva, MGU, p. 156.
41. Sitenkov V.T. 2006. Gidravlika: Teoriya i raschet dvukhphaznykh system [Hydraulics: Theory and calculation of bi-phases systems]. Nizhnevartovsk, p. 204.
42. Smirnov V.I. 1976. Geologiya poleznykh iskopаемых [Geology of the mineral resources]. Moskva, Nedra, p. 688.
43. Sokolov G.A. 1948. Khromity Urala, ikh sostav, usloviya kristallizatsii i zakonomernosti rasprostraneniya [Chromites of Urals, their composition, crystallization conditions and regularities of location]. In Trudy IGN AN USSR. Vyp. 97. Ser. Rudn. Mestorozhdeniy. N. 12. Moskva, Izd. AN USSR, p. 128.
44. Trubitsyn V.P. 2000. Osnovy tektoniki plavayushchikh kontinentov [Basics of floating continents]. Fizika Zemli, 9: 3-40.
45. Trubitsyn V.P. 2012. Reologiya mantii i tektonika litosfernnykh plit [Mantle rheology and tectonics of the lithospheric plates]. Fizika Zemli, 6: 3-22.

46. Trubitsyn V.P. 1998. Rol plavayushchikh kontinentov v globalnoy tektonike [Role of floating continents in global tectonics]. Fizika Zemli. 1: 3-10.
47. Wallis G. 1969. One-dimensional two-phase flow. McGraw-Hill, p. 408.
48. Fedoseev V.B. 2011. Vytalkivayushchaya sila, deystvuyushchaya na chastitsu, dvigayushchuyusya v laminarnom potoke vmeste so sredoy [Buoyancy force acting on the particle moving in the laminar flow together with medium]. Vestnik nauchno-tehnicheskogo razvitiya. 9 (49): 14-20.
49. Fedoseev V.B. 2010. Pereraspredelenie veshchestva pod deystviem vneshnikh poley i statsionarnaya model mayatnika Chelomeya [Re-distribution of matter under influence of external fields and stationary model of the Chelomey pendulum]. Nelineyny mir. 8 (4): 243-247.
50. Chernyshov A.I., Yurichev A.N. 2013. Petrostrukturnaya evolutsiya ultramafitov Kalninskogo khromitonosnogo massiva v Zapadnom Sayane [Petro-structural evolution of ultramafites of Kalninskiy chromite bearing massif in the Western Sayan]. Geotektonika. 4: 31-46.
51. Shmelyov VR., Puchkov VN. 1986. Osobennosti tektoniki giperbazitovogo massiva Ray-Iz [Particularities of tectonics of ultrabasic massif Ray-Iz]. Geotektonika. 9: 88-105.
52. Sholpo VN. 1994. Konvektsiya, diapirizm, advektsiya [Convection, diapirism, advection]. In Nelineynaya geodinamika. Moskva, Nauka, pp. 168-180.
53. Shrabyer A.A., Gavin A.B., Naumov V.A. et al. 1987. Turbulentnoe techenie gasovzvesi [Turbulent flow of gas suspension]. Kiev, Naukova Dumka, p. 240.
54. Shcherbakov S.A. 1990. Plasticheskie deformatsii ultrabazitov ofiolitovoy assotsiatsii Urala [Plastic deformation of ultrabasic rocks of the Urals ophiolite association]. Moskva, Nauka, p. 120.
55. Yatsenko V.P. 2002. Opredelenie sily, deystvuyushchey na sfericheskuyu tvyorduyu chastitsu v potoke so sdvigom [Definition of the force acting on the spherical solid particle in the shearing flow]. Fizika aerodispersnykh system. 39: 240-248.
56. Burgmann R., Dresen G. 2008. Reology of the Lower Crust and Upper Mantle - Evidence from Rock Mechanism, Geodesy and Field Observations. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 36: 531-567.
57. Carter N.L. 1976. Steady state flow of rocks. Rev. Geophys. and Space Phys. 14 (3): 301-360.
58. Carter N.L., Ave Lallement H.G. 1970. High temperature deformation of dunite and peridotite. Geol. Soc. Am. Bull., 81 (8): 2181-2202.
59. Greenbaum D. 1977. The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. Econ. Geol., 72: 1175-1194.
60. Gueguen Y., Nicolas A. 1980. Deformation of mantle rock. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 8: 119-144.
61. Hirth G., Kohlstedt D.L. 1996. Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology melt extration and the evolution of the lithosphere. Earth and Planet. Sci. Lett., 144: 93-108.
62. Ito K., Kennedi G.C. 1967. Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kbar. Am. J. Sci., 265 (6): 519-538.
63. Karato S.-I., Jung H., Katayama I., Skemer Ph. 2008. Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insights from laboratory studies. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 36: 59-95.
64. Karato S.-I., Paterson M.S., Fitzgerald J.D. 1986. Rheology of synthetic olivine aggregates: Influence of grain size and water. J. Geophys. Res. 91: 8151-8176.
65. Kelemen P. B., Dick H.J.B., Quick J.E. 1992. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. Nature. 358: 635-641.
66. Kelemen P. B., Shimizu N., Salters V. J. M. 1995. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. Nature, 375: 747-753.
67. Kelemen P.B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M., Dick H.J.B. 1997. A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, 355: 283-318.
68. Kohlstedt D. L., Zimmerman M. E. 1996. Rheology of partially molten mantle rocks. Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 24: 41-62.
69. Kyung H.M., Chongyoup K. 2010. Simulation of Particle Migration in Free-Surface Flows. AIChE Journal. 56 (10): 2539-2550.

70. McLaughlin J.B. 1991. Inertial migration of a small sphere in linear shear flows // *J.Fluid Mech.*, 224: 261 - 274.
71. Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F. and Mercier J-C.C. 1971. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. *Tectonophysics*. 12: 55–86.
72. Nicolas A., Boudier F., Boultier A.M. 1973. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. *Am. J. Sci.*, 273: 853–876.
73. Powell R.L. 2008. Experimental techniques for multiphase flows. *Physics of fluids*. 20: 40605-40622.
74. Saffman P.G. 1965. The lift on a small sphere in a slow shear flow. *J. Fluid Mech.*, 22: 385 - 400.
75. Scarfe C.M., Mysen B.O., Rai C.S. 1979. Invariant melting behavior of mantle material: partial melting of two lherzolite nodules. *Carn. Inst. Wash. Yearbook*. pp. 498-501.
76. Thayer T. P. 1964. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey. *Econ. Geol.*, 59: 1497-1524.
77. Yamamoto F. 1986. A study of motion of a sphere in air flow through a horizontal pipe. *Bull. JSME*, 29 (253): 2055-2061.
78. Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. 1996. Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle. *J. Petrology*. 37 (1): 3-21.

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

УДК 551.465

**Явление поступления глубинных вод из земных недр и их роль в развитии Земли****А.И. Тихонов<sup>a</sup>, И.С. Копылов<sup>b</sup>**<sup>a</sup> ООО «НИИ геологических и геоэкологических проблем»  
(ООО НИИГиГЭП), 428023, Чебоксары, ул. Академика Королева, 1, оф. 13  
E-mail: niigigepl@mail.ru<sup>b</sup> Естественнонаучный институт Пермского государственного национального исследовательского университета, 614990, Пермь, ул. Генкеля, 4  
E-mail: georif@yandex.ru*(Статья поступила в редакцию 17 октября 2014 г.)*

В статье обсуждается явление повсеместного и постоянного поступления в гидросферу Земли из земных недр глубинных вод, характеризующихся повышенным содержанием различных полезных и токсичных химических элементов глубинного происхождения. На основании анализа имеющихся экспериментальных данных предполагается, что глубинные воды являются источником образования и постоянного пополнения океанских вод с практически стабильной минерализацией, химическим и изотопным составом, формирования различных месторождений минеральных вод. Глубинные воды также могут быть причиной образования некондиционных вод в пределах месторождений пресных подземных вод, ухудшающих их экологическое состояние.

**Ключевые слова:** гидрогеология, глубинные воды, источник, доказательства, изотопы водорода, гелий, уран, плюмы, ядерный реактор.

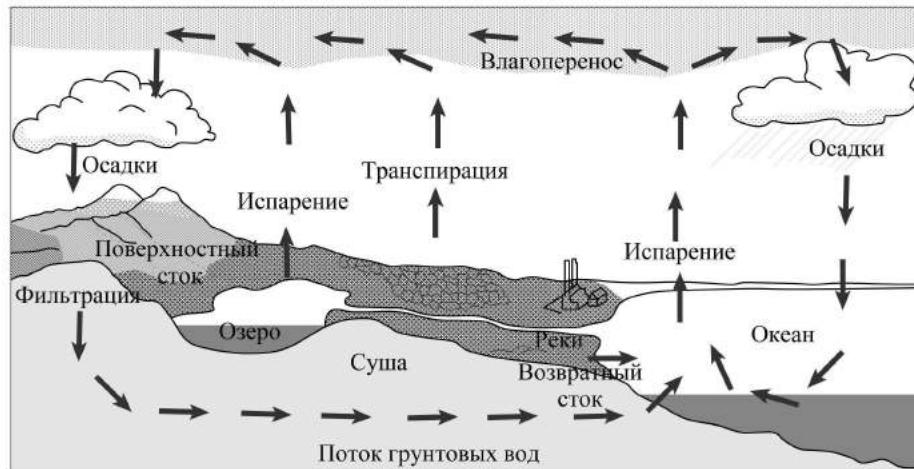
Согласно принятой в настоящее время в гидрогеологии схеме круговорота воды на Земле, в нем участвуют только процессы испарения со всей поверхности Земли (океаны и суши), атмосферные осадки, поверхностный (реки) и подземный сток (субмаринная разгрузка) в океаны. Следовательно, круговорот воды якобы происходит только в верхней части земной коры и другие внешние источники пополнения гидросферы отсутствуют (рис. 1). На основании этого можно предположить, что гидросфера Земли образовалась только за счет привноса воды из космического пространства и представляет собой метеорные воды, которые почему-то уже не пополняются из космоса. В этом кругово-

роте отсутствует возможность поступления воды из глубоких частей планеты, хотя с давних времен известно о поступлении водных паров в процессе вулканических извержений и дегазации Земли.

Между тем в настоящее время уже никого не удивляет, что в образовании гидросферы Земли всегда или по другим данным в определенные периоды времени участвовали и участвуют глубинные процессы Земли, которые «поставляют» или «поставляли» водные пары из глубоких частей Земли в составе различных газов. Сведения о поступлении вод из земных недр и их участии в образовании химического состава океанских вод и рассолов в глубоких водоносных горизонтах можно

найти, например, в работах В.Ф. Дергольца [2], Е.В. Пиннекера [11], Ф. Маркитайра [6], В. Руби (Rubey), О.Г. Сорохтина [16], А.С. Монина [7] и др. В работах указанных авторов различались только возможные процессы образования и временные интервалы поступления воды из земных глубин. Однако необходимо заметить, что, несмотря на существование предположений о возможности

участия в образовании гидросферы Земли кроме метеорной воды и водных паров, поступающих из недр Земли в результате дегазации или высвобождения из минералогического состава горных пород, до сих пор в гидрогеологии отсутствовало общепринятое понятие «глубинные воды», хотя некоторые ученые термин «глубинные воды» использовали при описании вод глубоких горизонтов Земли.



**Рис.1. Круговорот воды в природе с точки зрения метеорного происхождения гидросферы**

Обоснованность утверждения понятия «глубинные воды» официально подтверждена в наше время научным сообществом [20]. Но в региональной гидрогеологии, к сожалению, и сейчас понятие «глубинные воды» отсутствует. Предполагается, что практически все подземные воды осадочных отложений, в которых в основном проводились поиски и разведка подземных вод питьевого качества и минеральных вод, имеют только инфильтрационное происхождение [3, 8, 11-13]. Такое положение дел в практической гидрогеологии продолжает существенно вредить качеству проведения гидрогеологических работ по разведке и оценке экологического состояния подземных вод. В наше время достоверно установлено [19], что поступающие в разведуемые водоносные горизонты в современную геологическую эпоху глубинные воды нередко содержат токсичные химические элементы, поэтому не соответствуют нормативным

требованиям и непригодны для питьевых целей, а их доля в общем балансе водоносного горизонта, как показали балансовые расчеты уран-изотопным методом, иногда может достигать 30-60%.

Таким образом, мы убеждены, что более обоснованное заключение о присутствии глубинных вод в составе гидросферы Земли и правомерности использования не только термина, но и понятия «глубинные воды» в гидрогеологической науке возможно именно при комплексном рассмотрении этой проблемы не только с точки зрения концентрациидейтерия и трития, входящих непосредственно в молекулы воды, но и изотопного состава растворенных в ней других химических элементов. Учитывая, что природная вода состоит из водорода и кислорода, вполне логично предположить, что именно они могут быть наиболее представительны и наиболее объективные количественные расчеты можно получить при использовании в ка-

честве индикаторов изотопов водорода и кислорода, т.е.  $\delta D$  и  $\delta^{18}\text{O}$ . Поэтому рассмотрим этот вопрос более подробно.

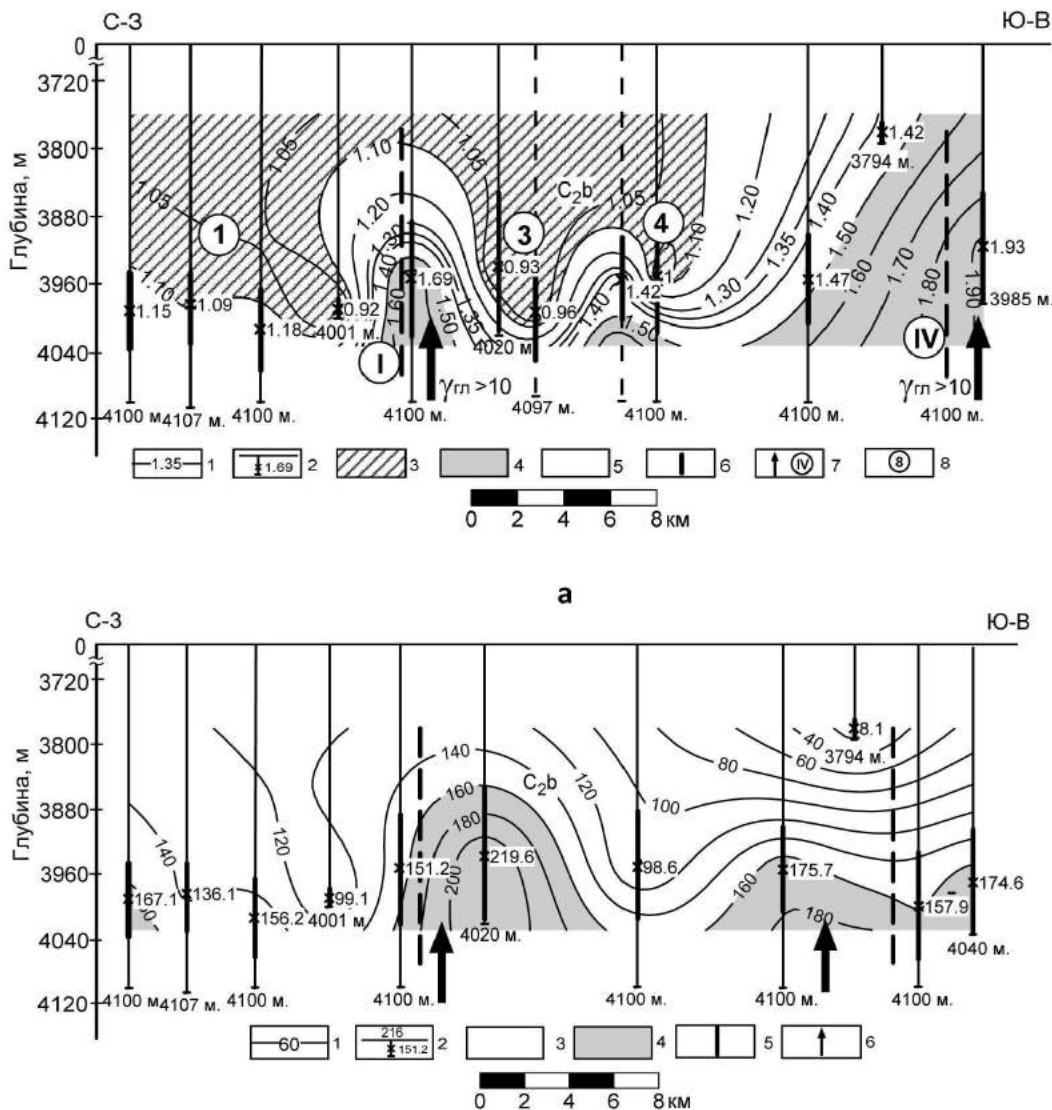
Принято считать, что воды мирового океана характеризуются эталонным изотопным составом водорода и кислорода (SMOW), т.е.  $\delta D = 0\text{\textperthousand}$  и  $\delta^{18}\text{O} = 0\text{\textperthousand}$ . Также известно, что по данным большинства исследователей основную массу гидросферы (96-98%) составляют воды океана. Следовательно, в первом приближении можно принять, что именно океанские воды могут отражать изотопный состав первоисточника гидросферы, т.е. ответить на вопрос, откуда появилась основная масса гидросферы Земли. Сторонники метеорного происхождения гидросферы уверены, что она имеет в основном космическое происхождение. Согласно этой концепции, космическая вода попала на планету в виде частиц льда, входящих в состав космического газопылевого облака в начальный период образования планеты, а также в последующем в результате постоянного падения на планету в виде различных космических тел.

Обратим внимание на некоторые факты. По данным различных ученых, минимальная концентрациядейтерия в «метеорных» водах составляет около – (минус) 200‰, а в океанской воде равна 0‰ и линия метеорных вод, или «линия Крейга» [29], проходит через точку SMOW со значениями  $\delta D = 0\text{\textperthousand}$  и  $\delta^{18}\text{O} = 0\text{\textperthousand}$ . Однако возникает вопрос: как же объяснить этот парадокс – увеличение концентрации дейтерия от –200 до 0‰. Этот факт и образование линии метеорных вод можно объяснить только смешением с водами, характеризующимися концентрацией дейтерия с положительными значениями. Действительно, в работе В.И. Ферронского и В.А. Полякова [25] приводятся сведения об обнаружении таких высоких концентраций дейтерия, достигающих значений +100 ÷ +300‰ в некоторых природных водных источниках, но почему-то умалчиваются причины их образования.

Е.В. Пиннекер [11] также считал, что «предположительно ювелирным водам

свойственны повышенные концентрации тяжелых изотопов водорода и кислорода». Но на его мнение тогда никто не обратил должного внимания и, может быть, это обстоятельство и явилось одним из причин непризнания современной гидро-геологической наукой факта поступления глубинных вод в пределы водоносных горизонтов верхнего гидрогеологического этажа. В.Ф. Дергольц еще раньше в работе [2] писал, что «значение ювелирных вод в формировании химического состава природных вод незаслуженно забыто в современной гидрогеологии». Он также считал, что «степень глубинности подземной воды принято определять по изотопному составу кислорода и водорода (утяжеление воды)».

Таким образом, мы видим некоторые противоречивые суждения относительно содержания дейтерия и кислорода-18 в более глубоких горизонтах Земли. В связи с этим считаем необходимым отметить, что в процессе исследований попутных вод Астраханского газоконденсатного месторождения (АГКМ) нами также установлено увеличение концентрации дейтерия [22] с глубиной, что хорошо согласуется с увеличением изотопного сдвига урана – надежного индикатора глубинных вод. Это явление выражается в виде синхронных куполовидных ореолов изменения величины отношения альфа-активности изотопов и концентрации дейтерия (рис. 2). На основе этих данных мы полагаем, что повышенные содержания дейтерия и изотопный сдвиг урана в попутных водах этого месторождения объясняются их поступлением в составе мантийного плюма, образовавшего указанное газоконденсатное месторождение [22]. Мы считаем, что пары глубинных вод образуются из водорода и кислорода, поступающих в составе различных химических элементов и в том числе углеводородных газов в «ядерных» (или мантийных) плюмах [17] – «продуктах деятельности» ядерного реактора,



**Рис. 2.** Закономерности изменения величины  $\gamma = \frac{^{234}U}{^{238}U}$  (а) и  $\delta D\%$  (б) в попутных водах по разрезу продуктивного горизонта газоконденсатного месторождения. а: 1 – изолиния  $\gamma = \frac{^{234}U}{^{238}U}$ ; 2 – скважина и интервал установки фильтров, цифры – величина  $\gamma$ ; 3–5 – участки преимущественного распространения пластовых подошвенных и конденсационных вод седиментационного происхождения с  $\gamma < 1.10$  (3), глубинных вод с  $\gamma > 1.50$  (4) и смешанных вод с  $\gamma = 1.10–1.50$  (5); 6 – тектоническое нарушение; 7 – очаг и номер поступления глубинных вод; 8 – номер участка преимущественного распространения пластовых подошвенных и конденсационных вод; б: 1 – изолиния  $\delta D, \%$ ; 2 – скважина и интервал установки фильтра, цифры: сверху номер скважины, около фильтра содержаниедейтерия (а) и величина  $\gamma$  (б); 3,5 – пределы изменения концентрации дейтерия,  $\delta D, \%$ : менее 160 (3) и более 160 (4); 5 – тектоническое нарушение; 6 – очаги поступления глубинных вод по уран-изотопным данным

источником «питания» которого является сверхтяжелый элемент X предположительно с порядковым номером 184 [18]. По полученным нами предварительным данным концентрация дейтерия в глубин-

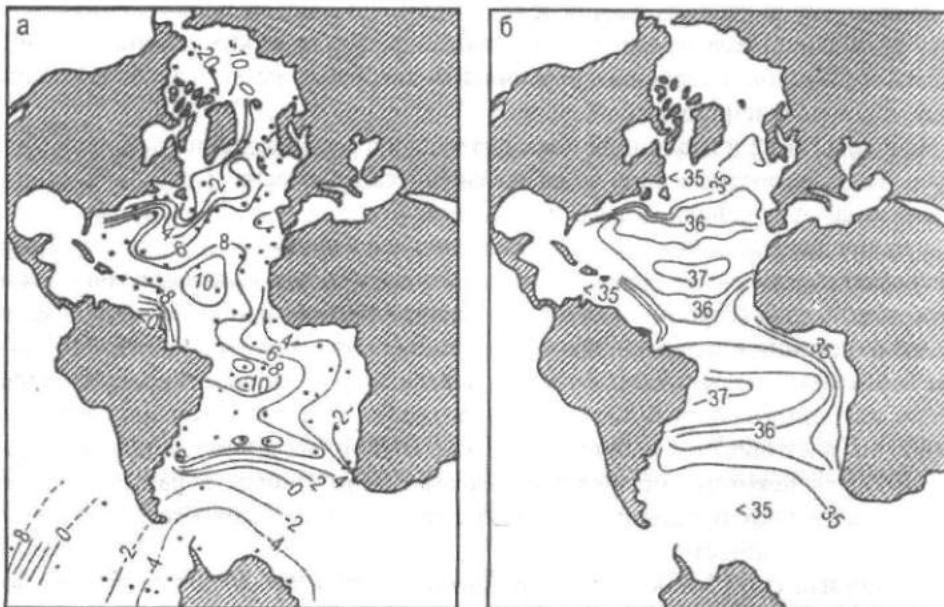
ных водах может составлять около +600‰ [22]. Таким образом, наблюдающаяся «нулевая» концентрация дейтерия в океанической воде может быть образована в результате смешения метеорных вод с

глубинными. Между тем и в опубликованных ранее материалах, по нашему мнению, достаточно фактических данных, свидетельствующих о поступлении в океаны не только дейтерия, но и трития, и легкого изотопа гелия. В опубликованных материалах можно найти ряд примеров, свидетельствующих о поступлении глубинных вод в океаны в районах срединно-океанских хребтов и вулканических островов, образующихся под влиянием мантийных плюмов [3].

В качестве примера рассмотрим некоторые из них.

На рис. 3 приведены схематические карты распределения концентрации дейтерия (%) и солености в бассейне Атлан-

тического океана по данным работы В.И. Ферронского и В.А. Полякова [25]. Мы считаем, что локальные аномалии концентрации дейтерия (до +10‰) и минерализации (до 37 г/л) океанских вод в центральных частях Атлантического океана на широте Карибского моря и Бразилии образованы в результате смешения океанских вод с «нулевой» концентрацией дейтерия с глубинными водами, поступающими в составе ядерных (или мантийных?) плюмов [17] в районе Срединно-атлантического хребта, т.е. в зоне спрединга океанского дна, и характеризующимися концентрацией дейтерия около +300-600‰ [22].



**Рис. 3. Распределение концентрации дейтерия (%) и солености (б) в бассейне Атлантического океана по Redfield, Friedman (1964)**

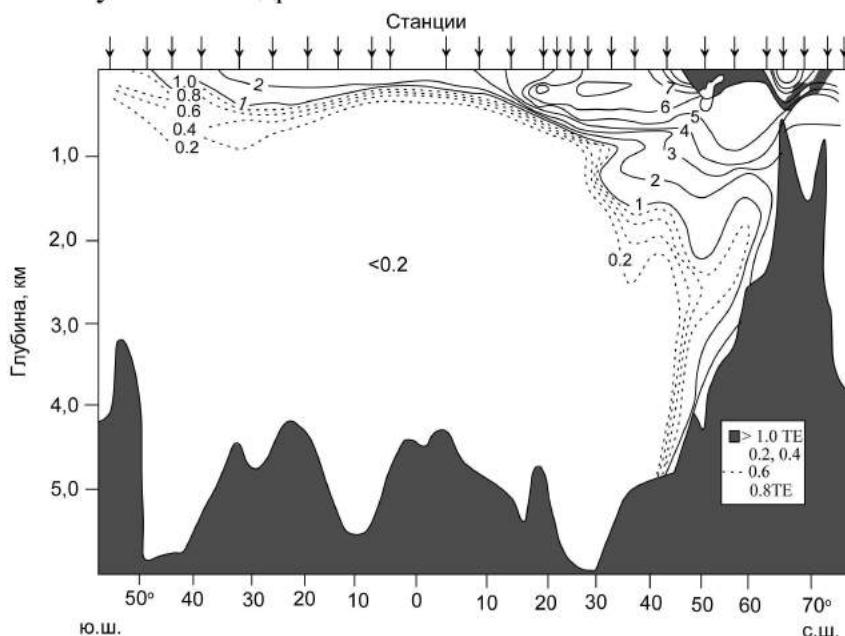
Если принять условно, что содержание дейтерия в глубинных водах составляет около +300‰, то по известной формуле изотопного баланса [26] в аномальной зоне с содержанием дейтерия +10‰ можно определить долю глубинных вод: 3,3%. Таким образом, этот пример является убедительным аргументом в пользу поступления глубинных вод в районах срединно-океанских хребтов и их участия в образовании океанских вод.

Согласно гипотезе об образовании Земли с природным ядерным реактором в

центре [18] наблюдаемый практически повсеместно в глубинных водах легкий изотоп гелия  $^3\text{He}$  может постоянно генерироваться из трития – продукта резко асимметричного деления сверхтяжелых элементов в ядерном реакторе – и не является первичным «солнечным гелием», якобы имевшимся в составе газопылевого облака и захороненным в ядре планеты некоторым фантастическим способом, по мнению некоторых исследователей, в момент образования Земли. Между тем в настоящее время имеются исследования других

ученых, которые позволяют предполагать возможность генерирования легкого изотопа гелия  $^3\text{He}$  в земном ядре, что в какой-то мере согласуется с нашим мнением. Выше мы показали возможность поступления дейтерия из глубинных недр Земли

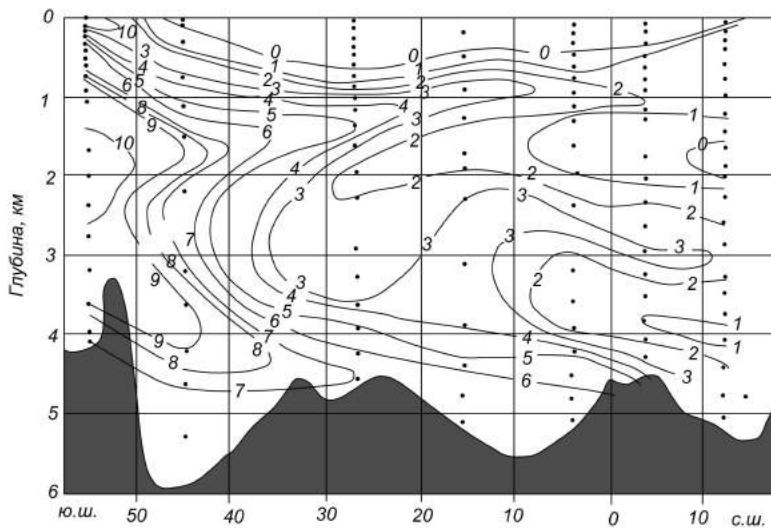
в районах срединно-океанических хребтов, там же могут быть найдены и изотопы не полностью распавшегося трития. Поэтому обратимся к рис. 4, приведенному в работе [24].



**Рис. 4.** Меридиональное распределение концентрации трития (Т.Е.) в водах Атлантического океана в 1972 г., по Ostlund, Fine (1979)

На рисунке изображены изолинии концентрации трития по разрезу Атлантического океана, которые показывают, что в большей части океанских вод содержание трития не превышает 1 Т.Е. и только в приповерхностной части местами достигает 2 Т.Е., следовательно, это позволяет предположить, что здесь не может быть локального техногенного загрязнения океанских вод. Вместе с тем можно видеть, что в правой части рисунка в районе 50-70° с. ш. над наиболее высоким океанским поднятием вулканического происхождения в приповерхностной части океанских вод содержание трития, судя по резкому сгущению изолиний, может достигать 10 Т.Е. и более. В то же время изолинии Т.Е. показывают, что изолиния со значением 2 Т.Е. опускается вдоль склона океанского поднятия до глубины около 4 км. Мы полагаем, что это явление можно объяснить только поступлением природного трития, а увеличение его концентрации в приповерхностной части – постепенным накоплением глубинного не успевающего распадаться трития, поскольку нет никаких оснований допускать возможность образования такой локальной техногенной аномалии трития в океанских просторах именно над этим океанским поднятием, тогда как в округе больше нет подобных аномалий трития. Поэтому мы считаем, что природный тритий образуется при асимметричном делении сверхтяжелых элементов в природном ядерном реакторе Земли в центре планеты. Повидимому, на основе этих данных можно определить также количество ежегодного поступления трития из глубин и объем поступающих в океаны глубинных вод.

Доказательством правомерности предположения об образовании трития по указанному сценарию является также аномальное увеличение концентрации легкого изотопа гелия  $^3\text{He}$  над другим выступом океанского дна в южной части Атлантического океана, приведенное на рис. 5 из работы [24].

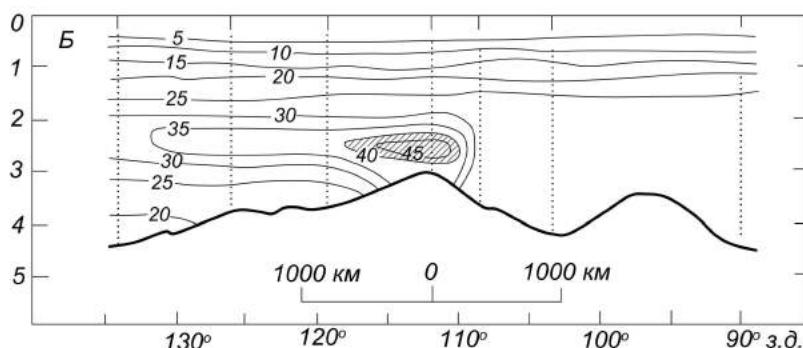


**Рис. 5.** Меридиональное распределение избытка легкого изотопа гелия  $\delta$  (3 He) в водах Южной Атлантики по Yenkins, Clarke (1976)

Можно заметить постепенное увеличение  $^3\text{He}$  в основном в придонной части океана, тогда как в приповерхностной части наблюдаются его нулевые концентрации. На рисунке можно видеть, что максимальное содержание  $^3\text{He}$  наблюдается над выступом дна океана.

Последнее наглядно доказывает поступление изотопа  $^3\text{He}$  из земных недр с

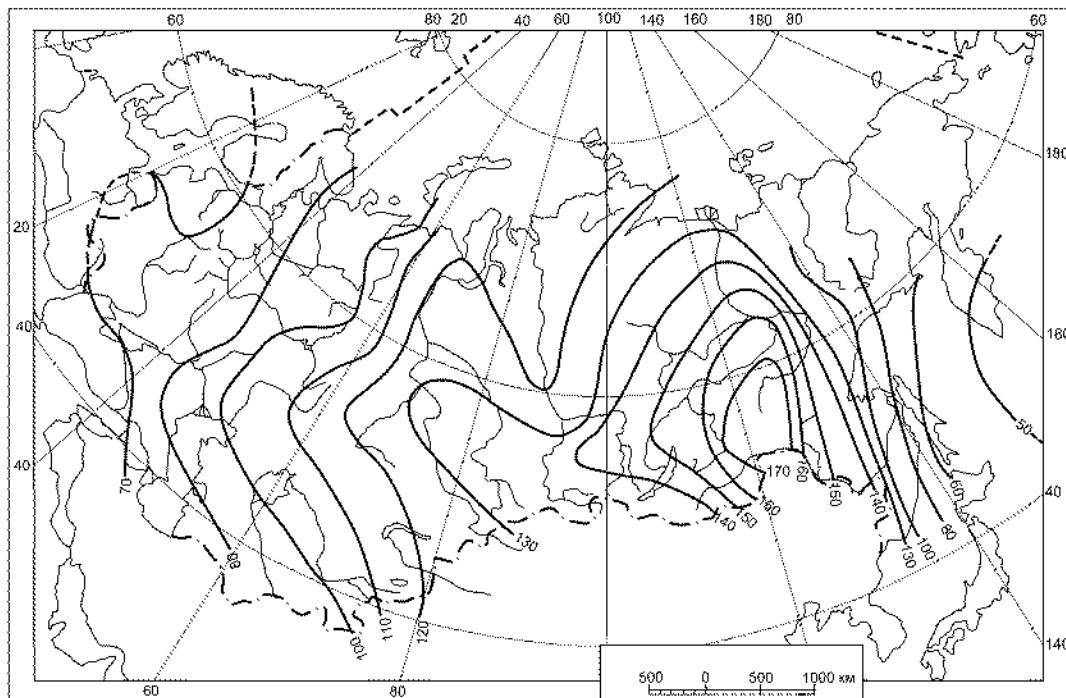
глубинными водами. Еще более наглядно иллюстрирует процесс поступления легкого изотопа гелия  $^3\text{He}$  с глубинными водами ореол его распространения над вершиной Восточно-Тихоокеанского поднятия, приведенный на рис. 6, на котором изолинии  $^3\text{He}$  позволяют разглядеть непосредственный выход ореола из вершины поднятия.



**Рис. 6.** Ореол распределения легкого изотопа гелия (изолинии  $\delta$   $^3\text{He}$ ) в водах Тихого океана в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия на широте 15° ю. ш., по данным работ [8, 13]

На схеме распределения среднегодовых концентраций трития в атмосферных осадках над территорией бывшего СССР максимальная «тритиевая» аномалия наблюдается в районе Восточно-Сибирской платформы [26], будто бы именно в этом районе мог располагаться источник тех-

ногенного загрязнения (бомбовый три-тий), т.е. южнее границ бывшего СССР на территории Китая (рис. 7). Но это вряд ли возможно, поэтому следует искать другие источники поступления трития в атмосферу над этим регионом.



**Рис. 7. Распределение среднегодовых концентраций трития в атмосферных осадках над территорией бывшего СССР за 1979 г. [26]**

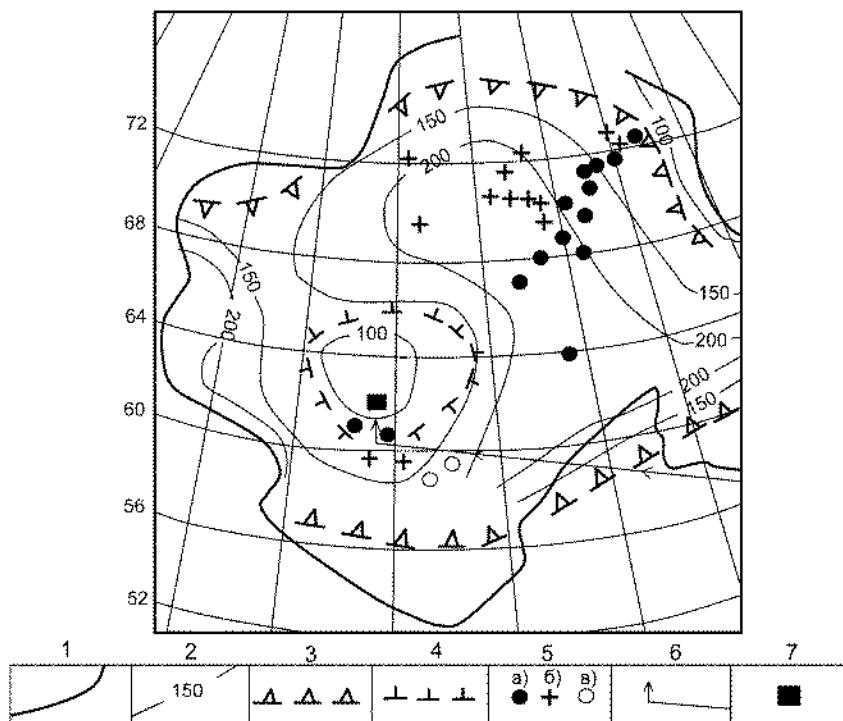
Мы полагаем, что ими могли быть природные источники. Известно, что в районе Восточно-Сибирской платформы имеется Мировая магнитная аномалия [27], а по данным [26] – огромный суперплюм, который «сформировался в непосредственной близости от ядра» (по выражению Ю.М. Фомина) их образовал «литосферный плом-вулканоген» (рис. 8).

Именно под воздействием этого суперплюма, по его мнению, образовались так называемые «трубки взрыва», в том числе и кимберлитовые, скопления которых получили название «кимберлитовых полей», и с этой концепцией мы полностью согласны. Вносим лишь небольшую поправку относительно возникновения суперплюма, который представляет собой продукт деятельности природного ядерного реактора Земли, а не просто по неизвестной причине возникает «вблизи от ядра», как считает автор [27].

Основываясь на вышеуказанных фактических данных, мы полагаем, что именно этот суперплюм является источником «поставки» в район аномалии глубинного

трития из ядра Земли, постоянно генерирующегося в природном ядерном реакторе.

Следующим странным на первый взгляд фактом является постоянная в океанической воде величина отношения альфа-активностей изотопов урана  $\gamma = {}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$ , равная 1.14, которое, согласно периодам полураспада указанных изотопов, равным соответственно 250 тыс. лет и 4.5 млрд лет, за сотни миллионов существования океанов уже давно должно было прийти к равновесию (т.е.  $\gamma=1$ ) благодаря различным периодам полураспада этих изотопов. Это явление можно объяснить только поступлением дополнительных порций легкого изотопа  ${}^{234}\text{U}$  с глубинными водами, в которых, по последним данным [31], величина изотопного сдвига урана может достигать 250 отн. ед. по сравнению с равновесным ураном, в то время как (установлено расчетным путем) в процессе образования  ${}^{234}\text{U}$  в результате радиоактивного распада  ${}^{238}\text{U}$  может достигать только 3-4 отн. ед.



**Рис. 8.** Восточно-Сибирский платформенный плюм-вулканоген [27]. 1 – граница Сибирской платформы; 2 – глубина подошвы литосферы, км; 3 – предполагаемая граница литосферного плюм-вулканогена; 4 – предполагаемый контур «жерла» плюм-вулканогена; 5 – кимберлитовые поля установленные: а) палеозойские, б) мезозойские, в) предполагаемые; 6 – траектория полета Тунгусского космического тела; 7 – магнитный (дополнительный) полюс Земли

Сам факт поступления глубинных вод, повышающих величину отношения альфа-активностей  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ , достоверно установлен в настоящее время проведенными нами многочисленными натурными исследованиями изотопного состава урана в подземных водах верхнего гидрогеологического этажа в условиях платформенных и геосинклинальных областей Земли и переходных территорий [18]. Расчеты, проведенные нами с помощью уран-изотопного метода определения водного баланса с использованием формулы изотопного разбавления [19], показывают, что наблюдающаяся в океанских водах величина изотопного сдвига урана, равная 1.14, характеризует смесь около 96% «теоретических» (т.е. с учетом естественного распада урана) океанских вод с равновесными значениями  $\gamma=1$  и 4% глубинных вод. Полученные по уран-изотопным данным выводы вполне согласуются с известными данными об объемах других типов природных вод. Так, доля подземных

вод (возможно, они преимущественно метеогенные, учитывая, что, по мнению современной гидрогеологической науки о подземных водах верхнего гидрогеологического этажа, они образуются в результате фильтрации поверхностных вод) составляет порядка 2-4%, что сопоставимо с погрешностями современных методов определений этого параметра, а суммарный речной сток в океан и испарение почти компенсируются.

Таким образом, приведенный выше анализ имеющейся информации об изотопном составе водорода, кислорода, гелия и урана в океанских и подземных водах показывает, что основным источником происхождения гидросферы Земли являются глубинные воды, поступавшие и продолжающие поступать из земного ядра в виде паров воды в составе ядерных (или мантийных) плюмов, образующихся в результате деятельности природного ядерного реактора в центре планеты и являю-

щегося основным «силовым генератором» Земли.

Между тем отдельные ученые прошлого столетия обнаруживали признаки существования в недрах планеты не совсем объяснимых в то время явлений. Так, великий русский ученый-энциклопедист В.И. Вернадский [1] еще в 1933 г. первым обратил внимание на грандиозные масштабы выделения ювенильных газов – азота, метана, гелия и др. И.Н. Толстикhin [24] считает, что отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  может служить в качестве критерия ювенильности вещества. В работе [28] Ю.А. Шуколюков указывал, что в южной части Тихого океана наблюдается присутствие He, Ne, Ar, Kr и особенно заметны повышенные значения отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в океанских водах, что нельзя объяснить без дополнительного притока гелия-3 из недр Земли. Однако он объясняет это поступлением первичного гелия-3 («солнечного»?), якобы присутствовавшего в составе космического газопылевого вещества и захороненного в центральных частях планеты при ее формировании. Но как же это могло произойти, если гелий очень легкий и постоянно улетучивается из земных недр в космическое пространство и его трудно удержать даже в закрытой стеклянной посуде? Об этом автор умалчивает. Мы же, согласно гипотезе образования Земли, с ядерным реактором в центре [18], повышенные концентрации легкого изотопа гелия в недрах Земли объясняем постоянным распадом трития, образующегося при резко асимметричном делении сверхтяжелых элементов.

В заключение можно отметить, в каких случаях, где и как обнаруживается присутствие глубинных вод в геологических объектах:

- в геодинамических активных зонах [4, 5, 30], обусловленных современными и новейшими тектоническими движениями, преимущественно в пределах локальных положительных структур;
- в океанских водах с уникальным и стабильным химическим и изотопным составом;

- на участках аномального увеличения изотопного сдвига урана, т.е. отношения альфа-активностей изотопов  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  – надежного стабильного индикатора глубинных вод, в водоносных горизонтах верхнего гидрогеологического этажа;

- в месторождениях термальных и минеральных вод, характеризующихся полезными для организма человека химическими элементами глубинного генезиса и смешивающихся с подземными водами верхних водоносных горизонтов;

- в гидротермальных рудных месторождениях;

- на участках загрязнения почвенного покрова тяжелыми металлами в районах поступления на проникаемых участках тектонических нарушений глубинных вод с повышенным содержанием химических элементов глубинного происхождения;

- в геопатогенных зонах аномальных изменений геофизических и геохимических полей в связи с осаждением различных металлов глубинного генезиса вокруг каналов поступления глубинных вод;

- в гидрохимических ореолах алмазоносных районов, особенно на участках алмазоносных кимберлитовых трубок взрыва [21];

- в попутных водах нефтегазовых месторождений.

## Библиографический список

1. Вернадский В.И. Очерки геохимии. М.: Наука, 1989. 442 с.
2. Дертгольц В.Ф. О водообмене между Землей и мировым пространством // Географич. сб. АН СССР. 1962. Вып. XV. С.199–207.
3. Кирюхин В.А., Коротков А.И., Павлов А.Н. Общая гидрогеология. Л.: Недра, 1988. 359 с.
4. Копылов И.С. Теоретические и прикладные аспекты учения о геодинамических активных зонах // Современные проблемы науки и образования. 2011. № 4. URL: [www.science-education.ru/98-4745](http://www.science-education.ru/98-4745).
5. Копылов И.С. Гидрогеологическая роль геодинамических активных зон // Международный журнал прикладных и фунда-

- ментальных исследований. 2014. № 9-3. С. 86–90.
6. Макинтайр Ф. Почему море соленое // Наука об океане. М.: Прогресс, 1981. С. 137–164.
  7. Монин А.С. История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
  8. Общая гидрогеология / под ред. Е.В. Пиннекера. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980. 231 с.
  9. Озима М., Подосек Ф. Геохимия благородных газов. Л.: Недра, 1987. 343 с.
  10. Пиннекер Е.В. Проблема формирования подземных концентрированных рассолов // Генезис минеральных и термальных вод. М.: Наука, 1968. С. 64–67.
  11. Пиннекер Е.В. Проблемы региональной гидрогеологии (Закономерности распределения и формирования подземных вод). М.: Наука, 1977. 186 с.
  12. Плотников Н.И. Эксплуатационная разведка подземных вод. М.: Недра, 1979. 272 с.
  13. Поиски и разведка подземных вод для целей крупного водоснабжения / сост. Н.Н. Биндерман, А.Т. Бобрышев, Ф.М. Бочевер и др. М.: Недра, 1969. 328 с.
  14. Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.
  15. Пронин А.П. Активные глубинные разломы центральной части Русской платформы и их геэкологическое значение // Геоэкол. исслед. и охр. недр. М., 1994. Вып.3. С.3-11.
  16. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Недра, 1991. 184 с.
  17. Тектоника мантийных струй-плумов (плум-тектоника) / URL: www.geomuseum.kuzstu.ru/index.php?option=com\_content&view=article&id=23&Itemid=23.
  18. Тихонов А.И. Гипотеза об образовании Земли, «необъяснимых» земных явлений и процессов // Глубинная нефть. 2013. Т.1, №8. С.1155–1170.
  19. Тихонов А.И. Неравновесный уран в условиях активного водообмена и его использование в геологии и гидрогеологии. Чебоксары, 2009. 458 с.
  20. Тихонов А.И., Галицын М.С., Моралев Г.В., Русских А.В. Экспрессный изотопно-гидрогеохимический метод оценки экологического состояния пресных подземных вод на геологической платформе в условиях широкомасштабного поступления глубинных вод // Ресурсово-производящие, малоотходные и природоохр. технологии освоения недр: матер. конф. М., 2003. С. 296–298.
  21. Тихонов А.И., Копылов И.С. Изотопно-гидрогеохимический метод и перспективы его использования для поисков коренных месторождений алмазов на территории Пермской области // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2004. № 7. С. 187–192.
  22. Тихонов А.И., Миронова Н.Е., Осипова С.В., Яковлев Е.Ю. Загадочный дейтерий в попутных водах газоконденсатного месторождения // Новината за напреднали наука: матер. конф. Т. 49. География и геология. София: «Бял ГРАД-БГ» ООД, 2013. С. 59–62.
  23. Тихонов А.И., Миронова Н.Е., Яковлев Е.Ю., Осипова С.В. Развитие гипотезы образования Астраханского газоконденсатного месторождения в результате поступления мантийного плума // Отечественная геология. 2014. №3. С. 26–32.
  24. Толстыхин И.Н. Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов. Л.: Наука, 1986. 200 с.
  25. Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. М.: Научный мир, 2009. 632 с.
  26. Фомин Ю.М. Восточно-Сибирский литосферный плум-вулканоген / URL: <http://www.proza.ru/2011/02/18/1151>.
  27. Шевнин А.Д. Магнетизм Земли / URL:<http://dic.academic.ru/dic.nsf/bse/88657>.
  28. Шуколюков Ю.А., Левский Л.К. Геохимия и космохимия изотопов благородных газов. М.: Атомиздат, 1972. 336 с.
  29. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. Science. 1961. Vol. 33. P. 1702-1703.
  30. Likutov E.Yu., Kopylov I.S. Complex of methods for studying and estimation of geo-dynamic activity // Tyumen State University Herald. 2013. № 4. P. 101-106.
  31. Yamamoto M., Sato T., Sasaki K., Hama K., Nakamura T., Komura K. Anomalously high  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  activity ratios of Tatsunokuchi hot spring waters, Ishikawa Prefecture, Japan. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2003. Vol. 255, N. 2. P. 369-373.

# The Phenomenon of «Deep Water» Influx from the Earth's Interior and its Role in the Development of the Earth

A.I. Tikhonov <sup>a</sup>, I.S. Kopylov <sup>b</sup>

<sup>a</sup> LTD "SRI geological and geo-environmental problems" (LTD «NIIGiGEP»), Akademika Korolyova Str., Bld. 1, Office 13, Cheboksary 428023, Russia

E-mail: niigigep@mail.ru

<sup>b</sup> Natural Sciences Institute of the Perm State University, 4 Genkelya Str., Perm 614990, Russia, E-Mail: georif@yandex.ru

The phenomenon of extensive permanent influx of the «deep-water» to the hydrosphere of the Earth characterized by a high content of various chemical components, including mineral and toxic elements of deep origin is considered. Results of analysis of large amount of experimental data suggest that «deep-water» is a source of formation and permanent supplement of the ocean water with stable salinity, chemical and isotopic composition, and the formation of various mineralized water deposits. «Deep-water» can cause formation of sub-standard water clusters within the underground fresh water fields, affecting their ecological quality.

**Key words:** hydrogeology, deep-water source, evidence of water-kind isotopes, helium, uranium, plumes, nuclear reactor.

## References

1. Vernadskiy V.I., 1989. Ocherki geokhimii [Geochemistry notes]. Moskva, Nauka, p. 442.
2. Derpgolts V.F., 1962. O vodoobmene mezhdu Zemley i mirovym prostranstvom [About water exchange between the Earth and outer space]. Geografich. Sb. AN SSSR. XV: 199–207.
3. Kiryukhin V.A., Korotkov A.I., Pavlov A.N. 1988. Obshchaya gidrogeologiya [Fundamental Hydrogeology]. Leningrad, Nedra, p. 359.
4. Kopylov I.S., 2011. Teoreticheskie i prikladnye aspekty ucheniya o geodinamicheskikh aktivnykh zonakh [Theoretical and practical aspects of doctrine of geodynamic active zones]. Modern problems of science and education. 4. URL: [www.science-education.ru/98-4745](http://www.science-education.ru/98-4745).
5. Kopylov I.S., 2014. Gidrogeologicheskaya rol geodinamicheskikh aktivnykh zon [Hydrogeological role of geodynamic active zones]. Mezhdunarodnyy zhurnal prikladnykh i fundamentalnykh issledovanii. 9-3: 86–90.
6. MacIntyre F. 1970. Why the sea is salt. Scientific American. 223 (5): 104-115.
7. Monin A.S., 1977. Iстория Земли [Earth history]. Leningrad, Nauka, p. 228.
8. Obshchaya gidrogeologiya [Fundamental hydrogeology]. Ed. E. V. Pinneker. Novosibirsk, Nauka, Sib. Otd, AN SSSR, 1980, p. 231.
9. Ozima M., Podosek F., 1987. Geokhimiya blagorodnykh gazov [Geochemistry of the noble gases]. Leningrad, Nedra, p. 343.
10. Pinneker E.V., 1968. Problema formirovaniya podzemnykh kontsentrirovannykh rassolov [Problem of formation of concentrated brines]. In Genezis mineralnykh i termalnykh vod. Moskva, Nauka, pp. 64-67.
11. Pinneker E.V., 1977. Problemy regionalnoy hidrogeologii (Zakonomernosti raspredeleniya i formirovaniya podzemnykh vod) [Problems of regional hydrogeology (Regularities of distribution and formation of groundwater)]. Moskva, Nauka, p. 186.
12. Plotnikov N.I., 1979. Ekspluatatsionnaya razvedka podzemnykh vod [Exploitation investigation of groundwater]. Moskva, Nedra, p. 272.
13. Poiski i razvedka podzemnykh vod dlya tseley krupnogo vodosnabzheniya. [Groundwater exploration for large scale water supply] Eds. Bindeman N.N., Bobryshev A.T., Bochever F.M. et al. Moskva, Nedra, 1969. p. 328.

14. Polyak B.G., 1988. Teplomassopotok iz manti v glavnykh strukturakh zemnoy kory [Thermal mass flow from mantle in main structures of the Earth crust]. Moskva, Nauka, p. 192.
15. Pronin A.P., 1994. Aktivnye glubinnye razlomy centralnoy chasti Russkoy platformy i ikh geoekologicheskoe znachenie [Active deep faults of central part of the Russian platform and their geological significance]. In Geoekol. issl. i okhr. nedr. 3: 3-11.
16. Sorokhtin O.G. 1991. Globalnaya evolyutsiya Zemli [Global evolution of the Earth]. Moskva, Nedra, p. 184.
17. Tektonika mantiynykh struy-plyumov (plyum-tektonika) [Tectonics of the mantle flow-plumes (plume-tectonics)]. URL: www.geomuseum.kuzstu.ru /index.php?option=com\_content&view=article&id=23&Itemid=23.
18. Tikhonov A.I. 2013. Gipoteza ob obrazovanii Zemli, «neobyasnomykh» zemnykh yavleniy i protsessov [Hypothesis of the Earth formation, “unexplained” terrestrial phenomena, and processes]. Elektronnyy zhurnal «Glubinnaya neft». 1 (8): 1155-1170. URL: http://yournal.deepoil.ru/images/stories/docs/DO-1-8-2013/5\_Tikhonov\_1-8-2013.pdf.
19. Tikhonov A.I. 2009. Neravnovesnyy uran v usloviyakh aktivnogo vodoobmena i ego ispolzovanie v geologii i gidrogeologii [Non-equilibrium uranium in conditions of active water exchange and its usage in geology and hydrogeology]. Cheboksary, p. 458.
20. Tikhonov A.I., Golitsyn M.S., Moralev G.V., Russkikh A.V. 2003. Ekspressnyy izotopno-gidrogeokhimicheskiy metod otsenki ekologicheskogo sostoyaniya presnykh podzemnykh vod na geologicheskoy platforme usloviyakh shirokomasshtabnogo postupleniya glubinnyh vod [Isotope hydrogeochemical method of express assessment of the fresh water ecological condition on geological platform during a large scale inflow of the deep waters]. Mater. Vtor. Mezhdunar. konf. «Resursovospriozvodyashchie, maloothodnye i prirodoohhr. tehnologii osvoeniya nedr. Moskva, 15-18 sent. g. M., 2003. S.296-298.
21. Tikhonov A.I., Kopylov I.S. 2004. Izotopno-gidrogeokhimicheskiy metod i perspektivy ego ispolzovaniya dlya poiskov korennykh mestorozhdeniy almazov na territorii Permskoy oblasti [Isotope-hydrogeochemical method and its potential of application for primary diamond prospecting on territory of the Perm region]. In Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii. Nauchnye chteniya pamyati P.N. Chirvinskogo. 7:187-192.
22. Tikhonov A.I., Mironova N.E., Osipova S.V., Yakovlev E.Yu. 2013. Zagadochnyy deyteriy v poputnykh vodakh gazokondensatnogo mestorozhdeniya [Mysterious deuterium in accompanying water of the gas condensate deposit]. Mat. Za 9-ya mezhd. nauch. prakt. konf. «Novinata za naprednali nauka» Tom. 49. Geografiya i geologiya. Sofiya, Byal GRAD-BG OOD, pp. 59-62.
23. Tikhonov A.I., Mironova N.E., Yakovlev E.Yu., Osipova S.V. 2014. Razvitiye gipotezy obrazovaniya Astrakhanskogo gazokondensatnogo mestorozhdeniya v rezultate postupleniya mantiynogo plyuma [Development of hypothesis of formation of the Astrakhan gas condensate deposit in result of the mantle plume invasion]. Otechestvennaya geologiya. 3: 26-32.
24. Tolstikhin I.N. 1986. Izotopnaya geokhimiya geliya, argona i redkikh gazov [Isotopic geochemistry of helium, argon, and rare gases]. Leningrad, Nauka, p. 200.
25. Ferronskiy V.I., Polyakov V.A. 2009. Izotopiya hidrosfery Zemli [Isotopy of the Earth hydrosphere]. Moskva, Nauchnyy mir, p. 632.
26. Fomin Yu.M. 2011. Vostochno-Sibirskiy litosfernyy plyum-vulkanogen [East-Siberian lithosphere plume-volcanogen]. URL: http://www.proza.ru/2011/02/18/1151.
27. Shevkin A.D. Magnetizm Zemli [Earth magnetism]. URL: http://dic.academic.ru/dic.nsf/bse/88657.
28. Shukolyukov Yu.A., Levskiy L.K. 1972. Geokhimiya i kosmokhimiya izotopov blagorodnykh gazov [Geochemistry and cosmochemistry of isotopes of noble gases]. Moskva, Atomizdat, p. 336.
29. Craig H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science. 33: 1702-1703.
30. Likutov E.Yu., Kopylov I.S. 2013. Complex of methods for studying and estimation of geodynamic activity. Tyumen State University Herald. 4: 101-106.
31. Yamamoto M., Sato T., Sasaki K., Hama K., Nakamura T., and Komura K. 2003. Anomalously high  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  activity ratios of Tatsunokuchi hot spring waters, Ishikawa Prefecture, Japan. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 255 (2): 369-373.

# ГЕОХИМИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

УДК 550.428:552.53

## Новые данные по геохимии газов калийных месторождений

**И.И. Чайковский<sup>a</sup>, О.В. Иванов<sup>b</sup>**

<sup>a</sup> Горный институт УрО РАН, 614007, Пермь, ул. Сибирская 78а

E-mail: [ilya@mi-perm.ru](mailto:ilya@mi-perm.ru)

<sup>b</sup> Пермский национальный исследовательский политехнический университет, 614000, Пермь, Комсомольский пр., 29а

E-mail: [miner@mi-perm.ru](mailto:miner@mi-perm.ru)

(Статья поступила в редакцию 31 октября 2014 г.)

Рассмотрен состав газовой фазы соляных пород из ряда европейских (Верхнекамское, Старобинское, польский цехштейн) и азиатских (Тюбетгатанское, Жилинское, Сатимолинское) месторождений, что позволило разделить их на две группы. В азиатских объектах происходило формирование только аутигенных сухих газов за счет диагенетического разложения органики. Структурная открытость этих залежей привела к окислению метана и водорода и обогащению углекислым газом. Верхнекамское и Старобинское месторождения в структурном отношении были закрыты для процессов окисления, но открыты во время соленакопления, когда в бассейн седиментации происходил подток тяжелых углеводородов с нижних горизонтов. В истории формирования газового режима Верхнекамского месторождения могут быть выделены три этапа: 1) сингенетический захват глубинных газов и аутигенной органики, преобразованной при диагенезе до метана, доля которого постепенно возрастает за счет увеличения мощности флюидоупорной соляной залежи; 2) «прорыв» глубинных газов в бассейн при накоплении верхов карналлитовой зоны и покровной каменной соли; 3) соскладчатая мобилизация флюидов, рассеянных в газово-жидких включениях и, вероятно, подток тяжелых углеводородов с углекислым газом, способствующий формированию зон вторичных солей. «Замещение» карналлитовых пластов приводит к высвобождению изоморфного иона аммония и образованию водорода.

**Ключевые слова:** Верхнекамское месторождение, состав газов, первичные и вторичные соли.

### Введение

Проблема газоносности солей Верхнекамского месторождения возникла еще в процессе разведочного бурения, когда из первых скважин наблюдалось бурное выделение газов. Она стала весьма актуальной и в процессе подземной разработки,

сопровождающейся многочисленными газодинамическими явлениями с выбросом породы в горные выработки. Исследованием природы газов и их состава занимались специалисты пермского и ленинградского институтов галургии. Практически с самого начала изучения существовало несколько взглядов на их природу.

Так, Ю.В. Морачевский с соавторами [6] предполагал их захват во время садки солей из рассолов. Значительная часть исследователей связывала возникновение газов с преобразованием сингенетично захваченного органического вещества [1, 4, 9, 13], химического [2] или радиогененного [8] разложения карналлита. Известно также устное высказывание П.А. Софроницкого о том, что газы в соляную толщу поступали из нижележащих нефтеносных залежей, что находило последующее подтверждение в работах З.Н. Несмеловой и С.Д. Гемпа [7], А.И. Куряшова [5], Бачурина и Борисова [3]. Выполненный Э. Реддером обзор позволил показать, что, несмотря на относительную непроницаемость солей, в них установлены как первичные, в различной степени преобразованные, так и эпигенетические включения, весьма различающиеся по составу газов [14].

В соляных пластах выделяют свободный и связанный газ. Первый локализован в глинистых прослоях, межзерновом пространстве и способен активно мигрировать в процессе тектонического или техногенного влияния на залежь. Считается, что он имеет полигенную природу. К связанным газам относят включения в зернах солей, которые могли захватываться в процессе роста и перекристаллизации. Предполагается, что их состав может отражать условия термального преобразования седиментационной органики, а также состав флюидов, вызывающих перекристаллизацию и формирование вторичных солей. В статье обсуждаются более 120 анализов состава связанных газов, полученных по керну 7 скважин Полодовского участка на газовом хроматографе Varin Inc. CP-450 GC в ПНИПУ. Для сравнения и интерпретации результатов привлекались полученные на этом же приборе анализы солей Старобинского месторождения (Республика Беларусь, n=20) и калийных руд (n=100) Прикаспийской впадины (Жилянское, Сатимолинское) и отрогов

Гиссара (Тюбетанское). Последние были любезно предоставлены сотрудниками ООО «ЗУМК-Инжиниринг» [10].

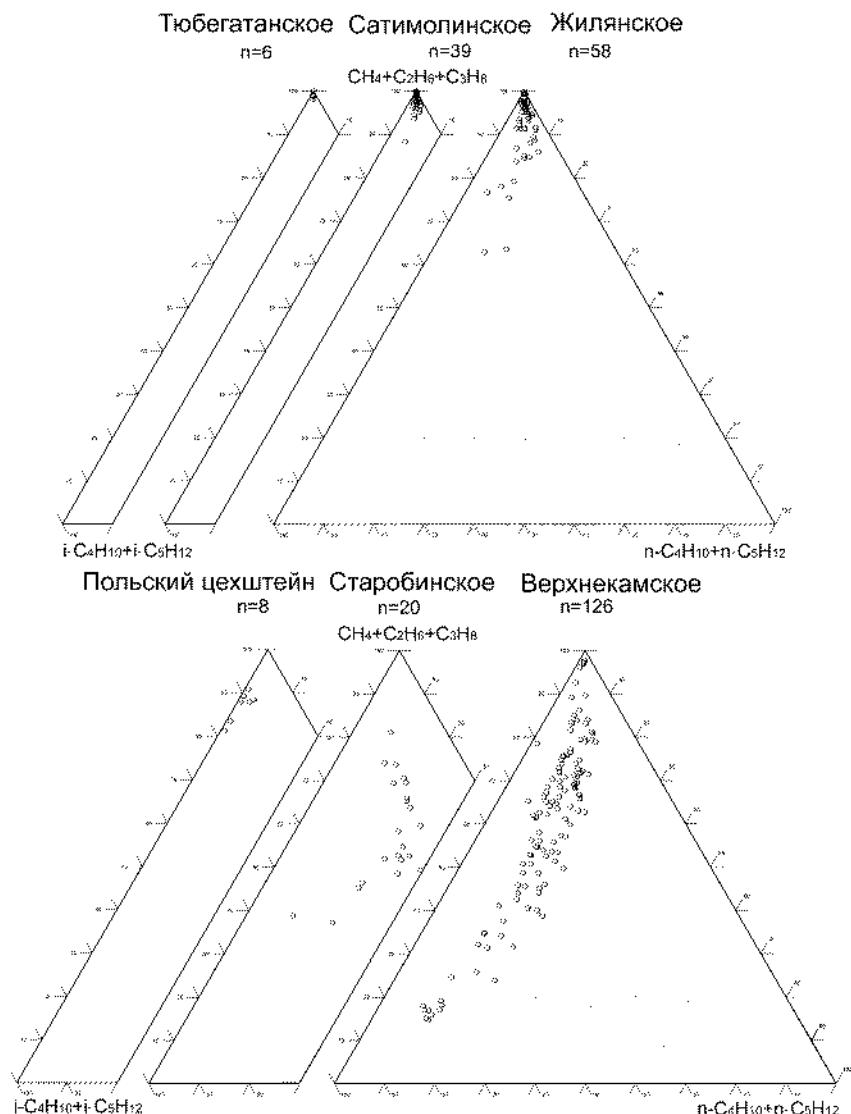
## Метан и его гомологи

Корреляционный анализ показал, что для Верхнекамского месторождения по пространственному соположению могут быть выделены три группы углеводородных газов: 1) метан и его простые гомологии ( $C_1-C_3$ ); 2) изобутан и изопентан; 3) п-бутиан и п-пентан [11]. Построение диаграммы с учетом выявленных связей позволило показать, что по соотношению углеводородов может быть выстроен следующий ряд исследованных месторождений – от наиболее «сухих» богатых метаном к наиболее «жирным», существенно изобутан-изопентановым: Тюбетанское, Сатимолинское, Жилянское, Старобинское и Верхнекамское (рис. 1).

Незначительная доля тяжелых углеводородов в азиатских месторождениях может являться результатом незначительной деградации собственного органического вещества на стадии диагенеза. Предполагается, что глубина их залегания составляла от 300 до 1300 м. Однако такие же глубины характерны для соляных пород Старобинского и Верхнекамского месторождений, которые существенно обогащены тяжелыми углеводородами.

Иная картина наблюдается для газожидких включений из галита нижнепермских эвапоритов польского цехштейна, залегающего на глубине 2,3-3,2 км; предполагается как его связь с нижележащими месторождениями нефти и газа, так и аутогенное образование [13].

Доля тяжелых углеводородов в них в несколько больше, чем в азиатских месторождениях, что может говорить о более высокой температуре трансформации органики, однако связь с нефтяными месторождениями представляется маловероятной.



**Рис. 1. Вариации состава газов в некоторых месторождениях Азии и Европы**

Анализ распределения геохимических параметров газов Верхнекамского месторождения по разрезу (рис. 2, таблица) позволил показать, что доля метана в солях возрастает от подстилающей каменной соли до последнего монитного карналлитового пласта Е, а затем снижается. Близкое поведение метана и в меньшей мере этана, в частности, их рост от пласта КрIII до АБ и последующее снижение к пласту В-Г было установлено С.С. Андрейко с соавторами [1] и связано с возникновением двух эффектов: «хроматографического», проявленного в концентрировании легко-подвижного метана в верхней части залежи, и миграционного, обусловленного

выносом метана из карналлитовой толщи в зоны повышенной трещиноватости.

Практически всеми исследователями, изучавшими потоки рассеяния нефтяных месторождений, отмечается, что изобутан характеризуется более высокой летучестью и подвижностью по сравнению с п-бутаном.

Обратная по отношению к метану тенденция поведения изобутана и изопентана в разрезе месторождения и его максимальные содержания в низах соляной толщи дают основание предполагать, что в процессе накопления солей в осадочный бассейн происходил подток глубинных углеводородов нефтяной природы.

*Средний состав газовой фазы первичных и вторичных солей Верхнекамского месторождения.  
об %*

Газы	Порода / толща*						
	первичные				вторичные		
	галитит ПКС	карнал- литит КЗ	сильви- нит СЗ	галитит ПдКС	сильви- нит по карнал- лититу КЗ	галитит по кар- наллити- ту КЗ	галитит по силь- виниту СЗ
N <sub>2</sub>	88,43	84,38	87,34	86,66	87,68	90,14	88,35
H <sub>2</sub>	0,24	0,27	0,15	0,23	0,45	0,10	0,18
CH <sub>4</sub>	3,66	11,41	4,33	3,94	4,51	0,76	1,71
C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	0,81	0,78	1,97	0,85	1,81	0,26	0,62
C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	0,75	0,56	1,30	1,01	1,03	0,53	0,84
i-C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	2,61	0,94	1,10	2,95	1,07	3,83	3,25
n-C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	1,25	0,51	1,03	0,97	0,85	0,64	0,89
i-C <sub>5</sub> H <sub>12</sub>	1,20	0,33	1,54	2,22	1,63	2,88	3,03
n-C <sub>5</sub> H <sub>12</sub>	0,64	0,22	0,68	0,61	0,39	0,39	0,60
CO <sub>2</sub>	0,40	0,60	0,55	0,56	0,58	0,48	0,54
n	9	15	28	4	55	6	9

\*Примечания: ПКС – покровная каменная соль, КЗ – карналлитовая зона, СЗ – сильвинитовая зона, ПдКС – подстилающая каменная соль.

По мере увеличения мощности соляной залежи происходило уменьшение ее флюидопроницаемости, что сказалось на снижении доли глубинных газов и увеличении роли аутогенного метана. Последовавшее в верхней части соляной толщи увеличение изобутана и изопентана может быть связано с тектонической перестройкой, которая и могла вызвать смену отложения мощных (7-8 м) карналлитовых пластов маломощными (0,5-1,5). Предполагается [3], что миграция углеводородов могла происходить как вдоль вертикальных ореолов рассеяния, связанных с зонами повышенной трещиноватости в периоды активизации тектонического режима, так и в настоящее время за счет высвобождения газов из деформированного породного массива в процессе отработки нефтяных или калийных залежей.

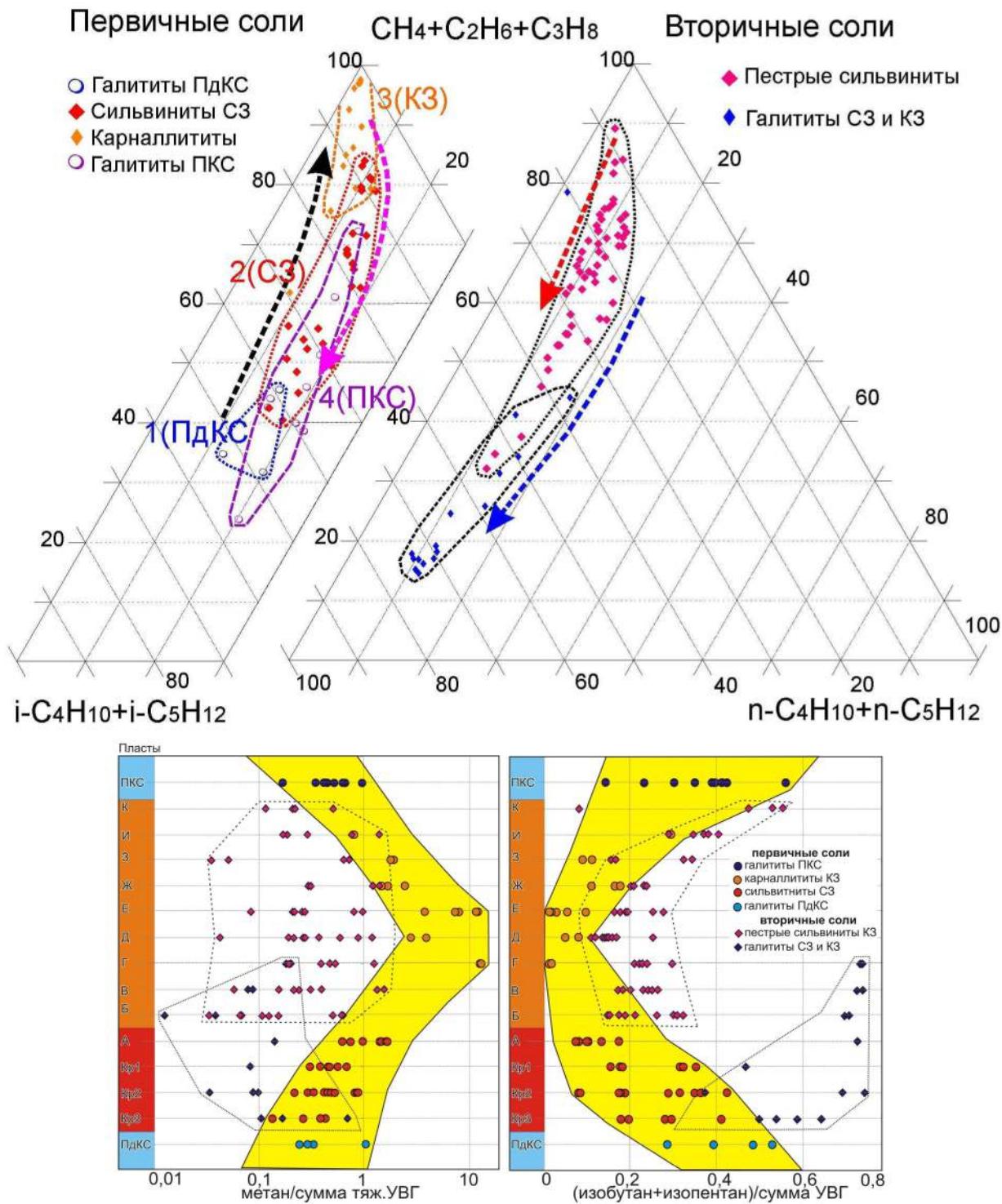
Накопление изобутана и изопентана во вторичных солях, для которых в большинстве случаев установлен тектонический контроль [12], позволяет предполагать, что в процессе складчатости могло происходить как высвобождение захва-

ченных солями газов и недосыщенных рассолов с отгоном в тектонически ослабленные зоны, так и возобновление глубинной миграции.

### Водород и углекислый газ

Сопоставление исследованных месторождений по соотношению водорода, метана и углекислого газа также показало принципиальное различие этих двух типов месторождений (рис. 3). Линейная локализация анализов азиатских объектов показывает проявившееся на них «замещение» метана и водорода углекислым газом, что может говорить об их открытости для процессов бактериального окисления.

Анализ геологической ситуации показывает, что эти месторождения, в отличие от европейских, являются открытыми и в структурном отношении. Так, соляная залежь Тюбетгатанского месторождения выходит на земную поверхность в эродированном ядре крупной антиклинальной



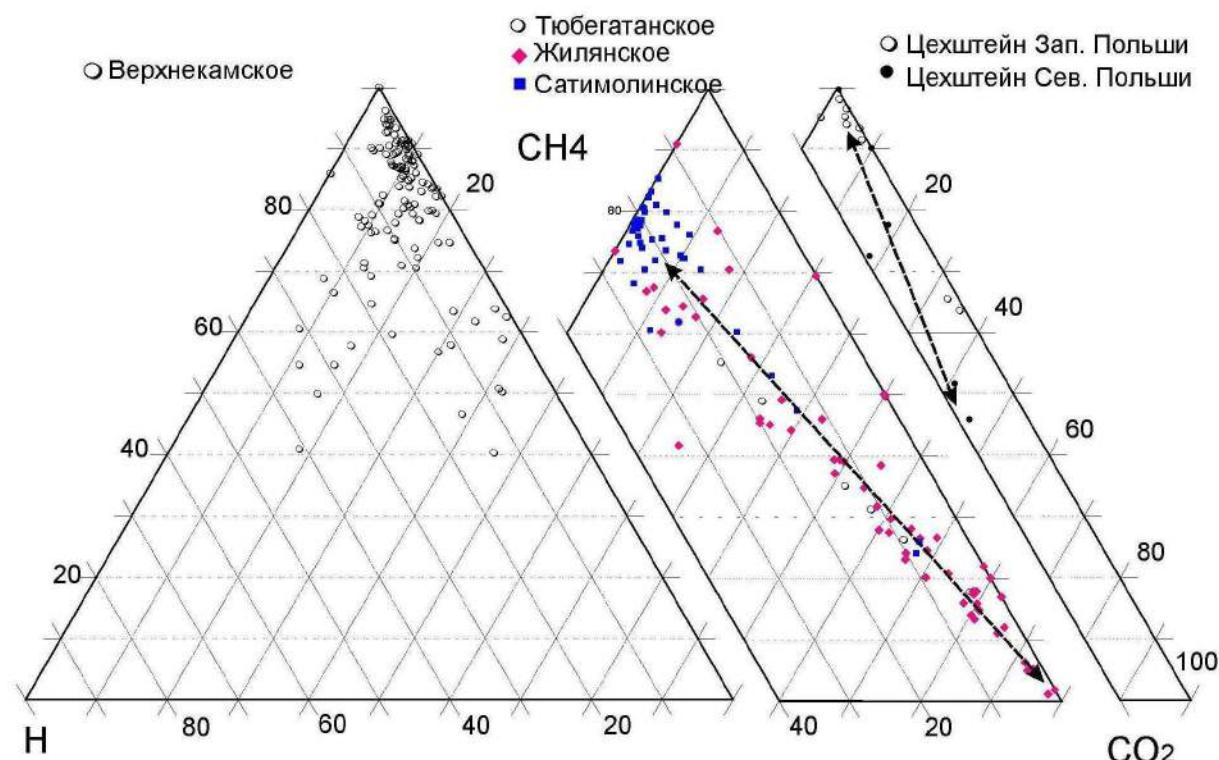
**Рис. 2.** Общее распределение состава газовой фазы в первичных и вторичных солях Верхнекамского месторождения по толщам и разрезу. Стрелками показаны тренды седиментационной и эпигенетической эволюции, желтым цветом – область первичных соляных пород; ПКС – покровная каменная соль, К3 – карналлитовая зона (пласти Б–К), С3 – сильвинитовая зона (пласти Кр1–Кр3). ПдКС – подстилающая каменная соль

структурь. Продуктивные пласти Сатимолинского месторождения залегают под крутым углом в купольной структуре, по-

верхность которой нивелирована и перекрыта остаточными гипсово-глинистыми породами и мезо-кайнозойскими образо-

ваниями. Жилянское месторождение локализовано в крыле протяженной брахантиклинальной структуры. Все они локализованы в присводовой части положитель-

ных структур, для которых типично формирование субвертикальных трещин отрыва, благоприятных для дегазации соляных массивов.



**Рис. 3.** Соотношение водорода, метана и углекислого газа в солях различных месторождений

На Верхнекамском месторождении картина соотношения  $\text{H}$ ,  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$  принципиально другая и существенно отличается в первичных и вторичных солях (рис. 4). Так, в неизмененном разрезе снизу-вверх происходит незначительное увеличение доли метана за счет водорода и углекислого газа. Некоторое обогащение покровной каменной соли углекислым газом может говорить об относительной «открытости» верхней части залежи.

Однако во вторичных галититах, развивающихся по сильвинитам сильвинитовой и карналлитам карналлитовой зон, происходит существенное накопление углекислого газа. Залегающие выше по разрезу карналлититы замещаются пестрыми сильвинитами, обогащенными водородом. Подобная ситуация говорит о том, что углекислый газ может иметь глубинную природу или быть связан с активизацией биогенной сульфатредукции, минеральные продукты которой в большом количе-

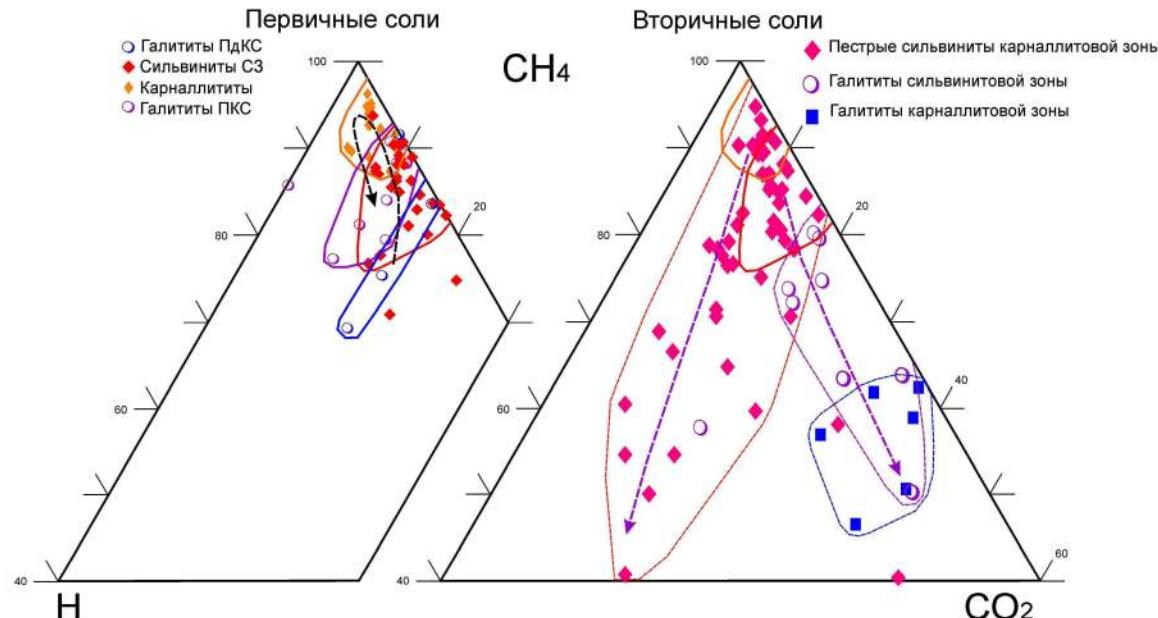
стве отмечаются в зонах вторичных солей. Разложение карналлита приводит к существенной трансформации поступивших снизу газов за счет высвобождения и распада иона аммония, входившего изоморфно на место калия в кристаллической структуре карналлита [2].

Выявление глубинной, по отношению к месторождению, природы изобутана и его поведение по разрезу Верхнекамского месторождения позволяют предполагать, что тяжелые углеводороды поступали в бассейн седиментации, где захватывались формирующими солями. Постепенное увеличение доли метана вверх по разрезу может говорить о росте мощности флюидоупорной соляной залежи, затрудненном поступлении изобутана и образовании газов главным образом за счет диагенетического разложения органики.

Обогащение покровной каменной соли изобутаном может говорить о появлении проницаемых структур и возобновлении

глубинного подтока в бассейн. Следующим этапом проникновения глубинных флюидов в соляную залежь можно назвать время складкообразования, когда формируются зоны замещения [12].

Другая картина отмечается для солей цехштейна, особенно его северной части, где фиксируется «замещение» метана углекислым газом с примесью водорода. Подобное соотношение газов позволяет предполагать их глубинный подток.



**Рис. 4.** Соотношение водорода, метана и углекислого газа в первичных и вторичных солях Верхнекамского месторождения. Стрелками показаны тренды изменения состава

## Заключение

Рассмотренные месторождения можно условно разделить на две группы. В азиатских объектах происходило формирование только аутигенных сухих газов за счет диагенетического разложения органики. Структурная открытость этих залежей привела к окислению метана и водорода и обогащению углекислым газом.

Европейские калийные месторождения также относятся к малоглубинным, не претерпевшим существенного катагенетического изменения. В структурном отношении они являются относительно закрытыми для процессов окисления, но были открытыми во время соленакопления, когда в бассейн седиментации происходил подток тяжелых углеводородов с нижних горизонтов. Подобное явление газового обмена земных недр с атмосферой названо В.И. Вернадским «газовым дыханием Земли».

В истории формирования газового режима Верхнекамского месторождения могут быть выделены следующие этапы:

1 – синседиментационное накопление аутигенной органики преобразованной при диагенезе до метана, доля которого постепенно увеличивается за счет возрастания мощности флюидоупорной соляной залежи, а также захвата просачивающихся снизу глубинных тяжелых газов;

2 – тектоническая перестройка во время отложения верхней части соляной залежи и увеличение подтока глубинных газов в бассейн осадконакопления во время накопления верхов карналлитовой зоны и покровной каменной соли;

3 – соскладчатая мобилизация флюидов, рассеянных в газово-жидких включениях, и, вероятно, очередной глубинный подток тяжелых углеводородов и углекислого газа, приводящий к формированию зон вторичных солей. Преобладающий в нижних частях таких зон углекислый газ

может поступать из подсолевых толщ или формироваться в процессе сульфатредукции при «замещении» солей. В верхних частях зон трансформации солей, где формируются пестрые сильвиниты, существенным компонентом газовой фазы становится водород (и азот), который связывается с разложением аммонийсодержащего карналлита.

Среди европейских объектов особняком стоят эвапоритыпольского цехштейна, которые, находясь в условиях более значительных глубин, содержат более измененное аутигенное органическое вещество. Влияние на состав их газовой фазы могли оказать нефтяные и газовые месторождения, а углекислый газ, связываемый с подтоком из фундамента.

*Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта № 12-И-5-2026 «Минеральные, флюидные и органические включения в природных солях: генезис, индикаторное и поисковое значение, технологические проблемы, практическое использование».*

#### Библиографический список

1. Андрейко С.С., Галкин В.И., Шаманский Г.П. Некоторые особенности распределения углеводородных газов по разрезу Верхнекамского месторождения калийных солей // Разработка соляных месторождений: межвуз. сб. науч. тр. / Перм. политехн. ин-т. Пермь, 1980. С. 82-87.
2. Апполонов В.Н. Происхождение азота в месторождениях калийных солей // Нефтегазоносность регионов древнего соленакопления. Новосибирск: Наука, 1982. С. 153-157.
3. Бачурин Б.А., Борисов А.А. Газогеохимические методы контроля процессов техногенеза в геологической среде Верхнекамского месторождения // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2011. № 6. С. 144-151.
4. Галкин В.И. Некоторые особенности распределения и формирования газов Верхнекамского месторождения калийных солей // Нефтегазоносность регионов древ- него соленакопления. Новосибирск: Наука, 1982. С. 172-174.
5. Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей / ГИ УрО РАН. Пермь, 2001. 429 с.
6. Морачевский Ю.В., Самарцева А.Г., Черепенников А.А. Газоносность толщи калийных солей Верхнекамского месторождения // Калий. 1937. № 7. С. 24-31.
7. Несмелова З.Н., Гемп С.Д. Вероятная модель формирования газовой составляющей соляных пород калийных месторождений // Нефтегазоносность регионов древнего соленакопления. Новосибирск: Наука, 1982. С. 162-171.
8. Сметаников А.Ф. Об образовании водорода при радиолизе кристаллизационной воды карналлита и возможные следствия этого явления // Геохимия. 2011. № 9. С. 971-980.
9. Трубчанинов В.В. О геологических аспектах проблем газодинамических явлений на Верхнекамском месторождении // Калийная промышленность: науч.-техн. реф. сб. М.: НИИТЭХИМ, 1979. Вып. 2. С. 35-37.
10. Фортунатов Г.А., Красюк Н.Ф., Земсков А.Н., Иванов О.В. Газоносность соляных пород калийных месторождений Жилинский и Сатимола (Казахстан) // Вестник ПНИПУ. Геология. Нефтегазовое и горное дело. 2014. № 11. С. 88-98.
11. Чайковский И.И., Однцова Т.А., Иванов О.В. О зональном распределении органического вещества в одной из зон эпигенетической трансформации солей на Верхнекамском месторождении // Горное эхо. Вестник ГИ УрО РАН. 2012. № 3(49). С. 29-32.
12. Чайковский И.И. Тектонический контроль зон разубоживания на Верхнекамском месторождении солей // Стратегия и процессы освоения георесурсов: сб. науч. тр. / ГИ УрО РАН. Пермь, 2013. Вып. 11. С. 3-5.
13. Kovalevych V. M., Peryt T. M., Shamina S. N., Wieclaw D., Lytyvnyuk S. F. Geochemical aureoles around oil and gas accumulations in the Zechstein (Upper Permian) of Poland: Analysis of fluid inclusions in halite and bitumens in rock salt // Journal of Petroleum Geology, 2008. Vol. 31. P. 245-262.
14. Roedder E. Fluid inclusions. Reviews in mineralogy // Mineralogical Society of America. 1984. Vol. 12. P. 646.

# New data on the Geochemistry of Gases in the Potash Deposits

I.I. Chaykovskiy<sup>a</sup>, O.V. Ivanov<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Mining Institute Ural Branch of Russian Academy of Sciences. 78A Sibirskaya Str., Perm 614007, Russia. E-mail: ilya@mi-perm.ru

<sup>b</sup> Perm National Research Polytechnic University. 29 Komsomolskiy Pr., Perm 614990, Russia E-mail: miner@mi-perm.ru

The composition of the gas phase of salt rocks from a number of potash deposits located in Europe (Verkhnekamskoe, Starobinskoe) and Asia (Tubegatanskoe, Zhylyanskoe Satimolinskoe) was studied. It allowed dividing them into two groups. In Asian deposits, only authigenic dry gases were formed by diagenetic decomposition of organic matter. Structural exposure of these deposits led to the oxidation of methane and hydrogen and enrichment by carbon dioxide. European deposits were not structurally exposed to the oxidation process, but were exposed during salt rock formation. They experienced influx of heavy hydrocarbons from the underlying strata. The history of the formation of gas regime at the Verkhnekamskoe potash deposit could be divided into three stages. First stage may be characterized by a syngenetic capture of deep gases and authigenic organic matter converted during diagenesis to methane, which percentage gradually increases with an increase of the thickness of impermeable salt strata. Then the deep gases invaded the salt formation during sedimentation of the upper carnallite layers and top salt rock. Third stage was associated with folding processes accompanied by a mobilization of fluids scattered in the gas-fluid inclusions, and with probable influx of heavy hydrocarbons and carbon dioxide resulted in formation of the secondary salt zones. Replacement of carnallite layers leads to the release of isomorphous ammonium ion and formation of a hydrogen.

Key words: *Verkhnekamskoe deposit, hydrocarbonic gas, secondary salt*.

## Библиографический список

1. Andreyko S.S., Galkin V.I., and Shamanskiy G.P. 1980. Nekotorye osobennosti raspredeleniya uglevodordnykh gazov po razrezu Verkhnekamskogo mestorozhdeniya kaliynykh soley [Some particularities of hydrocarbon gases distribution in formations of the Upper Kama potash deposit]. In Razrabotka solyanykh mestorozhdeniy. Perm, Perm Polytechnic Institute, pp. 82-87.
2. Appolonov V.N. 1982. Proiskhozhdenie azota v mestorozhdeniyakh kaliynykh soley [Nitrogen origin in the potash deposits]. In Neftegazonosnost regionov drevnego solenakopleniya. Novosibirsk, Nauka, p. 153-157.
3. Bachurin B.A., Borisov A.A. 2011. Gazoekhimicheskie metody kontrolya protsessov tekhnogeneza v geologicheskoy srede Verkhnekamskogo mestorozhdeniya [Gasgeochemical methods of control of the technogenesis processes in geological medium of Upper Kama deposit]. Fiziko-tehnicheskie problem razrabotki poleznykh iskopaemykh. 6: 144-151.
4. Galkin V.I. 1982. Nekotorye osobennosti raspredeleniya i formirovaniya gazov Verkhnekamskogo mestorozhdeniya kaliynykh soley [Some particularities of distribution and formation of gases of the Upper Kama potash deposit]. In Neftegazonosnost regionov drevnego solenakopleniya. Novosibirsk, Nauka, pp. 172-174.
5. Kudryashov A.I. 2001. Verkhnekamskoe mestorozhdenie soley [Upper Kama salts deposit]. Perm, GI UrO RAN, p. 429.
6. Morachevskiy Yu.V., Samartseva A.G., and Cherepennikov A.A. 1937. Gazonosnost tolshchi kaliynykh soley Verkhnekamskogo mestorozhdeniya [Gas content of potassium salts strata of the Upper Kama deposit]. Kaliy, 7: 24-31.
7. Nesmelova Z.N., Gemp S.D. 1982. Veroyatnaya model formirovaniya gazovoy sostav-

- lyayushchey solyanykh porod kaliynykh mestorozhdeniy [Possible model of formation of gas component of salt rocks of potash deposits]. In *Neftegazonosnost regionov drevnego solenakopleniya*. Novosibirsk, Nauka, pp. 162-171.
8. Smetannikov A.F. 2011. Hydrogen generation during the radiolysis of crystallization water in carnallite and possible consequences of this process. *Geochemistry International*, 49: 916–924.
9. Trubchaninov V.V. 1979. O geologicheskikh aspektakh problem gazodinamicheskikh yavleniy na Verkhnekamskom mestorozhdenii [About the geological aspects of problem of gas dynamic events at the Upper Kama deposit]. In *Kaliynaya promyshlennost*. Moskva, NIITEKHM, Vyp. 2, pp. 35-37.
10. Fortunatov G.A., Krasyuk N.F., Zemskov A.N., and Ivanov O.V. 2014. Gazonosnost solyanykh porod kaliynykh mestorozhdeniy Zhilyanskoe and Satimola (Kazakhstan) [Gas content of salt rocks of the potash deposits Zhilyanskoe and Satimola (Kazakhstan)]. *Vestnik PNIPU*, 11: 88-98.
11. Chaykovskiy I.I., Odintsova T.A., and Ivanov O.V. 2012. O zonalnom raspredelenii organicheskogo veshchestva v odnoy iz zon epigeneticheskoy transformatsii soley na Verkhnekamskom mestorozhdenii [About the zonal distribution of the organic matter in a zone of salt rocks epigenetic transformation at the Upper Kama deposit]. *Gornoe Echo. Vestnik GI UrO RAN*, 3 (49): 29-32.
12. Chaykovskiy I.I. 2013. Tektonicheskiy control zon razubozhivaniya na Verkhnekamskom mestorozhdenii soley [Tectonic control of barren zones at the Upper Kama salts deposit]. In *Strategiya I protsessy osvoeniya georesursov. Sbornik nauchnykh trudov. Vyp. 11*. Perm. GI UrO RAN, pp. 3-5.
13. Kovalevych V. M. Peryt T. M., Shanina S. N., Wieckow D., and Lytvyniuk S. F. 2008. Geochemical aureoles around oil and gas accumulations in the Zechstein (Upper Permian) of Poland: Analysis of fluid inclusions in halite and bitumens in rock salt. *Journal of Petroleum Geology*, 31: 245–262.
14. Roedder E. 1984. Fluid inclusions. Reviews in mineralogy. *Mineralogical Society of America*, 12: 646.

# ГЕОФИЗИКА, ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

УДК 550.831

## Моделирование геологических объектов и геофизических полей с использованием вейвлетов Хаара

А.С. Долгаль

Горный институт УрО РАН, 614007, Пермь, ул. Сибирская, 78-А

E-mail: dolgal@mi-perm.ru

(Статья поступила в редакцию 7 октября 2014 г.)

Рассматривается применение быстрого вейвлет-преобразования с базисными функциями Хаара для моделирования структурных поверхностей и потенциальных геофизических полей, обладающих фрактальными особенностями. Разномасштабное представление экспериментальных данных позволяет существенно снизить затраты при обработке данных большой размерности и повысить качество интерпретационных построений. Представлены алгоритмы кусочно-призматической аппроксимации геологических объектов, предварительной оценки количества эквивалентных источников при аналитической аппроксимации поля, определения намагниченности горных пород верхней части геологического разреза.

**Ключевые слова:** *фрактал, множество, базисная функция, вейвлет Хаара, аппроксимация, поле, аномалия, геологический объект.*

### Введение

Геологические объекты и создаваемые ими геофизические поля обладают фрактальными особенностями, т.е. характеризуются самоподобной иерархически упорядоченной структурой [1]. В частности, в работе [24] дано определение геологической фрактальности как «дробной размерности и самоподобия геологических объектов в широком диапазоне параметра пространство-время». Следовательно, при анализе геолого-геофизической информации вполне допустимо рассматривать фрактальные множества экспериментально определенных числовых величин, на-

пример, физических характеристик горных пород [12]. Основными свойствами фрактальных множеств являются тонкая структура, допускающая наличие элементов произвольно малых размеров; нерегулярность; самоподобие (включая приближенное или статистическое); дробная (хаусдорфова) размерность, обычно превышающая топологическую [17]. Эффективный инструмент изучения фрактальных множеств – вейвлет-анализ [10].

Вейвлет-преобразование – это новое направление в обработке сигналов, бурное развитие которого началось в середине 80-х гг. прошлого века. Вейвлеты (*wavelets*) или «всплески» – функции с ком-

пактным носителем, допускающие масштабирование и смещения, образующие полный ортонормированный базис. Иерархическое представление совокупности экспериментальных данных с помощью вейвлетов позволяет описать произвольный сигнал в терминах грубого приближения и уточняющих его деталей. Результатом вейвлет-анализа является не только разложение сигнала по частотам (масштабам), но и сведения о временных (пространственных) координатах, на которых эти частоты проявляются [10].

В геофизике вейвлеты используются преимущественно при обработке сейсмических и акустических сигналов. Имеется также достаточно успешный опыт использования вейвлет-анализа в задачах интерпретации геопотенциальных полей [13, 25, 26, 27]. В статье будут рассмотрены возможности разномасштабного представления данных о геофизических полях и их источниках, реализующиеся с помощью вейвлетов Хаара, позволяющие существенно снизить затраты при обработке данных большой размерности и повысить информативность интерпретационных построений.

### Быстрое вейвлет-преобразование

Основная идея вейвлет-анализа заключается в представлении дискретных значений некоторого сигнала  $f(t)$  в виде ряда  $f(t) = \sum_{i=1}^N c_i \Phi_i(t)$ , где в качестве базисной системы функций  $\{\Phi_i(t) : i = 1, 2, \dots, N\}$  используются перемещаемые по оси  $t$  и масштабируемые однотипные функции с компактным носителем – вейвлеты.

Система  $\{\Phi_i(t) : i = 1, 2, \dots, N\}$  в большинстве случаев является ортонормированной, т.е. отвечает условиям

$$\langle \Phi_i, \Phi_j \rangle = \begin{cases} 0, & \text{при } i \neq j \\ 1, & \text{при } i = j \end{cases}. \quad (1)$$

Вейвлеты  $\Phi_i(t)$  достаточно хорошо локализованы во временной области и легко адаптируются к локальным особенностям сигнала  $f(t)$ . С другой стороны, эти

функции обладают ограниченным спектром частот, поэтому при их масштабировании (растяжении или сжатии по оси  $t$ ) на основе  $\{\Phi_i(t) : i = 1, 2, \dots, N\}$  можно построить набор из  $N$  цифровых фильтров, характеризующихся различными полосами пропускания.

В отличие от спектрального анализа Фурье, где используется амплитудно-частотная область  $f_\omega = \int f(t)e^{-i\omega t} dt$  для представления спектра сигналов, при вейвлет-анализе сигнал преобразуется в область «масштаб-время». Вейвлет-анализ имеет существенные преимущества перед традиционными методами спектрального анализа при обработке нестационарных сигналов [10]. Далее будем рассматривать один из методов вейвлет-анализа – быстрое вейвлет-преобразование (БВП), называемое также алгоритмом Малла (*Mallat algorithm*) [11].

Принцип одномерного БВП заключается в том, что для создания «грубого образа» сигнала  $f(t)$  служит скейлинг-функция  $\phi(t)$ :

$$\phi(t) = \sqrt{2} \sum_k h_k \phi(2t - k), \quad (2)$$

где  $k$  – целые числа, а «уточнение» этого образа происходит с помощью вейвлет-функции  $\psi(t)$ :

$$\psi(t) = \sqrt{2} \sum_k g_k \psi(2t - k). \quad (3)$$

Функции  $\phi(t)$  и  $\psi(t)$  образуют ортонормированный базис, рекурсивное использование процедуры свертки сигнала с коэффициентами  $h_k$  и  $g_k$  происходит с уменьшением количества отсчетов в 2 раза при переходе от одного уровня («масштаба»)  $j$  к другому  $j+1$ . Таким образом, происходит отображение сигнала из области его задания в семейство замкнутых вложенных подпространств  $V_j \subset V_{j+1} \subset V_{j+2} \dots$ , элементами которых являются скейлинг- и вейвлет-функции  $\phi(t)$  и  $\psi(t)$ :

$$f(t) = \sum_k s_{j_0, k} \phi_{j_0, k} + \sum_{j < j_0} \sum_k d_{j, k} \psi_{j, k}, \quad (4)$$

где  $s_{j,n}, d_{j,k}$  - вейвлет-коэффициенты,  $j_n$  – заданный максимальный уровень разложения сигнала. Аппроксимирующие вейвлет-коэффициенты определяются по итерационной формуле

$$s_{j+1,k} = \sum_m h_m s_{j,2k+m},$$

детализирующие коэффициенты – по формуле

$d_{j+1,k} = \sum_m g_m s_{j,2k+m},$   
при этом вся информация о сигнале  $f(t)$  сохраняется в наборе коэффициентов  $S_{j_n,k}$  и  $\sum_{j=0}^{j_n} d_{j,k}$  (рис. 1).

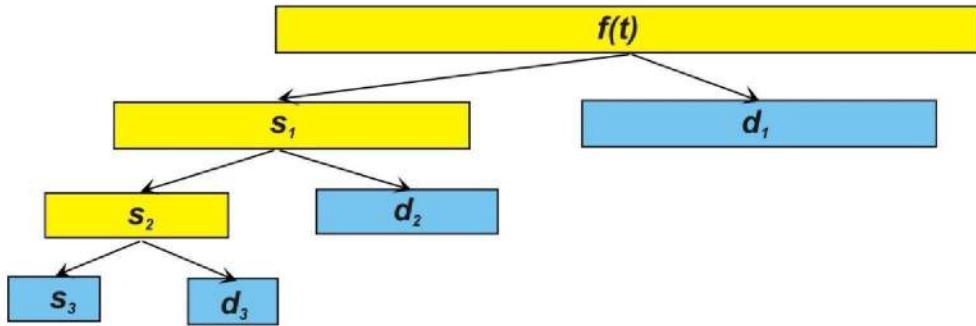


Рис. 1. Структура представления сигнала при быстром вейвлет-преобразовании: синим цветом закрашены коэффициенты, использующиеся при синтезе сигнала

Для приближенного восстановления сигнала  $f_\delta(t)$  в формуле (4) целесообразно отбросить некоторое количество  $n_0$  сравнительно малых коэффициентов  $d_{j,k}$ , удовлетворяющих условию  $|d_{j,k}| \leq \delta$ . При этом точность восстановления сигнала в евклидовой метрике  $L_2$  будет определяться выражением  $\|f(t) - f_\delta(t)\| < \delta \sqrt{n_0}$ . Установлено, что вейвлет-коэффициенты существенно отличаются от нуля только вблизи сингулярностей  $f(t)$ , т.е. вейвлет-ряды (4) обычных, сравнительно гладких функций допускают сильное «разряжение». По этой причине обработка сигнала с помощью БВП позволяет существенно сжать объем информации, отбросить его мелкие детали и выделить наиболее существенные особенности [10].

### Базисные функции Хаара

Применительно к интересующему нас классу задач необходимо перейти от временной области задания исходных данных к пространственной:  $f = f(x)$  или  $f = f(x, y)$ . Для одномерного случая в

качестве базисных функций будем рассматривать функции Хаара (*Haar*)

$$\varphi(x) = \theta(x)\theta(1-x) \quad \text{и} \\ \psi(x) = \theta(x)\theta(1-2x) - \theta(2x-1)\theta(1-x),$$

где  $\theta(x)$  – функция Хевисайда ( $\theta(x) = 0$  при  $x < 0$ ,  $\theta(x) = 1$  при  $x \geq 0$ ), а условия на границах имеют вид  $\varphi(0) = 1, \varphi(1) = 0$  и  $\psi(0) = 1, \psi(0.5) = -1, \psi(1) = 0$  [20].

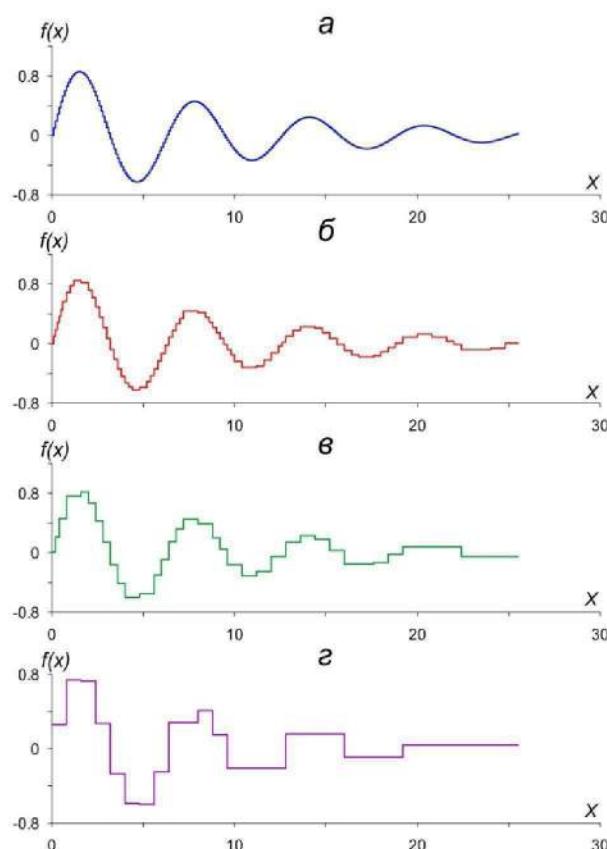
Эти функции представляют собой однополярный и разнополярный прямоугольный импульсы, т.е. обладают одновременно свойствами симметрии и ортогональности (в отличие от всех остальных существующих вейвлет-базисов). Первое из этих свойств играет особую роль при параметризации геологических тел и границ. Приведем пример одномерного БВП с функциями Хаара для осциллирующей функции  $f(x) = e^{-0.1x} \sin x$ , заданной в 256 точках на отрезке  $[0, 25.5]$  оси  $OX$  с шагом 0.1. Амплитуда  $f(x)$  изменяется от -0.63 до 0.85 при математическом ожидании  $M = 0.04$  и среднеквадратическом отклонении  $S = \pm 0.31$  м. БВП при 8 уровнях разложе-

ния сигнала ( $j_n = 8$ ) позволяет получить сглаженные представления исходной функции, сохраняющие ее основные осо-

бенности, при заданной точности и существенном уменьшении объема информации (табл. 1, рис. 2).

**Таблица 1.** Результаты одномерного БВП модельной функции

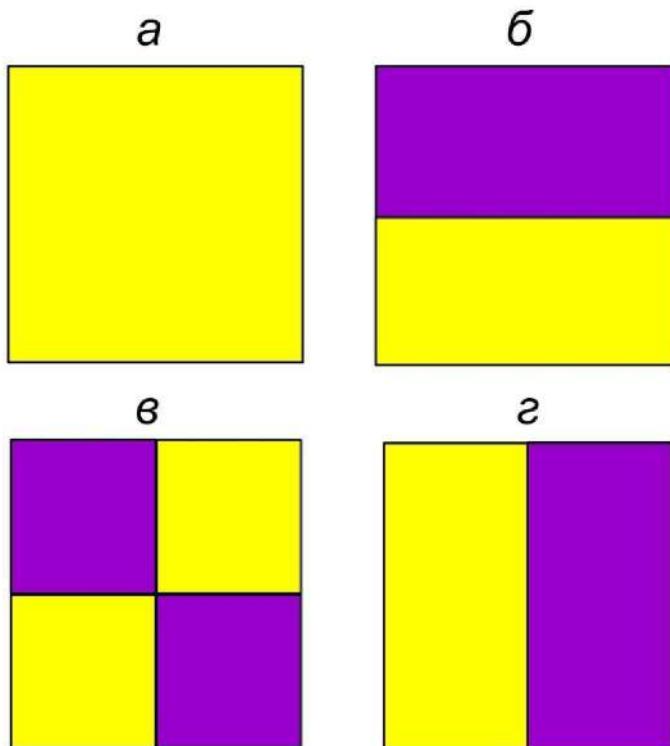
Число отбракованных коэффициентов $d_{j,k}$	Процент отбракованных коэффициентов $d_{j,k}$	Среднеквадратическая погрешность восстановления $f(x)$
183	71.5	0.020
226	88.2	0.050
247	96.4	0.100



**Рис. 2.** Одномерное БВП с базисными функциями Хаара: а - исходная функция  $f(x) = e^{-0.1x} \sin x$  (256 значений) и результаты ее восстановления после исключения: б - 183, в - 226, г - 247 вейвлет-коэффициентов

Двумерный базис БВП формируется путем тензорного произведения функций одномерного базиса и определяется схемой разложения сигнала, в частности, для т.н. нестандартного базиса [25] используется единственная скейлинг-функция  $\varphi_{0,0}^0(x, y) = \varphi\varphi(x, y)$  и три вейвлет-функции  $\varphi\psi_{k,l}^j = 2^j \varphi\psi(2^j x - k, 2^j y - l)$ ,  $\psi\varphi_{k,l}^j = 2^j \psi\varphi(2^j x - k, 2^j y - l)$ ,  $\psi\psi_{k,l}^j = 2^j \psi(x)\psi(y)(2^j x - k, 2^j y - l)$ , где  $j$  – уровень разложения;  $k, l$  – горизонталь-

ный и вертикальный сдвиги соответственно (рис. 3). Нестандартная схема разложения сигнала  $f = f(x, y)$  (последовательное преобразование как строк, так и столбцов матрицы сигнала), определяющая тип базиса, в отличие от стандартной схемы (многократного выполнения одномерного преобразования матрицы значений сигнала сначала по строкам, а затем по столбцам), является более экономичной, т.к. требует в 1.5 раз меньше вычислительных операций [20].



**Рис. 3.** Двумерные функции базиса Хаара для нестандартной схемы разложения сигнала: а –  $\psi_{0,0}^0$ ; б –  $\varphi\psi_{k,l}^j$ ; в –  $\psi\psi_{k,l}^j$ ; г –  $\psi\phi_{k,l}^j$  (желтые участки отвечают значениям функций +1, фиолетовые участки – значениям -1)

### Аппроксимация геологических тел и границ

Аппроксимация реального распределения физических неоднородностей геологической среды набором тел правильной геометрической формы является необходимым этапом при аналитическом решении прямой задачи гравиразведки [5]. Одна из широко используемых аппроксимационных стратегий базируется на плотном заполнении моделируемых геологических тел прямоугольными призмами, которые соприкасаются боковыми гранями, но не пересекаются друг с другом. В рамках данной стратегии сравнительно легко выполняется геометризация весьма сложных типов природных распределений масс [15, 23]. При некотором удалении точки расчета поля от призмы допускается использование приближенных выражений для определения аномального эффекта. Это позволяет существенно ускорить процесс вычислений, практически не ухудшая точность решения прямой задачи [19]. Однако полностью избежать ограничений, связанных с размерностью решаемых задач при моде-

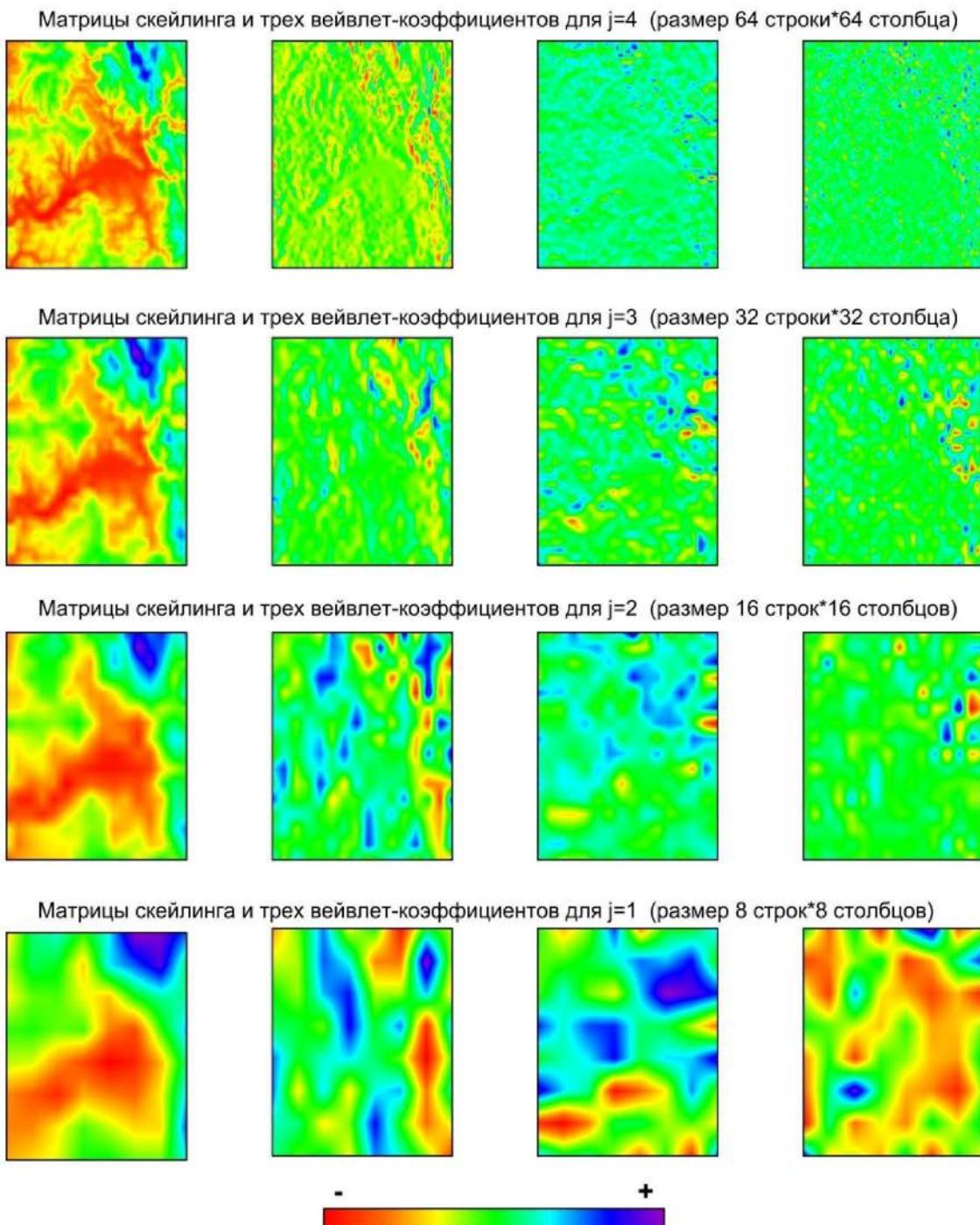
лировании сложных геологических сред, пока не представляется возможным.

При решении прямых задач большой размерности крайне важно оптимизировать количество аппроксимирующих прямоугольных призм при сохранении требуемой точности  $\varepsilon$  описания геологических границ, т.е. добиться выполнения условия

$$\left\| V - \sum_{i=1}^N \tilde{V}_i \right\|_{L_2} \leq \varepsilon , \quad (5)$$

где  $V$  – объем моделируемого геологического тела;  $\tilde{V}_i$  – объем  $i$ -й призмы,  $i = 1, 2, \dots, N$ ; при минимальном количестве призм  $N$  [4].

Цифровой моделью структурной карты, как правило, является матрица глубин соответствующей геологической границы  $\mathbf{H} = \{h_{ij}\}$ . Двумерное БВП матрицы  $\mathbf{H}$  с базисными функциями Хаара  $\varphi_{0,0}^0, \varphi\psi_{k,l}^j, \psi\varphi_{k,l}^j, \psi\psi_{k,l}^j$ , благодаря их топологическим особенностям (в т.ч. симметрии), можно рассматривать как кусочно-призматическое представление этой геологической границы. Количество



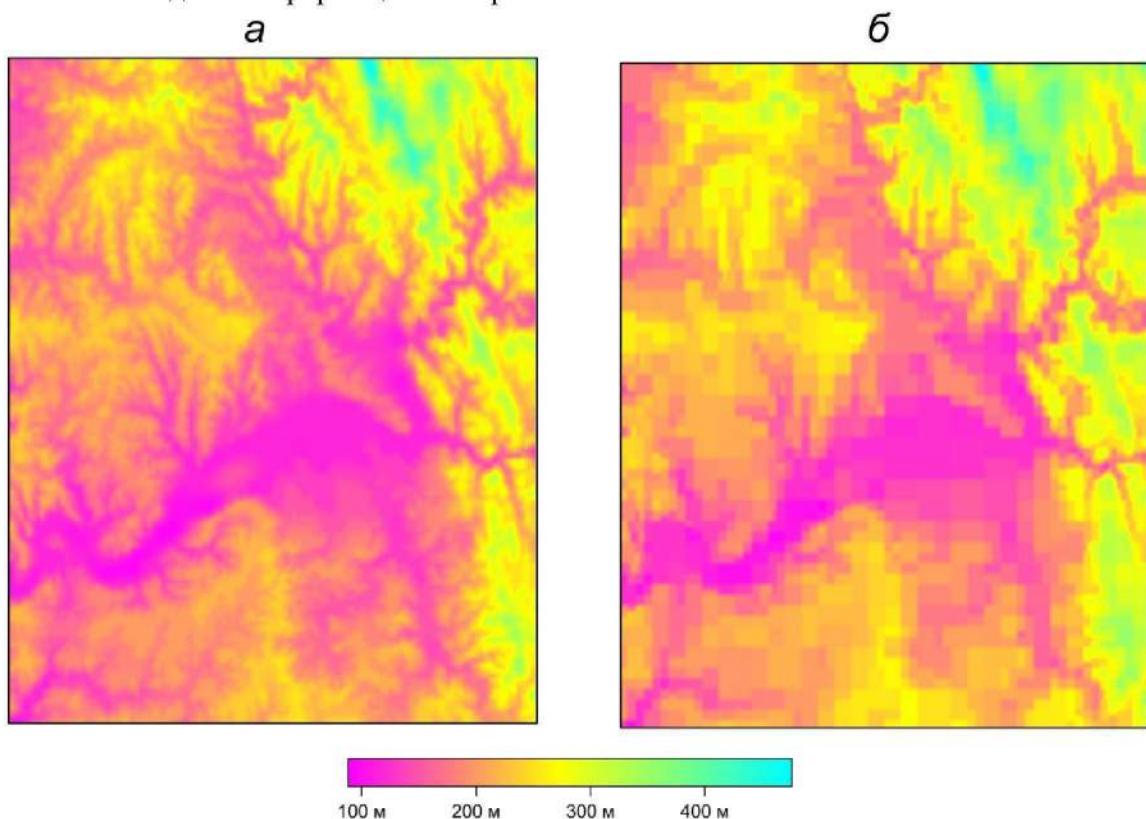
**Рис. 4.** Представление информации о рельефе земной поверхности с помощью БВП: 4 уровня разложения исходной матрицы высотных отмечок: для каждого уровня  $j$  приведены скейлинг и три вейвлет-коэффициента для базисных функций  $\phi_{0,0}^0, \varphi\psi_{k,l}^j, \psi\varphi_{k,l}^j, \psi\psi_{k,l}^j$  соответственно прямоугольных призм при фиксированной точности  $\varepsilon$  описания поверхности (5) зависит от значений вейвлет-коэффициентов  $d_{j,k}$ , большинство которых обычно оказываются пренебрежительно малыми по модулю. На данной основе можно конструировать весьма технологичные алгоритмы решения прямых задач гравиразведки большой размерности, ускоряющие вычислительный процесс в десятки и сотни раз.

Рассмотрим пример практического использования БВП для разряжения сети высот цифровой модели местности (ЦММ). ЦММ для одной из нефтеперспективных площадей Западного Урала

имеет размер 128 строк, 128 столбцов; перепад высот составляет 393 м при среднем значении 219.9 м и среднеквадратическом отклонении  $\pm 61.0$  м. На рис. 4 проиллюстрированы результаты ее разложения с помощью БВП для уровней  $j = 1, 2, 3, 4$ .

В результате синтеза высот по вейвлет-коэффициентам при пороговом значении  $\delta = 40$  получена новая ЦММ, отвечающая верхнему уровню  $j = 5$  (рис. 5, б). Как очевидно, с использованием лишь около 10% исходной информации поверх-

ность рельефа может быть восстановлена с погрешностью  $\pm 13.7$  м (т.е. для ее описания теперь достаточно 1696 призм). Можно заметить сохранение всех основных морфологических особенностей рельефа в новой ЦММ (рис. 5, б) относительно исходных данных (рис. 5, а). Соответственно приблизительно в 10 раз повышается скорость решения прямой задачи гравиразведки от упрощенной ЦММ, сохраняющей все основные особенности рельефа (рис. 5, б).



**Рис. 5.** Сжатие данных о рельефе земной поверхности с помощью БВП: а – исходная цифровая модель рельефа (16384 значений высотных отметок); б – синтезированная по 1696 вейвлет-коэффициентам цифровая модель рельефа (исключено ~90% информации)

Рассмотренный выше прием приближенного описания рельефа дневной поверхности может применяться для описания любых структурных поверхностей, а также легко модифицируется применительно к отдельным геологическим телам любой формы. БВП для оптимизации кусочно-призматической аппроксимации геологических объектов также может успешно применяться при решении прямых

задач в целом ряде других геофизических методов (например, в магниторазведке, в электроразведке и т.д.). Особой эффективностью БВП будет обладать при включении его в итерационные алгоритмы метода подбора [2], базирующиеся на многократном решении прямой задачи от последовательно уточняющихся моделей геологического строения исследуемых

разрезов (или 3D-моделей изучаемого объема среды).

### Оценка числа элементарных источников при моделировании потенциальных геофизических полей

В настоящее время для моделирования геопотенциальных полей широко используются формальные пространственные распределения эквивалентных источников, создающих близкие наблюденному полю аномальные эффекты (в рамках  $\varepsilon$ -эквивалентности). Определение параметров эквивалентных источников называется также «построением числовых моделей полей» [22] и «истокообразными аппроксимациями» [21]. Для создания эффективных вычислительных алгоритмов, реализующих «истокообразную аппроксимацию», необходимо использовать минимальное количество  $k$  элементарных источников поля. Для этого необходимо тем или иным способом согласовать их размещение с морфологическими особенностями наблюданного поля, т.е. провести адаптацию параметров аппроксимационной конструкции применительно к условиям конкретной задачи. Существующие различия в спектральном составе поля в пределах различных подобластей его задания очевидным образом приводят к идее расположения источников на различных уровнях (глубинах). Одной из реализаций этой идеи является аппроксимационный алгоритм квадрдерева [7], который успешно применяется к данным большой размерности – массивам, содержащим  $m \sim 10^5 - 10^6$  значений поля и более. Решение такого рода задач требует значительных затрат машинного времени (до нескольких суток, иногда больше).

Обоснованный выбор параметров для работы алгоритма квадрдерева возможен с помощью предварительной процедуры двумерного БВП с функциями Хаара, которая выполняется с целью разложения анализируемого поля на составляющие, отвечающие разноглубинным фрагментам аппроксимационной конструкции. Выде-

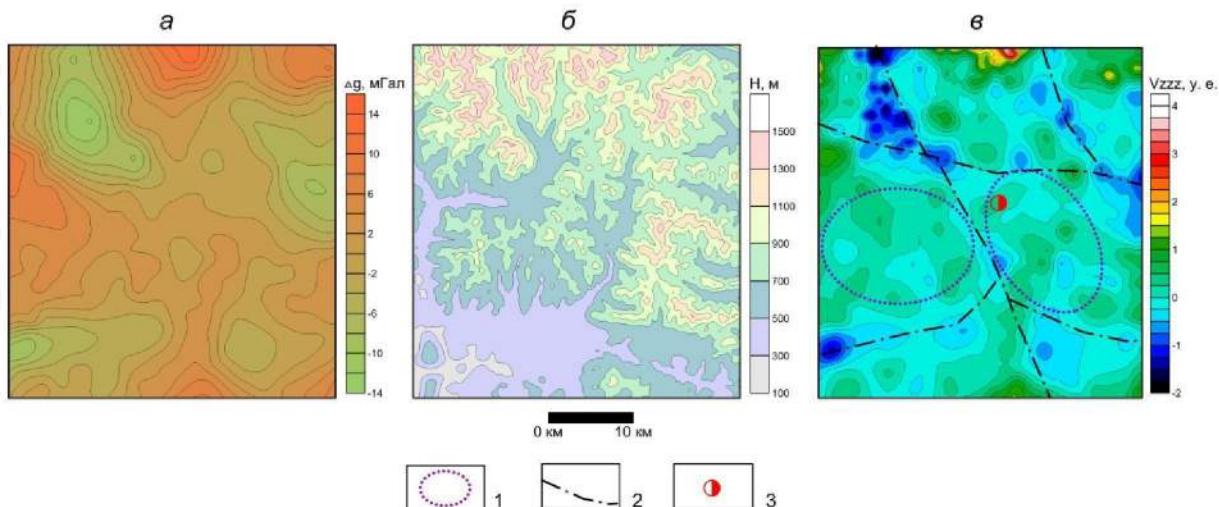
ление сингулярностей анализируемого поля позволяет провести приближенную экспресс-оценку качества истокообразной аппроксимации  $\varepsilon$  при заданном количестве источников  $k$  [8].

Поясним работу алгоритма на практическом примере: площадь исследований размером  $1600 \text{ км}^2$  расположена в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; колебания высот рельефа земной поверхности составляют 178 - 1533 м; гравитационное поле  $g$ , заданное в  $m=16384$  точках с шагом  $\Delta = 350 \text{ м}$ , изменяется в диапазоне от -12.1 до 13.0 мГал (рис. 6, *a, б*). Рассчитанная аппроксимационным методом 2-я вертикальная производная поля  $V_{zzz}$  позволила выделить локальные геоплотностные неоднородности, связанные с разрывными нарушениями и не выходящими на дневную поверхность интрузиями диоритов вблизи золоторудного месторождения (рис. 6, *в*).

Результаты оценок точности аппроксимации с помощью БВП приведены в графах 1-3 табл. 2, фактическая точность – в графах 4,5 табл. 2. Время одного цикла вычислений (для заданного порога  $\delta$ ) составило порядка 10–20 с.

В результате применения описанного выше алгоритма для  $j_n=5$  построена сеточная модель, состоящая всего из  $k=3980$  источников (шаров), размещенных на глубинах от 350 до 5600 м от земной поверхности. Данная модель обеспечивает точность решения  $\varepsilon = \pm 0.21 \text{ мГал}$ . По мере движения снизу вверх плотность заполнения сеток элементарными источниками заметно уменьшается, при этом отмечается сгущение источников в плане вблизи участков, характеризующихся наиболее сложным характером моделируемой компоненты поля.

Особый интерес представляет собой использование этого алгоритма при формировании баз данных в геоинформационных системах. Вместо массива значений наблюданного поля предлагается сохранять его аппроксимацию (т.е. параметры эквивалентных источников), имеющую существенно меньшую размерность.



**Рис. 6.** Карты изоаномал гравитационного поля  $\Delta g$  (а); изогипс рельефа местности (б); изолиний 2-й вертикальной производной силы тяжести  $V_{zzz}$  на уровне 2 км (в): 1 – контуры интрузий диоритового состава; 2 – разрывные нарушения; 3 – золоторудное месторождение

**Таблица 2.** Параметры БВП и истокообразной аппроксимации гравитационного поля золоторудного месторождения

Пороговое значение $\delta$ , мГал	Процент отброшенных коэффициентов $d'_{k,l}/\sum d_{k,l}$ , %	Погрешность БВП $\varepsilon^*$ , мГал	Отношение $k/m$ , %	Погрешность истокообразной аппроксимации $\varepsilon$ , мГал
1	2	3	4	5
0.3	70.4	±0.11	20.9	±0.18
0.4	76.7	±0.14	13.9	±0.21
0.5	81.0	±0.16	10.1	±0.24
0.7	87.0	±0.22	5.8	±0.30
1.0	90.9	±0.28	3.6	±0.40

Аппроксимация обеспечивает возможность восстановления поля в произвольно выбранных точках пространства вне источников, а также выполнение асимптотически оптимальных по точности трансформаций, учитывающих характер рельефа поверхности наблюдений.

### Применение вейвлет-анализа для оценки эффективной намагниченности горных пород верхней части разреза

Результаты измерений напряженности магнитного поля, выполненных в горных областях с интенсивным эфузивным магматизмом, содержат специфические искажения, обусловленные влиянием не-

однородно намагниченного расчлененного рельефа земной поверхности. Эти искажения фиксируются визуально, в виде магнитных аномалий, имеющих ярко выраженную корреляцию с отдельными формами рельефа земной поверхности (хребет, впадина и т.п.). Для учета этих искажений, по аналогии с гравиразведкой, необходим ввод поправок за влияние магнитного рельефа, который в свою очередь требует сведений о пространственном распределении эффективной намагниченности горных пород  $J_{\text{эф}} = J_{\text{эф}}(x, y)$  верхней части разреза [16]. Следует отметить, что возможности традиционных методов определения эффективной намагниченности горных пород в естественном залега-

ни, базирующихся на корреляции амплитуд магнитного поля и высот рельефа [14], часто весьма ограничены.

Предлагается принципиально новый алгоритм оценки эффективной намагниченности верхней части геологического разреза, базирующийся на вейвлет-преобразовании [9]. Алгоритм определения  $J_{\text{эф}} = J_{\text{эф}}(x, y)$  основан на сопоставлении между собой относящихся к единому уровню высот «наблюденного» поля  $\Delta Z$  и топопоправок  $\delta Z_p$  (вычисленных при постоянной намагниченности  $J_0 = \text{const}$ ) с использованием БВП с нестандартными двухмерными функциями Хаара (рис. 5). Корреляция (в широком смысле) сингулярностей магнитного поля и топопоправок предопределяет возможность «локального» определения величины эффективной намагниченности по соотношению амплитуд этих параметров. Очевидно, что в случае пространственного совпадения сингулярностей  $\Delta Z$  и  $\delta Z_p$  соотношение их амплитуд  $\eta = \Delta Z / \delta Z_p$  в каждой точке будет линейно связано с величиной  $J_{\text{эф}}/J_0$ .

На каждом из  $k$  уровней синтеза алгоритма строятся соответствующие приближения пространственного распределения  $J_{\text{эф}}^k$ . Полученные результаты циклически суммируются друг с другом, таким образом, методом последовательных приближений, строится карта  $J_{\text{эф}}$ .

Важную роль в процессе определения  $J_{\text{эф}}$  играют пороговые значения, ниже которых соответствующие вейвлет-коэффициенты обнуляются, т.е. принимается отсутствие сингулярностей в данной подобласти. Эти пороговые значения могут быть либо фиксированными («жесткими») во всем пространстве ортонормированных функций, либо плавающими, т.е. определяться исходя из дисперсии этих коэффициентов раздельно для каждого уровня. «Жесткие» пороговые значения для вейвлет-коэффициентов имеют четкий физический смысл и могут быть увязаны с минимально аномальными эф-

фектами в исходном магнитном поле и в поле топопоправок.

Сам процесс БВП не требует значительных вычислительных затрат, поэтому после выполнения нескольких пробных циклов расчета можно выбрать некоторые пороговые значения вейвлет-коэффициентов (как правило, различные для поля  $\Delta Z$  и топопоправок  $\delta Z_p$ ), обеспечивающие достаточную точность восстановления сигналов при исключении от 70 до 80-90% коэффициентов их общего числа. Эти «малоамплитудные» коэффициенты отождествляются с помехами и полностью исключаются из процесса синтеза сигнала.

Применение БВП налагает определенные требования на исходные данные – число строк и столбцов матрицы сигнала должно выражаться числом  $2^N$ , где  $N$  – целые числа. Чтобы избежать потери информации или избыточной детализации данных аэромагнитной съемки (шаг сети исходных матриц магнитного поля изменять нежелательно), требуется предварительно проводить экстраполяцию данных.

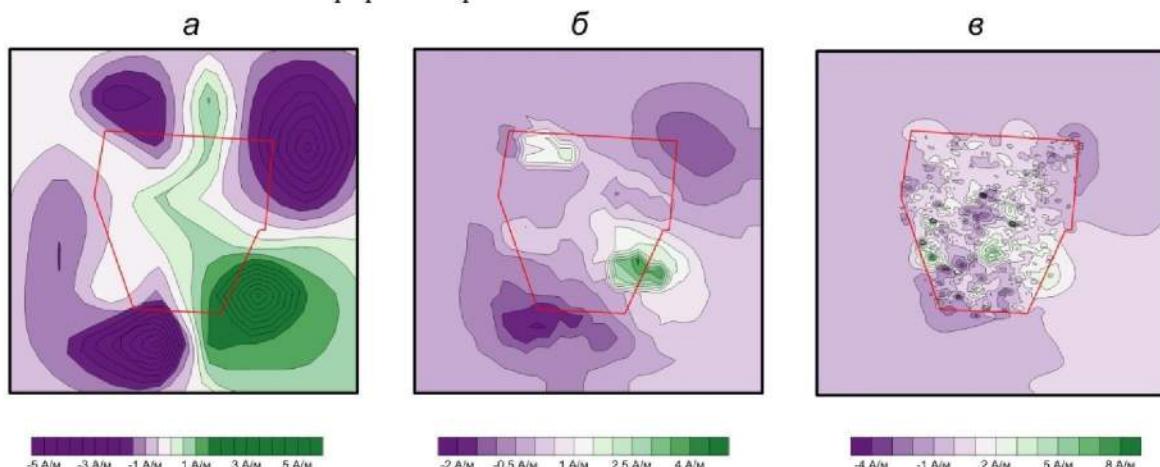
Для магнитных полей со сложной морфологией возможно выполнение предварительной фильтрации – усреднения в скользящих окнах малого размера, нелинейного сглаживания и процедуры отсева «ураганных» значений. Известно, что напряженность магнитного поля и намагниченность горных пород характеризуются логнормальным законом распределения [3]. С целью фильтрации помех выполняется логарифмирование всех результативных значений эффективной намагниченности, которое приводит распределение данных к нормальному, обладающему математическим ожиданием  $M$  и дисперсией  $D$ . Отбраковка «ураганных» значений может проводиться по трем схемам: «сильной», «средней» и «слабой»: соответственно «ураганные» значения параметра заменяются на граничные для интервалов  $[-\sqrt{D}, \sqrt{D}]$ ,  $[-2\sqrt{D}, 2\sqrt{D}]$  и  $[-3\sqrt{D}, 3\sqrt{D}]$ .

Рассмотрим практический пример оценки  $J_{\text{эф}}$  по данным аэромагнитной съемки масштаба 1:100 000 для Юнаринской площади (около 14 000 кв. км), расположенной в юго-западной части Тунгусской синеклизы. Перепад высот рельефа составляет около 700 м. Сведения о физических свойствах весьма незначительны. Туфогенные образования нижнего триаса практически немагнитны, однако на участках проявления гидротермально-метасоматических изменений их намагниченность возрастает (в среднем течении р. Ниж. Тунгуска, среди практически немагнитных туфогенных образований встречаются породы с намагниченностью до 1.0 А/м). Повышенной намагниченностью обладают туфопесчаники, туфоалевролиты – 0.1 – 3.6 А/м, у агломератовых туфов намагниченность достигает 6.0 А/м.

Большую роль в формировании верхней части разреза играют интрузивные траппы нижнего триаса, образующие пластовые тела, реже дайки. Многоярусные пластовые интрузии обуславливают наличие магнитных аномалий, коррелирующих с положительными формами рель-

феа. Намагниченность интрузивных траппов от 0.1 до 5.0 А/м. Отмечается наличие обратнонамагниченных траппов, создающих магнитные аномалии отрицательного знака, их намагниченность составляет от 0.1 до 3 А/м.

При выполнении БВП число отбракованных коэффициентов для обоих параметров превысило 80 %, т.е. анализировались ярко выраженные сингулярности полей. На рис. 7 приведены результаты определения  $J_{\text{эф}}$  на различных масштабах при фиксированных порогах усечения вейвлет-ряда. Во всех случаях использовались сглаживание и процедура исключения «ураганных» значений. Число точек, в которых отмечалось наличие грубых погрешностей, не превышало 0.02 % общего числа. Таким образом, с помощью БВП удалось получить петромагнитную характеристику верхней части разреза исследуемой площади, что позволило подавить влияние пород трапповой формации на результаты аэромагнитных измерений и выявить ряд аномалий, обусловленных глубинными источниками [2].



**Рис. 7.** Карты эффективной намагниченности  $J_{\text{эф}}$  горных пород верхней части разреза Юнаринской площади, построенные с использованием БВП: разномасштабные приближения  $J_{\text{эф}}$ : а – уровень 1 (сеть 36.5×36.5 км); б – уровень 3 (сеть 8.25×8.25 км); в – уровень 6 (сеть 1×1 км); красный контур – площадь аэромагнитной съемки масштаба 1:100 000

Следует заметить, что описанный выше алгоритм может использоваться и для определения переменной плотности промежуточного слоя при вычислении грави-

ационных аномалий в редукции Буге [18].

## Заключение

Для многих исследователей, работающих в различных областях науки, и инженеров-практиков уже очевидны красота вейвлет-преобразования и его практическая польза. Несомненный интерес представляет использование вейвлетов в области интерпретации данных гравиразведки, магниторазведки и других геофизических методов. Представленная статья отражает лишь первый, весьма ограниченный, опыт применения этого мощного инструмента к анализу ограниченных фрактальных множеств, образованных геометрическими параметрами геологических тел и дискретными значениями потенциальных полей.

Неоценимыми преимуществами вейвлет-преобразования применительно к задачам прикладной геофизики являются: возможность получения независимой разномасштабной (иерархически структурированной) информации; сохранение привязки выявляемых спектральных и иных особенностей сигналов к пространственным координатам; возможность широкого выбора базисных функций, отвечающих свойствам исследуемого сигнала; отсутствие ограничений, налагаемых свойством стационарности (однородности) сигнала, присутствующих в классических методах спектрального анализа; экономичность вычислительных схем. В частности, вейвлеты могут использоваться при решении прогнозно-поисковых геологических задач в сочетании с различными алгоритмами распознавания образов; для оптимизации картографического представления разнородной геофизической информации (т.н. кратномасштабное представление контуров); при томографической псевдоинверсии гравитационного и магнитного полей.

## Библиографический список

1. Блох Ю.И. Проблема адекватности интерпретационных моделей в гравиразведке и магниторазведке // Геофизический вестник. 2004. № 6. С. 10–15.
2. Булах Е.Г. Прямые и обратные задачи гравиметрии и магнитометрии. Киев: Наук. думка, 2010. 463 с.
3. Вахромеев Г.С. Основы методологии комплексирования геофизических исследований при поисках рудных месторождений. М.: Недра, 1973. 152 с.
4. Гольдшмидт В.И. Оптимизация процесса количественной интерпретации данных гравиразведки. М.: Недра, 1984. 184 с.
5. Гравиразведка: справочник геофизика / под ред. Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1990. 607 с.
6. Долгаль А.С. Использование быстрого вейвлет-преобразования при решении прямой задачи гравиразведки // Докл. Академии наук. 2004. Т. 399, № 8. С. 1177–1179.
7. Долгаль А.С., Пугин А.В. Построение аналитических аппроксимаций геопотенциальных полей с учетом их фрактальной структуры // Докл. Академии наук. 2006. Т. 410. С. 1152–1155.
8. Долгаль А.С., Симанов А.А. Применение кратномасштабного вейвлет-анализа при аналитических аппроксимациях геопотенциальных полей // Докл. Академии наук. 2008. Т. 418, № 2. С. 256–261.
9. Долгаль А.С., Червоный Н.П. Учет влияния рельефа земной поверхности при аэромагнитных измерениях // Геоинформатика. 2008. № 2. С. 58–66.
10. Дремин И.М., Иванов О.В., Нечитайло В.А. Вейвлеты и их использование // Успехи физических наук. 2001. Т. 171, № 3. С. 465–501.
11. Дьяконов В.П. Вейвлеты. От теории к практике. М: СОЛОН\_Р, 2002. 448 с.
12. Кобрунов А.И. Математические основы теории интерпретации геофизических данных: учеб. пособие. М.: ЦентрЛит-НефтеГаз, 2009. 288 с.
13. Кризский В.Н., Харитонов И.В. Вейвлет-анализ данных геоэлектроразведки постоянным током // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: материалы 35-й сессии Междунар. научн. семинара им. Д.Г. Успенского. Сыктывкар, 2007. С. 159–161.
14. Магниторазведка: справочник геофизика / под ред. Б.Е. Никитекого, Ю.С. Глебовского. 2-е изд., перераб. и доп. М., 1990. 470 с.

15. Матусевич А.В. Объемное моделирование геологических структур на ЭВМ. М.: Недра, 1988. 184 с.
16. Методические рекомендации по средней и крупномасштабной магнитной картофографии/ НПО «Рудгеофизика». Л., 1990. 84 с.
17. Морозов А.Д. Введение в теорию фракталов / Институт компьютерных исследований. Ижевск, 2002. 160 с.
18. Новикова П.Н. Оценка плотности пород верхней части геологического разреза с использованием вейвлет-преобразования // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: матер. регион. науч.-практ. конф / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2009. С. 231–235.
19. Ремпель Г.Г. Актуальные вопросы методики введения поправок, связанных с рельефом местности в данные гравиразведки и магниторазведки// Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1980. № 12. С. 75–89.
20. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наук. думка, 1978. 227 с.
21. Столниц Э., Де Роуз Т., Салезин Д. Вейвлеты в компьютерной графике: пер. с англ./ НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика». Ижевск, 2002. 272 с.
22. Страхов В.Н. О геофизическом «диалекте» универсального «языка» естественных наук: сб. науч. тр. В 2 т. М.: ОИФЗ РАН, 2002. Т 1. 100 с.
23. Страхов В.Н., Лучицкий А.И. Решение прямой задачи гравиметрии и магнитометрии для некоторых классов распределения масс // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1980. №10. С. 48–64.
24. Сунгатуллин Р.Х. Интегральная геология. Казань, 2006. 142 с.
25. Утемов Э.В., Нургалиев Д.К. "Естественные" вейвлет-преобразования гравиметрических данных: теория и приложения //Физика Земли. 2005. №4. С. 88–96.
26. Христофоров А.В., Абросимова И.С., Христофорова Д.А. Использование вейвлет-анализа для комплексной интерпретации аномалий теплового и гравитационного полей// Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: материалы XXXVI сессии Междунар. научн. семинара им. Д.Г. Успенского. Казань, 2009. С. 125.
27. Штокаленко М.Б., Алексеев С.Г. Вейвлет-преобразования с физическим смыслом// Матер. 34-й сессии Междунар. науч. семинара им. Д. Г. Успенского. М., 2007. С. 293–297.

## Modeling of Geological Objects and Geophysical Fields Using Haar Wavelets

**A.S. Dolgal**

Mining Institute of Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 78A Sibirskaya Str., 614007 Perm, Russia. E-mail: dolgal@mi-perm.ru

This article is a presentation of application of the fast wavelet transform with basic Haar functions for modeling the structural surfaces and geophysical fields, characterized by fractal features. The multiscale representation of experimental data allows reducing significantly a cost of the processing of large volume data and improving the interpretation quality. This paper presents the algorithms for sectionally prismatic approximation of geological objects, for preliminary estimation of the number of equivalent sources for the analytical approximation of fields, and for determination of the rock magnetization in the upper part of the geological section.

**Key words:** *fractal, aggregate, basic function, Haar wavelet, approximation, field, anomaly, geological object.*

## References

1. Blokh Yu.I. 2004. Problema adekvatnosti interpretatsionnykh modeley v gravirazvedke i magnitorazvedke [Problem of model adequacy in gravimetry and magnetometry]. Geofizicheskiy vestnik, 6: 10-15.
2. Bulakh E.G. 2010. Pryamye i obratnye zadachi gravimetrii i magnitometrii [Forward and inversion problems of gravimetry and magnetometry]. Kiev, Naukova Dumka, p. 463.
3. Vakhromeev G.S. 1973. Osnovy metodologii kompleksirovaniya geofizicheskikh issledovaniy pri poiskakh rudnykh mestorozhdeniy [Introduction to methodology of integrated geophysical investigation for exploration of mineral deposits]. Moskva, Nedra, p. 152.
4. Goldshmidt V.I. 1984. Optimizatsiya protsessa kolichestvennoy interpretatsii dannykh gravirazvedki [Optimization of process of quantitative interpretation of the gravity data]. Moskva, Nedra, p. 184.
5. Gravirazvedka: spravochnik geofizika [Gravimetry: handbook of geophysicist]. Eds. Mudretsova E.A., Veselov K.E. Moskva, Nedra, p. 607.
6. Dolgal A.S. 2004. Ispolzovanie bystrogogo wavelet-preobrazovaniya pri reshenii pramykh zadachi gravirazvedki [Usage of fast wavelet transform for solution of gravity forward problem]. Dokl. Akademii nauk, 399 (8): 1177-1179.
7. Dolgal A.S., Pugin A.V. 2006. Postroenie analiticheskikh approksimatsiy geopotentsialnykh poley s uchetom ikh fraktalnoy struktury [Construction of analytical approximation of geopotential fields taking into account their fractal structure]. Dokl. Akademii nauk, 410: 1152-1155.
8. Dolgal A.S., Simanov A.A. 2008. Primenenie kratnomasshtabnogo wavelet-analiza pri analiticheskikh approksimatsiyakh geopotentsialnykh poley [Usage of multiple scale wavelet analysis for analytical approximation of geopotential fields]. Dokl. Akademii nauk, 418 (2): 256-261.
9. Dolgal A.S., Chervony N.P. 2008. Uchet vliyaniya relyefa zemnoy poverkhnosti pri aeromagnitnykh izmereniyakh [Topography corrections for aeromagnetic survey]. Geoinformatika, 2: 58-66.
10. Dremin I.M., Ivanov O.V., and Nechitaylo V.A. 2001. Wavelets i ikh ispolzovanie [Wavelets and their application]. Uspekhi fizicheskikh nauk, 171 (3): 465-501.
11. Dyakonov V.P. 2002. Wavelets. Ot teorii k praktike [Wavelets. From theory to practice]. Moskva, SOLON\_R, p. 448.
12. Kobrunov A.I. 2009. Matematicheskie osnovy teorii interpretatsii geofizicheskikh dannykh [Mathematical basics of theory of geophysical data interpretation]. Moskva, TsentrLit-NeftGaz, p. 288.
13. Krizskiy V.N., Kharitonov I.V. 2007. Wavelet-analiz dannykh geoelektrorazvedki postoyannym tokom [Wavelet analysis of the DC resistivity data]. In Voprosy teorii i praktiki geologicheskoy interpretatsii gravitatsionnykh, magnitnykh i elektricheskikh poley. Materialy 35<sup>th</sup> sessii Mezhdunar. Nauch. Seminara im. D.G. Uspenskogo, pp. 159-161.
14. Magnitorazvedka: spravochnik geofizika [Magnetometry: handbook of geophysicist]. Eds. Nikitskiy B.E., Glebovskiy Yu.S. Moskva, 1990, p. 470.
15. Matusevich A.V. 1988. Obyomnoe modelirovanie geologicheskikh struktur na EVM [3D modeling of the geological structures using computer]. Moskva, Nedra, p. 184.
16. Metodicheskie rekomendatsii po sredne- i kratnomasshtabnoy magnitnoy kartografii [Methodical recommendations on the medium- and large-scale magnetic mapping]. NPO "Rudgeofizika". Leningrad, 1990, p. 84.
17. Morozov A.D. 2002. Vvedenie v teoriyu fraktalov [Introduction to fractals theory]. Izhevsk, Institut kompyuternykh issledovaniy, p. 160.
18. Novikova P.N. 2009. Otsenka plotnosti porod verkhney chasti geologicheskogo razreza s ispolzovaniem wavelet-preobrazovaniya [Assessment of rock density of upper part of geological section using wavelet transform]. In Geologiya i poleznye iskopaemye Zapadnogo Urala. Materialy region. nauch.-prakt. konf. Perm, Perm State Univ., 2009, pp. 231-235.
19. Rempel G.G. 1980. Aktualnye voprosy metodiki vvedeniya popravok, svyazannykh s reliefom mestnosti v dannye gravirazvedki i magnitorazvedki [Actual problems of methodology of gravimetry and magnetometry corrections related to the surface relief]. Izv. AN USSR. Seria Fizika Zemli, 12: 75-89.
20. Starostenko V.I. 1978. Ustoichivye chislennye metody v zadachakh gravimetrii [Stable numerical methods in the gravimetry problems]. Kiev, Naukova Dumka, p. 227.
21. Stoltz E.J., DeRous T.D., and Salesin D.H. 1996. Wavelets for Computer Graphics:

- Theory and Applications. Morgan Kaufmann Publishers, San Francisco.
22. *Strakhov V.N.* 2002. O geofizicheskem "dialekte" universalnogo "yazyka" estestvennykh nauk [About the geophysical "dialect" of universal language of natural sciences]. T. 1. Moskva, OIFZ RAN, p. 100.
23. *Strakhov V.N., Luchitskiy A.I.* 1980. Reshenie pryamoy zadachi gravimetrii i magnitometrii dlya nekotorykh klassov raspredeleniya mass [Solution of forward problem of gravimetry and magnetometry for some examples of mass distribution]. Izv. AN USSR, Seria Fizika Zemli, 10: 48-64.
24. *Sungatullin R.Kh.* 2006. Integralnaya geologiya [Integral geology]. Kazan, p. 142.
25. *Utemov E.V., Nurgaliev D.K.* 2005. "Estestvennye" wavelet-preobrazovaniya gravimetricheskikh dannykh: teoriya i prilozheniya ["Natural" wavelet transforms of gravity data: theory and application]. Fizika Zemli, 4: 88-96.
26. *Khristoforov A.V., Abrosimova I.S., and Khristoforova D.A.* 2009. Ispolzovanie wavelet-analiza dlya kompleksnoy interpretatsii anomaliy teplovogo i gravitatsionnogo poley [Application of wavelet analysis for integrated interpretation of anomalies of thermal and gravitational fields]. In: Voprosy teorii i praktiki geologicheskoy interpretatsii gravitatsionnykh, magnitnykh i elektricheskikh poley. Materialy XXXVI Sessii Mezhdunar. nauchn. seminara im. D.G. Uspenskogo. Kazan, p. 125.
27. *Shtokalenko M.B., Alekseev S.G.* 2007. Wavelet-preobrazovaniya s fizicheskim smyslom [Wavelet transforms with Physical meaning]. Materialy 34<sup>th</sup> sessii Mezhdunar. nauchn. seminara im. D.G. Uspenskogo. Moskva, pp. 293-297.

# ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.832

### Определение пористости карбонатных коллекторов по данным нейтронного каротажа

**В.Н. Косков**

Пермский национальный исследовательский политехнический университет, 614990, Пермь, Комсомольский пр., 29

E-mail: koskov.vn@yandex.ru

(Статья поступила в редакцию 20 марта 2014 г.)

Изложена методика определения пористости карбонатных коллекторов при подсчёте запасов нефти и газа по диаграммам НГК и ННКт с использованием единой зависимости.

**Ключевые слова:** *нейтронный каротаж, пористость, карбонатные коллекторы.*

Для определения пористости в карбонатных пластах-коллекторах при подсчёте запасов углеводородного сырья наиболее часто используются две модификации нейтронного каротажа (НК): НГК – нейтронный гамма-каротаж и ННКт – нейтрон-нейтронный каротаж по тепловым нейтронам. Показания нейтронного каротажа зависят в основном от содержания водорода в скелете горной породы. Некоторое влияние оказывают химический состав и плотность скелета породы, диаметр скважины, наличие глинистой корки на стенках скважины, литологический состав породы, термобарические условия и т.д. Влияние этих факторов незначительно и практически не требует внесения поправок в показания НК. Наибольшее влияние оказывает минерализация скважинной жидкости ( $C_m$ ) из-за присутствия хлора с аномальным сечением поглощения нейтронов в буровом растворе и в прилегающих к скважине частях пласта-коллектора. Необходимость введения по-

правки за минерализацию наблюдается лишь в случаях, когда  $C_m$  составляет 20 г/л и более (минерализация скважинной жидкости принимается равной средней минерализации смеси фильтрата бурового раствора и пластовых флюидов).

Надёжное определение пористости требует использования двойного разностного параметра  $\Delta J_{\text{НК}}$ :

$$\Delta J_{\text{НК}} = (J_{\text{НК}}^{\text{пл}} - J_{\text{НК}}^{\text{мин}}) / (J_{\text{НК}}^{\text{ макс}} - J_{\text{НК}}^{\text{мин}})$$

и проведения измерений против двух опорных пластов с известными свойствами ( $J_{\text{НК}}^{\text{мин}}$  и  $J_{\text{НК}}^{\text{ макс}}$ ) и против пласта-коллектора  $J_{\text{НК}}^{\text{пл}}$ . В качестве опорных горизонтов принимаются показания НК против плотных карбонатных пород (непроницаемых известняков и доломитов) интенсивностью  $J_{\text{НК}}^{\text{ макс}}$ , например, против известняков башкирского и турнейского ярусов и показания НК против глинистых пород интенсивностью  $J_{\text{НК}}^{\text{мин}}$ , например, против глинистых пород верейского и тульского горизонтов.

## Определение пористости по НГК

Для получения значения  $\Delta J_{\text{НГК}}$  используют по аналогии вышеупомянутую формулу

$$\Delta J_{\text{НГК}} = (J_{\text{НГК}}^{\text{на}} - J_{\text{НГК}}^{\text{мин}}) / (J_{\text{НГК}}^{\text{ макс}} - J_{\text{НГК}}^{\text{мин}}).$$

При проведении НГК регистрируется сумма собственного нейтронного гаммаизлучения и естественного фона по ГК. Поэтому во все эти суммарные величины вводятся поправки на глинистость с кривой ГК с учётом аппаратурного коэффициента  $k$  путём их вычитания из показаний НГК [1]. При использовании радиокаротажной аппаратуры с ламповыми счетчиками  $k = 0,625$ , со сцинтилляционными счетчиками  $k = 0,3$  (аппаратура ДРСТ-1) или  $k = 0,2$  (аппаратура ДРСТ-3).

Для определения  $K_n$  по НГК используют зависимость  $\Delta J_{\text{НГК}} = f(K_n)$ , построенную по данным керновых исследований для изучаемого месторождения.

## Определение пористости по ННКт

При определении  $K_n$  по диаграммам ННКт используется методика интерпретационного обеспечения аппаратуры радиоактивного каротажа РКС-3, основанная на применении зависимости показаний ННКт, составленных по результатам замеров на моделях пластов, от пористости пород по керну. По этой методике интерпретируют не саму кривую ННКт, а кривую водородосодержания  $W$  (кривую пористости на ди-

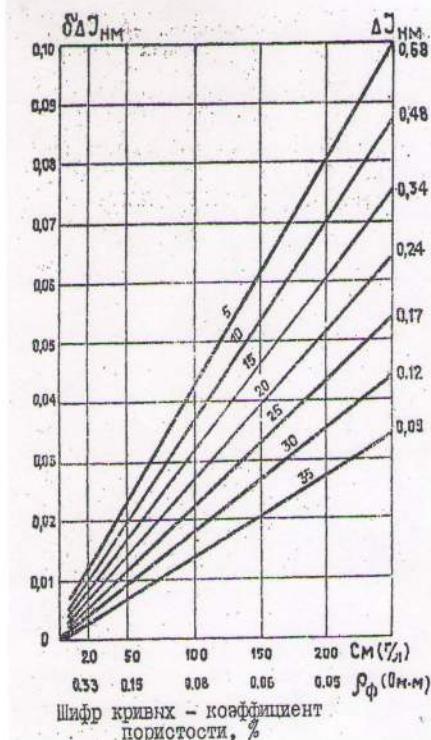
аграмме ННКт) с последующим учётом ряда поправок.

Существенным недостатком такой оценки пористости является игнорирование промысловогеофизических особенностей горных пород, отвечающих конкретному геологическому объекту. Она ориентирована на некую усреднённую (универсальную для любых отложений) модель пласта.

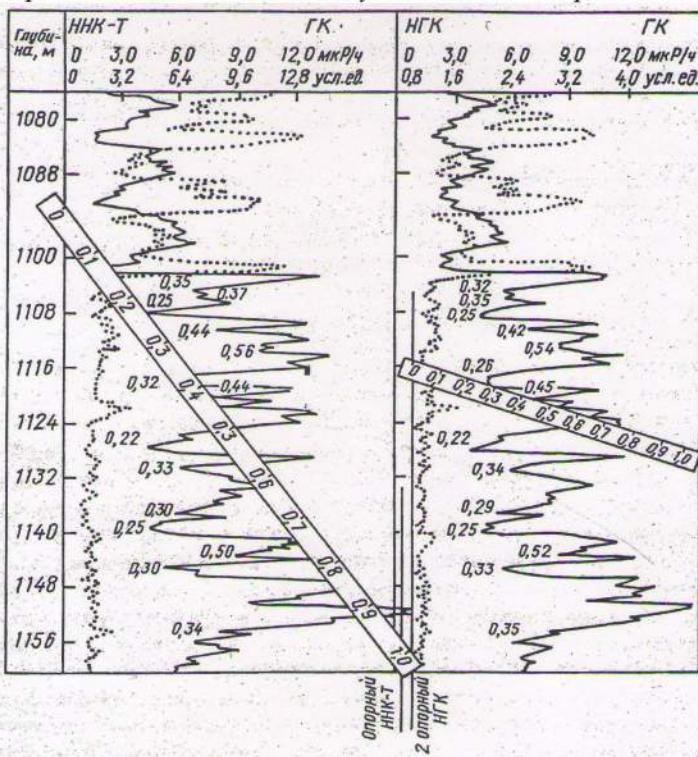
Для получения более достоверных значений  $K_n$  необходимо использовать результаты анализа керна по конкретному месторождению. Поэтому была рассмотрена возможность использования единой зависимости  $\Delta J_{\text{НК}} = f(K_n)$  для определения пористости по величинам двойного разностного параметра, установленного как по диаграммам НГК, так и по диаграммам ННКт. Принятие таких мер диктовалось и тем, что при подсчёте запасов нефти и газа какого-либо месторождения обычно присутствуют как диаграммы НГК (старый фонд скважин), так и диаграммы ННКт новых скважин. В связи с этим была предпринята попытка сопоставить значения  $\Delta J_{\text{НК}}$ , определённые для одних и тех же пластов-коллекторов по ряду скважин месторождений Пермского Прикамья как по НГК, так и по ННКт. Так как при ННКт фон ГК практически равен нулю (в отличие от НГК), значения  $\Delta J_{\text{ННКт}}$  уточнялись лишь за счёт введения поправки  $\delta \Delta J_{\text{ННКт}}$  за минерализацию скважинной жидкости.

**Таблица 1. Пример определения поправок  $\delta \Delta J_{\text{ННКт}}$  за минерализацию скважинной жидкости для башкирских карбонатных отложений Шумовского месторождения**

$\rho_{\phi}$ , ом·м	$C_m$ , г/л	Для $K_n (W_{\text{пер}}) = 10\%$				Для $K_n (W_{\text{пер}}) = 20\%$			
		$K_n^{\text{исп}}$ , %	$\Delta K_n$ , %	$\Delta J_{\text{ННКт}}^{\text{исп}}$	$\delta \Delta J_{\text{ННКт}}$	$K_n^{\text{исп}}$ , %	$\Delta K_n$ , %	$\Delta J_{\text{ННКт}}^{\text{исп}}$	$\delta \Delta J_{\text{ННКт}}$
-	0	10,0	0	0,480	0	20,00	0	0,241	0
0,33	20	9,7	0,30	0,490	0,010	19,58	0,42	0,248	0,007
0,15	50	9,4	0,60	0,500	0,020	19,18	0,82	0,255	0,014
0,08	100	8,93	1,07	0,517	0,037	18,46	1,54	0,268	0,027
0,06	150	8,46	1,54	0,534	0,054	17,82	2,18	0,280	0,039
0,05	200	8,03	1,97	0,550	0,070	17,17	2,83	0,293	0,052



**Рис.1.** Палетка для введения поправок за минерализацию скважинной жидкости в показания ННКт для башкирских карбонатных отложений Шумовского месторождения



**Рис. 2.** Сопоставление результатов определения пористости карбонатных коллекторов по диаграммам НГК и ННКт (скв. 41, Чайковская площадь, линии опорных пластов проведены с учётом влияния минерализации скважинной жидкости и фона естественного гаммаизлучения; для оперативного снятия показаний  $\Delta J_{\text{НК}}$  применялась масштабная линейка, разбитая в долях двойного разностного параметра от 0 до 1)

Величина её определялась по номограмме для фиксированных значений  $C_m$  или  $\rho_f$  по кривой регистрируемой  $W_{per}$ . По разности  $W_{per} - K_n$  определяют величину изменения пористости  $\Delta K_n$  и соответствующую ей поправку  $\delta\Delta J_{HKt}$  (см. таблицу).

На основе таблицы была построена палетка (см. рис.1), обеспечивающая удобство при определении поправок на практике. Например, при интерпретации диаграммы ННКт в скважине, пробуренной на солёном растворе с удельным сопротивлением 0,08 Ом·м (что соответствует минерализации скважинной жидкости 100 г/л), для пласта-коллектора с  $\Delta J_{HKt} = 0,27$  величина поправки  $\delta\Delta J_{HKt} = 0,03$ . Отсюда исправленное значение  $\Delta J_{HKt}^{ испр. } = 0,30$ , что соответствует определённому значению пористости по зависимости  $\Delta J_{HK} = f(K_n)$  для конкретного месторождения (в частности, для Шумовского месторождения с зависимостью  $K_n = -33,4 \lg\Delta J_{HK} - 0,64$   $K_n = 16,8 \%$ ).

Установлено, что значения  $\Delta J_{HK}$ , определённые по НГК и ННКт, практически совпадают (см. рис.2).

## Выводы

- Доказана возможность использования зависимости  $\Delta J_{HK} = f(K_n)$  в качестве единой зависимости определения пористости по диаграммам НГК и ННКт.
- Предлагаемая методика использования единой зависимости позволяет более объективно и достоверно оценивать пористость карбонатных коллекторов при подсчёте запасов углеводородного сырья.

## Библиографический список

1. Косков В. Н., Косков Б.В. Геофизические исследования скважин и интерпретация данных ГИС: учеб. пособие / Перм. гос. техн. ун-т. Пермь, 2007. 317 с.
2. Методические указания по проведению измерений и основам интерпретационного обеспечения аппаратуры радиоактивного каротажа РКС-3 (К4-823) / ВНИИНефтепромгеофизика. Уфа, 1988.

# Estimation of the Carbonate Reservoirs Porosity Using the Neutron Logging Data

V.N. Koskov

Perm National Research Polytechnical University, 29 Komsomolsky Pr., 614990, Perm, Russia E-mail: koskov.vn@yandex.ru

The article presents a methodology for determining the porosity of carbonate reservoirs for evaluation of oil and gas reserves using a single dependence for neutron-gamma and neutron-neutron logs.

Key words: *neutron logging, porosity, carbonates reservoirs.*

## References

1. Koskov V.N., Koskov B.V. 2007. Geofizicheskie issledovaniya skvazhin i interpretatsiya dannykh GIS [Geophysical borehole investigations and data interpretation]. Perm, Perm State Tech. Univ., p. 317.
2. Metodicheskie ukazaniya po provedeniyu izmereniy i osnovam interpretatsii obe-

specheniya apparatury radioaktivnogo karotazha RKS-3 (К4-823) [Methodical instruction for conducting the measurements and on the basics of data interpretation of radioactive logging instrument RKS-3 (К4-823)]. Ufa. VNIIНефтепромгеофизика, 1988.

УДК 553.983

## Перспективы и проблемы, связанные с разработкой и добывчей сланцевого газа

**Д.П. Гериш<sup>a</sup>, О.Е. Кочнева<sup>b</sup>**

<sup>a</sup> Пермский государственный национальный исследовательский университет, 614990, Пермь, ул. Букирева, 15. E-mail: denger 47@gmail.com

<sup>b</sup> Пермский национальный исследовательский политехнический университет, 614990, Пермь, Комсомольский пр., 29

E-mail: olgakochneva777@yandex.ru

Описываются основные аспекты добычи сланцевого газа, его происхождение и свойства, анализируются особенности сланцевого газа, отношение к данному виду топлива в Российской Федерации. Отдельно выделены общие проблемы, которые возникают при добывче сланцевого газа. Показаны текущие и прогнозные показатели добычи в США.

**Ключевые слова:** сланцевый газ; проблемы; сланцы; альтернатива; перспективы; добыча; трудности.

В настоящее время возникла необходимость в разработке новых источников энергетических ресурсов и их технологии добычи. В последнее время всеми энерго-зависимыми странами активно развиваются технологии-заменители по производству возобновляемого топлива. Единственным энергоисточником, имеющим на сегодняшний день исключительные качества товара-заменителя, является сланцевый газ.

Сланцевый газ представляет собой разновидность природного газа, хранящегося в виде небольших газовых образований в коллекторах, в сланцевых толщах осадочных пород Земли. Он образуется в результате анаэробных химических процессов. Сланцевый газ состоит преимущественно из метана, но в его состав входят и другие газы с разным процентным содержанием. Его примерному составу отвечает следующее содержание компонентов, %: H<sub>2</sub> 25–40; CH<sub>4</sub> 14–17; CO 10–20; CO<sub>2</sub> 10–20; C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> и другие углеводы 4–5; N<sub>2</sub> 22–25%; O<sub>2</sub> не более 1. Как и любое вещество, сланцевый газ обладает рядом свойств.

Плотность газа колеблется от 0,7 до 0,9 кг/м<sup>3</sup>. Температура газокислородного пламени составляет 2000°C. Низшая теплота сгорания – 12,6–14,3 МДж/м<sup>3</sup> [1, 2].

Запасы сланцевого газа сосредоточены в глинистых сланцах, это те же глины, измененные на большой глубине под действием высоких давлений и температур. Порода теряет пластичность и становится хрупкой и трещиноватой, обладает очень низкой проницаемостью. Сланцы, содержащие газ, – это особые горючие сланцы [7].

В отличие от обычных глинистых сланцев горючие сланцы содержат органическое вещество – кероген, похожий на уголь. Содержание керогена является качественным показателем газовой эффективности сланца. К наиболее термически зрелым сланцам относят месторождения «сухого газа» с керогеном. При оценке месторождений нужно понимать, что объем доступного газа в сланцевом слое прямо пропорционален мощности толщи. Очевидно, что наиболее выгодными являются мощные пласти катагенетически зрелых сланцев. Запасы отдельных газо-

вых коллекторов невелики, но огромны в совокупности и требуют специальных технологий добычи. Сланцевые залежи встречаются на всех континентах, поэтому практически любая энергозависимая страна может себя обеспечить необходимым энергоресурсом [3, 4].

Первая коммерческая газовая скважина в сланцевых пластах была пробурена в США в 1821 г. Вильямом Хартом, который считается в США «отцом природного газа». Первое месторождение сланцевого газа разрабатывалось в штате Техас и использовалось как полигон для испытаний технологии. Первые экспериментальные разработки в области газодобычи из сланца начали проводиться в США компанией Mitchell Energy&Development во главе с Д. Митчеллом с 1980 г. [6].

Масштабное промышленное производство сланцевого газа было начато в начале 2000-х на месторождении Barnett Shale. Высокая себестоимость газа, добываемого газа из сланца, первоначально была связана с тем, что для поисков бурились многочисленные вертикальные скважины, проводился гидроразрыв пласта и откачивался газ. Сочетание вертикального и горизонтального бурения начали использовать только с 2002 г. Применение горизонтального бурения значительно сократило себестоимость добываемого газа [5].

В настоящее время сланцевый газ добывается практически во всех развитых и развивающихся странах и экспортируется в другие страны или используется в собственной промышленности.

Общий объем сланцевого газа, добываемого в течение прошедших 10 лет, эксперты оценивали в 456 трлн м<sup>3</sup>. По данным годового отчета Energy Information Administration (EIA), объем запасов сланцевого газа США на 2011 г. составляет 72 трлн м<sup>3</sup>, из них технически извлекаемые запасы – 24 трлн м<sup>3</sup>. В то же время, по данным Международного энергетического агентства (МЭА), на основании исследований нетрадиционные запасы газа составляют всего 4% доказанных запасов природного газа [8].

В России, по данным отчета компании ОАО «Газпром», нетрадиционные запасы газа составляют 83,7 млрд м<sup>3</sup>. В осадочных породах на Русской плате широко представлены сланцы разной мощности и зрелости, которые могут быть перспективными для разработки. Стоит выделить на Восточно-Европейской платформе Балтийский щит и Польско-Литовскую впадину, находящуюся на территории Польши и Западной Украины, а также Днепровско-Донецкую впадину на территории Украины, обладающие запасами зрелого сланца. На российской части Балтийского щита в Южно-Скандинавской области имеются незрелые сланцы возрастом 2,8 млрд лет, более зрелые сланцы расположены в Центрально-Кольском блоке [3].

В январе 2011 г., заместителем директора Института энергетической стратегии Российской Федерации А. Громовым были названы следующие цифры добычи сланцевого газа в мире: к 2018 г. объем добычи составит 180 млрд м<sup>3</sup> в год, а к 2030 г. добыча сланцевого газа в США будет не более 150 млрд м<sup>3</sup> в год.

Сланцевый газ является разновидностью природного газа, образовавшегося в недрах земли. Современная технология добычи сланцевого газа подразумевает бурение одной вертикальной скважины и нескольких горизонтальных скважин длиной до двух – трех километров. В пробуренные скважины закачивается смесь воды, песка и химикатов, в результате гидроудара разрушаются стенки газовых коллекторов, и весь доступный газ откачивается на поверхность. При бурении горизонтальной скважины важно соблюдать правила бурения, к ним относится, например, выбор правильного угла бурения, соответствующего углу наклона сланцевого пласта. Скважина должна пролегать строго в пределах сланцевого пласта на достаточном расстоянии от его границ, в противном случае метан мигрирует через трещины и другие отверстия в верхний слой осадочных пород. Газовые коллекторы в сланцевом пласте также имеют свои отличия и сконцентрированы в порах

сланца аналогично хранению газа в плотном песке, в виде скоплений возле источника органических веществ подобно метану в угольных пластах и в виде скоплений в природных переломах.

Технология гидроразрыва пласта была разработана в 1953 г. академиком С.А. Христиановичем совместно с Ю.П. Желтовым в Институте нефти АН СССР. Для разработки эффективной технологии горизонтального бурения с гидроразрывом пласта понадобилось около 20 лет экспериментов [4].

Начало добычи сланцевого газа – самое важное событие в энергобизнесе за последние 50 лет. Его результатом стало перепроизводство газа и обвал цен в Северной Америке. В 2009 г. США обогнали Россию по объемам добычи природного газа. По состоянию на 2012 г. газ в США стоит существенно дешевле, чем в России, которая обладает крупнейшими в мире разведанными запасами газа. Дальнейшее падение цен ожидается после строительства мощностей для экспорта сжиженного газа за пределы Северной Америки.

В настоящее время российские компании осознали, что сланцевая революция – это серьезно, а распространение по миру технологий добычи и танкеров со сжиженным газом неизбежно. Минэнерго продолжает убеждать правительство в отсутствии сланцевой угрозы, одновременно утверждая, что сланцы добывать хоть и сложно, невыгодно и неэкологично, но надо. Во-первых, из-за того, что стране неплохо было бы освоить американские революционные технологии, т.е. горизонтальное бурение вместе с гидроразрывом пластов. Во-вторых, сланцевый газ может стать локальным источником энергии в тех регионах, которые не подключены к магистральным газопроводам (северные районы, Дальний Восток, Сибирь) [5].

Пока геологическое изучение горючих сланцев России не проводилось. Нет не только данных о том, сколько может храниться сланцевого газа в недрах России, но даже примерных областей его залежей. Минэнерго предлагает начать разработку

сланцев уже с 2014 г.

Технология добычи сланцевого газа, как любая промышленная технология, подразумевает позитивные и негативные стороны. Существовали мнения, что разработку сланцевых месторождений с использованием глубинного гидроразрыва пласта в горизонтальных скважинах можно проводить в густозаселенных районах (единственной проблемой будет использование тяжелого транспорта), что значительные сланцевые месторождения газа находятся в непосредственной близости от конечных потребителей, что добыча сланцевого газа происходит без потери парниковых газов. Однако после 10 лет эксплуатации скважин были выделены следующие проблемы:

1. Технология гидроразрыва пласта требует крупных запасов воды вблизи месторождений, для одного гидроразрыва используется смесь воды (7500 т), песка и химикатов. В результате вблизи месторождений скапливаются значительные объемы отработанной загрязненной воды, которая не утилизируется добывчиками с соблюдением экологических норм [4].

2. Как показывает опыт разработки Barnett Shale, сланцевые скважины имеют гораздо меньший срок эксплуатации, чем скважины обычного природного газа [2].

3. Формулы химического коктейля для гидроразрыва в компаниях, добывающих сланцевый газ, являются конфиденциальными. По отчетам экологов добыча сланцевого газа приводит к значительному загрязнению грунтовых вод толуолом, бензолом, диметилбензолом, этилбензолом, мышьяком и др. Некоторые компании используют соляно-кислотный раствор, загущенный с помощью полимера, для одной операции гидроразрыва используется 80–300 т химикатов [4].

4. При добыче сланцевого газа имеются значительные потери метана, что приводит к усилению парникового эффекта.

5. Добыча сланцевого газа рентабельна только при наличии спроса и высоких цен на газ [2].

Добыча сланцевого газа в XXI в. еще

только набирает свои обороты, но, несмотря на короткий производственный цикл, пагубно отражается на экологии районов. Этот вид топлива активно заменяет традиционные энергетические источники, такие как природный газ, уголь и даже дизельное топливо. Но технология добычи сланцевого газа требует более безопасного и экологически чистого метода разработки, т.к. оказывается огромное воздействие на биосферу. Для того чтобы начать добывчу топлива, требуются большие затраты, связанные как с природными ресурсами (вода, песок), так и химическими веществами, которые закачиваются в недра Земли и «отравляют» местность вокруг района добычи.

Исследования подчеркивают необходимость дальнейшего усовершенствования технологии добычи сланцевого газа с целью контроля выбросов метана, загрязнения почвы и грунтовых вод, учитывая высокий уровень неопределенности в оценочных цифрах. К сожалению, на фоне картины истощения традиционных запасов газа сланцевый газ не сможет стать в ближайшее время достойной альтернативой, т. к. не соответствует современным экологическим требованиям к энергоресурсу. Перспективы крупной добычи сланцевого газа в настоящее время имеются только в слабозаселенных районах и в странах, которые согласны на снижение экологической безопасности. Иногда стоит задуматься над тем, что важнее: окру-

жающая нас природа или экономическое развитие страны.

### **Библиографический список**

1. Байков Н.М., Байкова Е.Н. Перспективы разработки сланцевой нефти // Нефтяное хозяйство. 2013. №5. С. 120–123.
2. Борисов Д. Финэнерго. 2012. URL: [www.pronedra.ru/gas/2011/12/23/slancevuj-gaz](http://www.pronedra.ru/gas/2011/12/23/slancevuj-gaz).
3. Жаркова А.М. Оценка потенциала сланцевых углеводородов России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2011. №3. С. 16–21.
4. Карабёва Т.В., Назаров А.С. Связанный газ – новый объект исследования нефтегазовой геологии // Вестник Пермского университета. Геология. 2010. Вып.1 (9). С. 8–14.
5. Кочнева О.Е., Гайнитдинов А.А. О конкурентоспособности нетрадиционных источников углеводородов на мировых рынках // Журнал магистров / Перм. нац. исслед. политехн. ун-т. Пермь, 2014. С. 96–103.
6. Муслимов Р.Х., Плотникова И.Н. О сланцевой нефти Республики Татарстан // Нефтяное хозяйство. 2014. №1. С. 12–15.
7. Муслимов Р.Х. Проблемы инновационного проектирования разработки особенно сложных месторождений с трудноизвлекаемыми запасами нефти // Нефтяное хозяйство. 2012. №10. С.92–97.
8. Svargaman. Сланцевый газ подробно. 2012. URL: [www.voprosik.net/slancevuj-gaz-podrobno/](http://www.voprosik.net/slancevuj-gaz-podrobno/).

## **Perspectives and Problems related to the Shale Gas Production**

**D.P. Gerish <sup>a</sup>, O.E. Kochneva <sup>b</sup>**

<sup>a</sup>Perm State University, 15 Bukireva Str., 614990 Perm, Russia E-mail: denger47@gmail.com

<sup>b</sup>Perm National Research Polytechnic University., 29 Komsomolskiy Pr., 614990 Perm, Russia E-mail: olgakochneva777@yandex.ru

This article describes the main aspects of shale gas production, its origin and properties.

The particular issues related to the shale gas production, as well as the public and official attitude to the perspectives of its usage in Russian Federation are analyzed. The general problems of the shale gas exploration and production in the Russian Federation are discussed. The current and prognostic rates of shale gas production in USA are shown.

**Keywords:** *shale gas; problems; shale; alternative perspectives; mining; difficulties.*

## References

1. Baykov N.M., Baykova E.N. 2013. Perspektivy razrabotki slantsevoy nefti [Perspectives of shale oil production]. Neftyanoe khozyaystvo. 5: 120–123.
2. Borisov D. 2012. Finenergo. URL: [www.pronedra.ru/gas/2011/12/23/slancevyj-gaz](http://www.pronedra.ru/gas/2011/12/23/slancevyj-gaz).
3. Zharkova A.M. 2011. Otsenka potentsiala slantsevykh uglevodorodov Rossii [Assessment of the shale hydrocarbons potential in Russia]. Mineralnye resursy Rossii. Ekonomika i upravlenie. 3: 16–21.
4. Karasyova T.V., Nazarov A.S. 2010. Svyazannyy gaz – novyy obyekt issledovaniya neftegazovoy geologii [Fixed gas as a new subject of oil and gas geology investigation]. Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya. 1 (9): 8–14.
5. Kochneva O.E., Gayniddinov A.A. 2014. O konkurentnosposobnosti netraditsionnykh is-
- tochnikov uglevodorodov na mirovykh rynkakh [About a competitive ability of non-traditional sources of hydrocarbons in the world market]. In: Zhurnal magistrov. Perm, Perm nats. issl. polytech. univ., pp. 96–103.
6. Muslimov R.Kh., Plotnikova I.N. 2014. O slantsevoy nefti Respubliki Tatarstan [About shale oil of the Tatarstan Republic]. Neftyanoe khozyaystvo. 1: 12–15.
7. Muslimov R.Kh. 2012. Problemy innovatsionnogo proektirovaniya razrabotki osobенно slozhnykh mestorozhdeniy s trudnoizvlekaemymi zapasami nefti [Problems of innovation design of development of very complicated stranded oil deposits]. Neftyanoe khozyaystvo. 10: 92–97.
8. Svargaman. 2012. Slantsevyy gaz podrobno [Shale gas in detail]. URL: [www.voprosik.net/slancevyj-gaz-podrobno/](http://www.voprosik.net/slancevyj-gaz-podrobno/).

## ХРОНИКА

УДК 55(092)

**Развитие теоретической и прикладной геологии  
в трудах Николая Георгиевича Максимовича  
(к 60-летнему юбилею)****В. И. Костицын**

Пермский государственный национальный исследовательский университет, 614000, Пермь, ул. Букирева, 15

E-mail: kostitsyn@psu.ru

*(Статья поступила в редакцию 5 октября 2014 г.)*

В статье представлены краткие биографические данные, основные направления деятельности и перечень наиболее значимых публикаций Николая Георгиевича Максимовича, заместителя директора Естественнонаучного института Пермского государственного национального исследовательского университета.

**Ключевые слова:** *Н. Г. Максимович, геология, экология, карст, гидрогеология, геохимия, охрана окружающей среды, ЕНИ ПГНИУ.*



Николай Георгиевич Максимович родился 5 октября 1954 г. в Перми. Окончил геологический факультет Московского государственного университета. В 1984 г. под руководством С. Д. Воронкова защитил в МГУ кандидатскую диссертацию на тему «Постинъекционные процессы при тампонировании гипсонасовых карбонатных пород силикатными растворами (на примере Камской ГЭС)».

В 1989 г. Николай Георгиевич организует в Естественнонаучном институте (ЕНИ) ПГНИУ лабораторию геологии техногенных процессов. К настоящему времени выполнено более 200 хоздоговорных работ. Заявленные им темы стали победителями в 26 различных федеральных конкурсах. С 1987 г. Николай Георгиевич был руководителем 12 бюджетных тем.

С 1998 г. – заместитель директора по научной работе ЕНИ ПГНИУ, с 1995 г. – старший научный сотрудник, с 2004 г. – доцент по специальности «Геоэкология».

С 2011 г. Николай Георгиевич совместно с ПГНИУ является учредителем и директором малого инновационного предприятия «Природоохранные технологии». К настоящему времени на предприятии созданы 22 рабочих места. Научным коллективом получено 2 гранта правительства Пермского края для поддержки международных исследовательских групп.

Под руководством Н. Г. Максимовича подготовлено более 80 курсовых и дипломных работ, 3 магистерские и 3 кандидатские диссертации (С. М. Блинов, С. В. Казакевич, О. Ю. Мещерякова).

В настоящее время является руководителем сектора «Разработка природоохранных технологий» в составе ведущей лаборатории ПГНИУ.

За годы научной деятельности Николаем Георгиевичем опубликовано более 420 научных работ (52 – за рубежом, 33 – в журналах из списка рекомендованных ВАК), в том числе 3 учебных пособия и 7 монографий. Он является автором 5 патентов, 4 научно-популярных книг. Имеет достаточно высокий индекс Хирша – 7.

Тематика его работ очень разнообразна. Часть публикаций освещает вопросы оценки надежности закрепления грунтов в основании гидротехнических сооружений, содержащих растворимые породы – гипс, соль [18, 27]. Работы проводились на Камской ГЭС (Пермь, Россия) [11], на проектируемых Рогунской и Нижне-Кафирнганской плотинах и Сангтудинской ГЭС-1 на р. Вахш (Таджикистан).

В 2011-2012 гг. выполнены работы по обеспечению устойчивости грунтовой плотины Камской ГЭС, связанные с оценкой влияния микробиологических процессов на физико-механические свойства грунтов тела и основания земляных плотин [30].

В середине 1980-х гг. Николай Георгиевич начинает заниматься техногенной геохимией угольных месторождений [10, 21, 22, 34]. Работы проводятся в Кизеловском [15] и Челябинском угольных бассейнах, на Хольбоджинском угольном разрезе (Бурятия) и КАТЭКе (разрез «Березовский», Красноярский край) [12].

Механические геохимические барьеры предложено использовать для очистки сточных вод от механических частиц при разработке россыпных месторождений алмазов [17, 33].

С конца 1990-х гг. занимался обоснованием экологически безопасного обустройства Озерного месторождения (Перм-

ский край), расположенного рядом с памятником природы оз. Ниухти. В связи с аварией на нефтепроводе в районе Теплой горы им разработан и запатентован способ очистки загрязненного нефтепродуктами грунта при разливах нефти [13]. С начала 2000-х гг. изучал механизм загрязнения Камского водохранилища в результате разработки Полазненского нефтяного месторождения. Для борьбы с загрязнением разработана и запатентована уникальная технология [24].

С 2002 г. Николай Георгиевич ведет работы по снижению экологической нагрузки при добыче калийных солей. На основании полученных данных созданы и утверждены программы мониторинга состояния окружающей среды для строящихся предприятий [29]. Изучена роль перетоков минерализованных вод в засолении гидросферы [25].

Использование геохимических барьеров предложено для защиты подземных бетонных конструкций от агрессивных сред. Разработан метод борьбы с сульфатной и кислотной агрессивностью к бетону на основе внедрения в грунт соединений бария, который опробован на ОАО «Метафракс» в г. Губахе Пермского края [14, 21].

В конце 1990-х гг. Николай Георгиевич занимается исследованиями влияния шлаков черной металлургии на состояние окружающей среды. Работы выполнены на примере Чусовского металлургического завода и впоследствии обобщены в коллективной монографии [33].

С 1996 по 2005 г. под руководством Н. Г. Максимовича по заказу правительства США проводились работы, позволившие обеспечить экологическую безопасность объектов по уничтожению химического оружия (г. Щучье, Курганская обл., п. Кизнер и г. Камбарка, Удмуртия).

В начале 2000-х гг. Николай Георгиевич (совместно с В. М. Суслоновым) исследует влияние испытаний твердотопливных ракетных двигателей на экологическую обстановку [16]. Разработана оригинальная методика оценки воздействия испытаний на геологическую среду.

Значительная часть работ Н. Г. Максимовича посвящена вопросам изучения карста и пещер. Им рассмотрены теоретические вопросы спелеологии и карстоведения [2]. Совместно с К. А. Горбуновой выделены типы обстановок карстообразования на территории СССР [3]. Изучены закономерности карста Урала и Пермского края [2, 6], в том числе в условиях техногенного воздействия [24], а также на берегах водохранилищ; рассмотрены инженерно-геологические [20] и гидрогеологические закономерности развития карста. Результаты работ обобщены в коллективных монографиях [2, 32].

Он уделяет внимание изучению пещер [20, 31], является соавтором коллективной монографии о Кунгурской ледяной пещере [7], научно-популярных книг о пещерах [4, 23]. При его активном участии подготовлены книги о выдающихся карстоведах России [8, 9].

С 2009 г. Н. Г. Максимович являлся ответственным исполнителем комплексного исследования ООПТ «Черняевский лес». Для данной территории впервые дана комплексная экологическая оценка и рекомендации по ее сохранению, что нашло отражение в монографии [5].

С 1978 г. Николай Георгиевич активно занимается проблемами Камского и Воткинского водохранилищ. Им изучались процессы переформирования берегов, активизации карста, загрязнения [24] и другие аспекты.

В 2006-2009 гг. совместно с ОАО «НИИЭС» (г. Москва) Н. Г. Максимович участвовал в оценке параметров волны прорыва от возможной гидродинамической аварии на Камской и Воткинской ГЭС, разработке обоснования рациональных защитных инженерных мероприятий для застройки перспективных территорий г. Перми, попадающих в зону возможного затопления.

В 2007-2008 гг. в связи с затоплением рудника ОАО «Уралкалий» в Пермском крае Н. Г. Максимович руководил научными исследованиями, связанными с оценкой экологических последствий сни-

жения уровня воды Нижнезырянского водохранилища и разработкой проекта его очистки в рамках мероприятий по организации жизнедеятельности г. Березники. Результаты исследований были опубликованы в монографии [26].

Накопленный большой фактический материал послужил для ряда теоретических обобщений по решению общих и частных экологических проблем [1]. Результаты работ и обобщение опыта позволили ему внести вклад в развитие теории геохимических барьеров и их использования для охраны окружающей среды, что нашло отражение в монографии [28].

Кроме Пермского края, проекты реализованы на территории 9 субъектов РФ, а также Таджикистана, выполнены более чем для 100 предприятий.

Он ведет общественную и научную работу. С 2008 г. является главным редактором издаваемого с 1947 г. сборника научных трудов «Пещеры». Выступает экспертом при проведении государственной экологической экспертизы проектов, конкурсов РФФИ. В 2012 г. вошел в состав Национального совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. Член Российской национальной группы Международной ассоциации инженеров-геологов, член Русского географического общества и др. С 2005 г. входит в научный совет по наукам о Земле при президиуме Пермского научного центра УрО РАН, координатор «Союза изыскателей» по Уралу и Поволжью.

Н. Г. Максимович участвовал в организации ряда крупных научных совещаний по экологической тематике, а также принимал очное участие в 2 международных геологических конгрессах, в 5 международных инженерно-геологических конгрессах, а также в других форумах (в 27 странах мира) и более чем в 210 конференциях в России.

Награжден медалью ордена «За заслуги перед Отечеством» II степени (2004), почетной грамотой Министерства образования Российской Федерации (2003), почетным дипломом Академии наук СССР за

цикл научных работ (1985), почётной грамотой Федерального агентства по науке и инновациям (2006), дважды лауреат Пермского университета (1984 и 1991). Присвоено звание «Почетный работник высшего профессионального образования Российской Федерации» (2009).

### Библиографический список

1. Быков В.Н., Максимович Н.Г., Казакевич С.В., Блинов С.М. Природные ресурсы и охрана окружающей среды: учеб. Пособие / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2001. 108с. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/0229.pdf.
2. Горбунова К.А., Андрейчук В.Н., Костарев В.П., Максимович Н.Г. Карст и пещеры Пермской области. Пермь, 1992. 200 с. URL: nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0129.pdf.
3. Горбунова К.А., Максимович Н.Г. Типы обстановок карстообразования на территории СССР // Инженерная геология. 1988. № 4. С. 93-97. URL: nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0087.html.
4. Горбунова К.А., Максимович Н.Г. В мире карста и пещер. Пермь: Изд-во Перм. гос. ун-та, 1991. 120 с. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/0120.pdf.
5. Двинских С.А., Максимович Н.Г., Малеев К.И., Ларченко О.В. Экология лесопарковой зоны города / под общ. ред. С.А. Двинских. СПб.: Наука, 2011. 154 с. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2011/0380.pdf.
6. Катаев В.Н., Максимович Н.Г., Мещерякова О.Ю. Типы карста Пермского края // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. 2013. Вып. 1. С. 56-66. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2013/0398.pdf
7. Кунгурская Ледяная пещера: опыт режимных наблюдений / под ред. В.Н. Дублянского; УрО РАН. Екатеринбург, 2005. 376 с. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/0284/ng\_0284\_01.html.
8. Максимович Е.Г., Максимович Н.Г. Геолог-карстовед К. А. Горбунова (1925-1996). Пермь: Изд-во «Курсив», 2002. 240 с. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0247.pdf.
9. Максимович Е.Г., Максимович Н.Г., Катаев В.Н. Георгий Алексеевич Максимович. Пермь: Изд-во Курсив, 2004. 512 с. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0271.pdf.
10. Максимович Н.Г. Геохимия угольных месторождений и окружающая среда // Вестник Пермского университета. Геология. 1997. Вып. 4. С. 171-185. URL: nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0179.html.
11. Максимович Н.Г. Безопасность плотин на растворимых породах (на примере Камской ГЭС) // Максимович Н.Г. Избранные труды. Пермь: ООО ПС «Гармония», 2006. 212 с. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2006/0298.pdf.
12. Максимович Н.Г. Создание геохимических барьеров для очистки кислых стоков породных отвалов // Уголь. 2006. № 9. С. 64. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2006/0305.html.
13. Максимович Н.Г. Использование сорбентов на основе активного угля для борьбы с разливами нефти // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2006. № 10. С. 19-21. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2006/0301.html.
14. Максимович Н.Г. Новые возможности защиты подземных конструкций от агрессивных сред // Промышленное и гражданское строительство. 2007. № 10. С. 45-46. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2007/0331.pdf.
15. Максимович Н.Г. Очистка сточных вод россыпных месторождений с помощью механических геохимических барьеров // Горный журнал. 2007. № 4. С. 77-78. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2007/0324.pdf.
16. Максимович Н.Г. Воздействие испытаний твердотопливных ракетных двигателей на геологическую среду // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2007. № 5. С. 404-412. URL: nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2007/0329.pdf.
17. Максимович Н.Г. Создание геохимических барьеров для улучшения экологической обстановки при разработке россыпных месторождений // Вестник Пермского университета. Сер. Геология. 2011. Вып. 4(13). С. 97-104; URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2011/0387.pdf.
18. Максимович Н.Г., Воронкович С.Д. Взаимодействие алюмосиликатных гелей с минерализованными водами и его инженерно-геологическое значение // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 1983. № 4. С. 78-87. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0040.html.
19. Максимович Н.Г., Ворончихина Е.А., Хайрулина Е.А., Жекин А.В. Техногенные биогеохимические процессы в Пермском

- крае // Геориск. 2010. № 2. С. 38-45. URL: nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2010/0366.pdf.
20. Максимович Н.Г., Гершанок В.А., Мещерякова О.Ю., Растегаев А.В. Радиоактивность и инженерно-геологические особенности карстовых массивов // Современные проблемы науки и образования. 2011. № 4. URL:science-education.ru /98-4746.
  21. Максимович Н.Г., Горбунова К.А. Формирование агрессивности подземных вод при использовании пород отвалов угольных шахт в строительстве // Инженерная геология. 1990. № 6. С. 90–99. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0113.html.
  22. Максимович Н.Г., Горбунова К.А. Геохимические изменения геологической среды при разработке угольных месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 5. С. 137-140. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0123.html.
  23. Максимович Н.Г., Максимович Е.Г., Лавров И.А. Ординская пещера: длиннейшая подводная пещера России. Пермь, 2006. 63 с. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2006/0320.pdf.
  24. Максимович Н.Г., Мещерякова О.Ю. Методы борьбы с нефтяным загрязнением на закарстованных берегах водохранилищ // Экология урбанизированных территорий. 2009. № 4. С. 55-58. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2009/0359.pdf.
  25. Максимович Н.Г., Первова М.С. Влияние перетоков минерализованных вод Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей на приповерхностную гидросферу // Инженерные изыскания. 2012. № 1. С. 22-28. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2012/387.pdf.
  26. Максимович Н.Г., Пьянков С.В. Малые водохранилища: экология и безопасность. Пермь: Изд-во «Раритет – Пермь», 2012. 256 с. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2012/0393.pdf.
  27. Максимович Н.Г., Сергеев В.И. Влияние химического инъекционного закрепления на устойчивость гипса в основании гидротехнических сооружений // Гидротехническое строительство. 1983. № 7. С. 30–32. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0041.html.
  28. Максимович Н.Г., Хайрулина Е.А. Геохимические барьеры и охрана окружающей среды. Пермь, 2011. 248 с. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2011/0381.pdf.
  29. Максимович Н.Г., Хайрулина Е.А. Основы мониторинга окружающей среды при разработке месторождения калийных солей // Инженерные изыскания. 2012. № 8. С. 20-30. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2012/0397.pdf.
  30. Максимович Н.Г., Хмурчик В.Т. Влияние микроорганизмов на минеральный состав и свойства грунтов // Вестник Пермского университета. Геология. 2012. Вып. 3(16). С. 47-54. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2012/0394.pdf.
  31. Молоштанова Н.Е., Максимович Н.Г., Шлыков В.Г. Трансформация минералов глин в отложениях Кунгурской пещеры // Вестник Пермского университета. Геология. 1999. Вып. 3. С. 232-237. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0201.html.
  32. Природное наследие Урала. Разработка концепции регионального атласа / под науч. ред. чл.-корр. РАН А.А. Чибелева и акад. РАН В. Н. Большакова. Екатеринбург, 2012. С. 408-424. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2012/0398.pdf.
  33. Пугин К.Г., Вайсман Я.И., Юшков Б.С., Максимович Н.Г. Снижение экологической нагрузки при обращении со шлаками черной металлургии / Перм. гос. техн. ун-т. Пермь, 2008. 315 с. URL:nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2008/0358.pdf.
  34. Maximovich N., Khayrulina E. Artificial geochemical barriers for environmental improvement in a coal basin region // Environmental Earth Science. February. 2014. URL:link.springer.com/article/10.1007/s12665-014-3099-7.

# Development of Theoretical and Applied Geology in the Works of Nikolay G. Maksimovich (on 60<sup>th</sup> birth anniversary)

V. I. Kostitsyn

Perm State University, 4 Bukireva Str., 614000 Perm, Russia

E-mail: kostitsyn@psu.ru

Brief bibliographic information, the main activities and the list of the most significant publications of Nikolay G. Maksimovich, the deputy director on scientific work of Natural Sciences Institute of the Perm State University, are presented in this article.

**Key words:** *N. G. Maksimovich, geology, ecology, karst, hydrogeology, geochemistry, environmental protection, NSI PSU.*

## References

1. Bykov V.N., Maksimovich N.G., Kazakevich S.V., and Blinov S.M. 2001. Prirodnye resursy i okhrana okruzhayushchey sredy [Natural Resources and Environment]. Perm, p. 108. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/0229.pdf.
2. Gorbunova K.A., Andreychuk V.N., Kostarev V.P., and Maksimovich N.G. 1992. Karst i peschery Permskoy oblasti [Karst and caves of the Perm region]. Perm, p. 200. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0129.pdf.
3. Gorbunova K.A., Maksimovich N.G. 1988. Tipy obstanovok karstoobrazovaniya na territorii SSSR [Types of karst environments in the USSR]. Inzhenernaya geologiya. 4: 93–97. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0087.html.
4. Gorbunova K.A., Maksimovich N.G. 1991. V mire karsta i pescher [In the world of karst and caves]. Perm, p. 120. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/0120.pdf.
5. Dvinskikh S.A., Maksimovich N.G., Maleev K.I., and Larchenko O.V. 2011. Ekologiya lesoparkovoy zony goroda [Ecology of city greenbelt]. Ed. S.A. Dvinskikh. SPb, Nauka, p.154. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2011/0380.pdf.
6. Kataev V.N., Maksimovich N.G., and Meshcheryakova O.Yu. 2013. Tipy karsta Permskogo kraya [Types of karst of Perm kray]. Vestnik Baltiyskogo federalnogo universiteta im. I. Kanta. 1: 56-66. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2013/0398.pdf
7. Kungurskaya Ledyanaya peshchera: opyt rezhimnykh nablyudeniy [Kungur Ice Cave: the experience of routine observations]. In V.N. Dublyanskiy (Ed). Ekaterinburg. 2005. p. 376. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/0284/ng\_0284\_01.html.
8. Maksimovich E.G., Maksimovich N.G. 2002. Geolog-karstoved K. A. Gorbunova (1925–1996) [Geologist-karstologist K.A. Gorbunova (1925–1996)]. Perm, Izd-vo «Kursiv», p. 240. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0247.pdf.
9. Maksimovich E.G., Maksimovich N.G., and Kataev V.N. 2004. Georgiy Alekseevich Maksimovich. Perm, p. 512. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0271.pdf.
10. Maksimovich N.G. 1997. Geohimiya ugolnykh mestorozhdeniy i okruzhayushchaya sreda [Geochemistry of coal deposits and the environment]. Vestnik Perm. un-ta. Geologiya. 4: 171-185. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0179.html.
11. Maksimovich N.G. 2006. Bezopasnost plotin na rastvorimykh porodakh (na primere Kamskoy GES) [Safety of the dam on the soluble rock (Kama hydroelectric station example)]. Izbrannye trudy. Perm, OOO PS «Garmoniya», p. 212. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2006/0298.pdf.
12. Maksimovich N.G. 2006. Sozdanie geokhimicheskikh baryerov dlya ochistki kislykh stokov porodnykh otvalov [Creation of geochemical barriers for cleaning the acid waste rock dumps]. Ugol. 9: 64. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2006/0305.html.
13. Maksimovich N.G. 2006. Ispolzovanie sorbentov na osnove aktivnogo ugliya dlya borby s razlivami nefti [The use of sorbents

- based on active carbon for oil spill mitigation]. Zashchita okruzhayushchey sredy v neftegazovom komplekse. 10: 19–21. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2006/0301.html.
14. Maksimovich N.G. 2007. Novye vozmozhnosti zashchity podzemnykh konstruktsiy ot agressivnykh sred [New opportunities for protection of underground structures against aggressive media]. Promyshlennoe i grazhdanskoe stroitelstvo. 10: 45–46. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2007/0331.pdf.
  15. Maksimovich N.G. 2007. Oчистка stochnykh vod rossypnykh mestorozhdeniy s pomoshchyu mekhanicheskikh geokhimicheskikh baryerov [Purification of alluvial deposits wastewater by mechanical geochemical barriers]. Gornyy zhurnal. 4: 77–78. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2007/0324.pdf.
  16. Maksimovich N.G. 2007. Vozdeystvie ispytaniy tverdotoplivnykh raketykh dvigateley na geologicheskuyu sredu [Impact of testing of solid rocket engines on the geological environment]. Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya. Gidrogeologiya. Geokriologiya. 5: 404–412. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2007/0329.pdf.
  17. Maksimovich N.G. 2011. Sozdanie geokhimicheskikh baryerov dlya uluchsheniya ekologicheskoy obstanovki pri razrabotke rossypnykh mestorozhdeniy [Creation of geochemical barriers to improve the environmental situation during the development of placer deposits]. Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya. 4 (13): 97–104. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2011/0387.pdf
  18. Maksimovich N.G., Voronkevich S.D. 1983. Vzaimodeystvie alyumosilikatnykh geley s mineralizovannymi vodami i ego inzhererno-geologicheskoe znachenie [Interaction of aluminosilicate gels with mineralized water and its engineering and geological significance]. Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4. Geologiya. 4: 78–87. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0040.html.
  19. Maksimovich N.G., Voronchihina E.A., Hayrulina E.A., and Zhekin A.V. 2010. Tekhnogennye biogeokhimicheskie protsessy v Permskom krae [Technogenic biogeochemical processes in Perm kray]. Georisik. 2: 38–45. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2010/0366.pdf.
  20. Maksimovich N.G., Gershman V.A., Meshcheryakova O.Yu., and Rastegaev A.V. 2011. Radioaktivnost i inzhenerno-geologicheskie osobennosti karstovykh massivov [Radioactivity and engineering and geological features of karst massifs]. Sovremennye problemy nauki i obrazovaniya. 4. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2011/0384.pdf.
  21. Maksimovich N.G., Gorbunova K.A. 1990. Formirovanie agressivnosti podzemnykh vod pri ispolzovanii porod otvalov ugleynykh shakht v stroitelstve [Formation of aggressiveness of groundwater due to using rock dumps of coal mines in the construction]. Inzhenernaya geologiya. 6: 90–99. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0113.html.
  22. Maksimovich N.G., Gorbunova K.A. 1991. Geokhimicheskie izmeneniya geologicheskoy sredy pri razrabotke ugleynykh mestorozhdeniy [Geochemical changes of the geological environment during development of coal deposits]. Izv. vuzov. Geologiya i razvedka. 5: 137–140. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0123.html.
  23. Maksimovich N.G., Kazakevich S.V., and Blinov S.M. 2001. Gidrogeologicheskie usloviya zapadnoy chasti Kurganskoy oblasti [Hydrogeological conditions of the western part of Kurgan region]. Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya, 3: 159–178. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0240.html.
  24. Maksimovich N.G., Maksimovich E.G., and Lavrov I.A. 2006. Ordinskaya peshchera: dlinneyshaya podvodnaya peshchera Rossii [Orda Cave: the longest underwater cave in Russia]. Perm, p. 63. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2006/0320.pdf.
  25. Maksimovich N.G., Meshcheryakova O.Yu. 2009. Metody borby s neftyam zagrязneniem na zakarstovannykh beregakh vodokhranilishch [Methods of dealing with oil pollution on the banks of karst reservoirs]. Ekologiya urbanizirovannykh territoriy. 4: 55–58. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2009/0359.pdf.
  26. Maksimovich N.G., Pervova M.S. 2012. Vliyanie peretokov mineralizovannykh vod Verkhnekamskogo mestorozhdeniya kalino-magnievykh soley na pripoverkhnostnyu gidrosferu [Influence of saline water flows of Upper Kama potassium and magnesium salts deposit in the subsurface hydro-sphere]. Inzhenernye izyskaniya. 1: 22–28. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2012/387.pdf.
  27. Maksimovich N.G., P'yankov S.V. 2012. Malye vodokhranilishcha: ekologiya i bezopasnost [Small reservoirs: ecology and safety].

- Perm, Izd-vo «Raritet – Perm», p. 256. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2012/0393.pdf.
28. Maksimovich N.G., Sergeev V.I. 1983. Vliyanie khimicheskogo inyecktsionnogo zakrepleniya na ustoychivost gipsa v osnovaniy gidrotehnicheskikh sooruzheniy [Effect of chemical injection consolidation on the stability of gypsum at the base of hydraulic structures]. Gidrotekhnicheskoe stroitelstvo. 7: 30–32. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0041.html.
29. Maksimovich N.G., Khayrulina E.A. 2011. Geokhimicheskie barery i okhrana okruzhayushchey sredy [Geochemical barriers and environmental protection]. Perm, Izd-vo PGU, p. 248. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2011/0381.pdf.
30. Maksimovich N.G., Khayrulina E.A. 2012. Osnovy monitoringa okruzhayushchey sredy pri razrabotke mestorozhdeniya kaliynykh soley [Fundamentals of environmental monitoring during the development of potash deposit]. Inzhenernye izyskaniya. 8: 20–30.nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2012/0397.pdf.
31. Maksimovich N.G., Hmurchik V.T. 2012. Vliyanie mikroorganizmov na mineralnyy sostav i svoystva gruntov [Influence of microorganisms on the mineral composition and properties of soils]. Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya. 3 (16): 47-54. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2012/0394.pdf.
32. Moloshtanova N.E., Maksimovich N.G., and Shlykov V.G. 1999. Transformatsiya mineralov glin v otlozheniyakh Kungurskoy peleshery [The transformation of clay minerals in the sediments of Kungur cave]. Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya. 3: 232–237. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng\_0201.html.
33. Prirodnoye nasledie Urala. Razrabotka kontseptsii regionalnogo atlasa [Natural heritage of the Urals. Development of concept of the regional atlas]. In Chibelev A.A., Bolshakov V.N. (Eds). Yekaterinburg, 2012. pp. 408-424. nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2012/0398.pdf.
34. Pugin K.G., Vaysman Ya.I., Yushkov B.C., and Maksimovich N.G. 2008. Snizhenie ekologicheskoy nagruzki pri obrashchenii so shlakami chernoy metallurgii [Reducing of the environmental load handling the metallurgy slag]. Perm, Perm. gos. tehn. un-t, p.315.nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2008/0358.pdf.
35. Maximovich N., Khayrulina E. 2014. Artificial geochemical barriers for environmental improvement in a coal basin region // Environmental Earth Science. link.springer.com/article/10.1007/s12665-014-3099-7.

УДК 55(092)

## К 85-летию Леонида Викторовича Шаронова (1929-1991)

**О.Е. Кочнева**

Пермский национальный исследовательский политехнический университет, 614990, Пермь, Комсомольский пр., 29

E-mail: olgakochneva777@yandex.ru

(Статья поступила в редакцию 20 ноября 2014 г.)

Приведены краткие сведения о жизненном пути, научной и педагогической деятельности профессора, доктора геолого-минералогических наук, выдающегося ученого Леонида Викторовича Шаронова.

**Ключевые слова:** *персоналия, Л.В. Шаронов, Пермский политехнический институт.*



Леонид Викторович Шаронов родился в 1929 г. в селе Барышевская Слобода Сурского района Ульяновской области.

В 1947 г. окончил среднюю школу и поступил в Казанский химико-технологический институт. В 1947 г. перевёлся на 1 курс геолого-почвенного факультета Казанского государственного университета,

который окончил в 1953 г. Был оставлен в аспирантуре, после её окончания в 1956 г. направлен в г. Бугульму в ТатНИПИнефть, где проработал до 1960 г.

В 1959 г. защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. С 1960 г. Л.В. Шаронов работал в г. Перми, в Камском филиале ВНИГИ, сначала в должности заведующего лабораторией региональной геологии, а с 1971 г. – в должности заведующего геологическим отделом. В 1972 г. он защитил докторскую диссертацию.

В 1973 г. Л.В. Шаронов был избран заведующим кафедрой геологии Пермского политехнического института. В 1975 г. ему было присвоено ученое звание профессора. С 1989 г. он работал профессором кафедры, был членом диссертационного совета по защите кандидатских и докторских диссертаций.

Научная работа Л.В. Шаронова была посвящена изучению геологии и нефтегазоносности Волго-Уральской области. Им и при его участии написано свыше 60 научных отчетов и статей, освещавших геологическую историю, нефтегазоносность, перспективы и направления поисков неф-

ти и газа на территории Татарской и Удмуртской республик, Пермской, Кировской и Свердловской областей.

Впервые для этих территорий им были определены перспективы нефтегазоносности карбонатного комплекса верхнего девона и турнейского яруса. Под руководством Л.В. Шаронова были исследованы геологическое строение и нефтегазоносность Камско-Кинельской впадины в Пермской области и Удмуртии. Эти исследования послужили научным обоснованием поисково-разведочных работ и подтвердились открытием ряда нефтеносных районов[1-5].

В 1977 г. совместно с С.А. Виниковским им была опубликована монография о закономерностях размещения и условиях формирования залежей нефти и газа Волго-Уральской области [6]. В монографии приведены результаты исследований Пермской области и Удмуртской АССР, связанных с разведкой нефтяных и газовых месторождений. Рассмотрено влияние различных геологических, геохимических и других факторов на процессы формирования и переформирования нефтяных месторождений и на современные закономерности их размещения в недрах. На основании восстановления истории формирования и закономерностей размещения залежей и ресурсов обоснованы главные направления поисков и разведки на нефть и газ на рассматриваемой территории. В настоящее время эта монография не потеряла своего актуального значения.

Л.В. Шаронов выступал с докладами на всесоюзных и областных совещаниях, на VIII Международном карбоновом конгрессе, организовывал научно-технические конференции в институте, редактировал сборники научных трудов института по геологии и полезным ископаемым Урала. Всего им было опубликовано 130 научных трудов. Научно-исследовательские работы, выполненные под руководством Л.В. Шаронова, отличались актуальностью, новизной и нередко отмечались наградами на республиканских и всесоюзных конкурсах.

Л.В. Шаронов был награждён 2 медалями, отмечен нагрудным знаком Министерства геологии «Отличник разведки недр». В 1980 г. за цикл работ, посвящённых геологии, поискам и разведке нефти и газа, он был награждён дипломом почёта ВДНХ СССР.

20 марта 1991 г. Л.В. Шаронов скончался после продолжительной болезни. Последний труд, связанный с космосом, оказался незаконченным и неопубликованным.

Ученики и коллеги вспоминают о Леониде Викторовиче Шаронове как о выдающемся геологе, спокойном, добром и отзывчивом человеке.

#### Библиографический список

1. Шаронов Л.В. Перспективы нефтегазоносности карбонатных отложений верхнего девона северной части Волго-Уральской области // Труды ВНИГНИ. Камский филиал. Пермь, 1956. Вып.56. С. 10-19.
2. Шаронов Л.В., Данилов И.В. Геологическое строение и перспективы нефтеносности Камско-Кинельской системы прогибов в Пермской области и Удмуртской АССР // Труды ВНИГНИ. Камский филиал. Пермь, 1966. Вып.57. С. 35-52.
3. Шаронов Л.В., Енцов И.И. Новые данные о коллекторских свойствах и нефтеносности карбонатных отложений верхнего девона и турнейского яруса в Пермской области // Нефтегазовая геология и геофизика. 1968. Вып.17. С. 3-6.
4. Шаронов Л.В., Виниковский С.А. О северном продолжении и перспективах нефтеносности Камско-Кинельской впадины в Пермской области//Геология нефти и газа. 1969. №3. С. 15-19.
5. Шаронов Л.В. Формирование нефтяных и газовых месторождений северной части Волго-Уральского бассейна. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1971. 271 с.
6. Виниковский С.А., Шаронов Л.В. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа Волго-Уральской области. Т. II. Пермская область и Удмуртская АССР. М.: Недра, 1977. 272 с.

# To Leonid Viktorovich Sharonov's 85<sup>th</sup> anniversary (1929-1991)

O.E. Kochneva

Perm National Research Polytechnical University, 29 Komsomolsky Pr., 614990  
Perm, Russia E-mail: olgakochneva777@yandex.ru

Brief review of a course of life, scientific and educational activity of professor, doctor of geological and mineralogical sciences, outstanding scientist Leonid Viktorovich Sharonov is provided.

Keywords: *personnel, Sharonov L.V., Perm polytechnical institute.*

## References

1. *Sharonov L.C.* 1956. Perspektivny neftegazonosnosti karbonatnykh otlozheniy verkhnego devona severnoy chasti Volgo-Uralskoy oblasti [Perspectives of oil and gas reserves of the Upper Devon carbonate sediments of the northern part of Volga-Urals region]. Perm, Proceedings of Kama branch of VNIGNI, 56: 10–19.
2. *Sharonov L.C., Danilov I.* 1966. Geologicheskoe stroyenie i perspektivy neftenosnosti Kamsko-Kinelskoy sistemy progibov v Permskoy oblasti i Udmurtskoy ASSR [Geological structure and perspectives of oil and gas reserves in the Kama-Kinelskaya depression of the Perm region and the Udmurt ASSR]. Perm, Proceedings of Kama branch of VNIGNI, 57: 35–52.
3. *Sharonov L.C., Entsov I.I.* 1968. Novye dannye o kollektorskikh svoystvakh i neftenosnosti karbonatnykh otlozheniy verkhnego devona i turneyskogo yarusa v Permskoy oblasti [New data on the reservoir properties and oil reserves of carbonate sedi- ments of the Upper Devon and Tournaisian stage in the Perm region]. Neftegaz.geol.and geophys. 17: 3–6.
4. *Sharonov L.C., Vinikovskiy S.A.* 1969. O severnom prodolzhenii i perspektivakh neftenosnosti Kamsko-Kinelskoy vpadiny v permskoy oblasti [About the northward extension and prospecting oil reserves of Kama-Kinelskaya depression in the Perm region]. Geologiya nefti i gaza. 3: 15–19.
5. *Sharonov L.C.* 1971. Formirovaniye neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy severnoy chasti Volgo-Uralskogo basseyna [Formation of oil and gas fields in the northern part of the Volga-Ural basin]. Perm: Perm Publishing House, p. 271.
6. *Vinikovskiy S.A., Sharonov L.V.* 1977. Zakonomernosti razmeshcheniya i usloviya formirovaniya zalezhey nefti i gaza Volgo-Uralskoy oblasti. T. II. Permskaya oblast i Udmurtskaya ASSR [Regularities of the location and conditions of formation of oil and gas deposits in the Volgo-Urals region. T. II. Perm region and Udmurt ASSR]. Moskva, Nedra, p. 272.

**Указатель статей журнала  
«Вестник Пермского университета. Геология» за 2014 г.**

Раздел журнала, название статьи	Вып. Стр.
<b>ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ</b>	
<i>Ализаде А.А., Тагиева Е.Н., Байрамова Ц.Ш.</i> Палиностратиграфия и условия формирования майкопской свиты Шамаха-Гобустанской области Азербайджана . . . . .	4 8
<b>ПЕТРОЛОГИЯ, ВУЛКАНОЛОГИЯ</b>	
<i>Савельев Д.Е.</i> Фрагмент оphiолитовой ассоциации в районе озера Касарги (Восточно-Уральская мегазона, северная часть Южного Урала) . . . . .	1 8
<i>Топчиева О.М., Мостовая Т.В., Петровский В.А.</i> К вопросу о генезисе пемзовых отложений района гор Тарбаганья и Пемзовая на Камчатке . . . . .	3 8
<i>Савельев Д.Е., Федосеев В.Б.</i> Пластическое течение и реоморфическая дифференциация вещества в мантийных ультрамафитах . . . . .	4 22
<b>МИНЕРАЛОГИЯ, КРИСТАЛЛОГРАФИЯ</b>	
<i>Осовецкий Б.М., Наумова О.Б.</i> Микро- и наноформы поверхности импактных алмазов . . . . .	2 8
<b>ЛИТОЛОГИЯ</b>	
<i>Мизенс Г.А., Маслов А.В.</i> К сопоставлению валового химического состава глинистых пород нижней перми Юрзинско-Сыльвинской и Бельской впадин . . . . .	2 20
<i>Зинчук Н.Н.</i> Отличительные черты гипертензивного изменения пород различного состава . . . . .	3 19
<b>ГИДРОГЕОЛОГИЯ</b>	
<i>Жураев М.Р., Джусараев Р.Э.</i> Выявление перспективной площади распространения сульфидных вод в Палванташском нефтегазоном месторождении . . . . .	1 25
<i>Гаев А.Я., Бикитеев В.Э., Куделина И.В., Леонтьева Т.В., Кременцова Л.А.</i> О формировании водного стока на осваиваемых территориях . . . . .	2 33
<i>Копылов И.С.</i> Формирование микроэлементного состава и гидрогеохимических аномальных зон в подземных водах Камского Приуралья . . . . .	3 30
<i>Тихонов А.И., Копылов И.С.</i> Явление поступления глубинных вод из земных недр и их роль в развитии Земли . . . . .	4 43
<b>ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ,</b>	
<b>МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЕ И ГРУНТОВЕДЕНИЕ</b>	
<i>Ковин О.Н., Блинов С.М., Белкин П.А., Ваганов С.С., Лодхия Бавик, Эми Рут, Юцянь Ганн.</i> Результаты комплексного исследования карстового провала в деревне Саркаево . . . . .	1 35
<i>Гилева М.И., Татаркин А.В., Филимончиков А.А.</i> К вопросу определения удельного электрического сопротивления дисперсных грунтов в лабораторных условиях . . . . .	1 44
<i>Антонова Е.А.</i> Особенности эрозионных процессов на реке Чуна (Уда) в районе строительства магистрального нефтепровода . . . . .	2 41
<b>ГЕОХИМИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ</b>	
<b>ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ</b>	
<i>Чайковский И.И., Иванов О.В.</i> Новые данные по геохимии газов калийных месторождений . . . . .	4 56
<b>ГЕОФИЗИКА, ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ</b>	
<b>ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ</b>	
<i>Долгаль А.С., Дудин О.А.</i> Локальное прогнозирование рудоносных интрузивных образований на основе современных технологий интерпретации геопотенциальных полей . . . . .	1 49
<i>Миненко В.П.</i> Обратные линейные задачи гравиметрии и магнитометрии с итерационными формулами аналогов фильтров Винера-Калмана . . . . .	2 48
<i>Орлюк М.А., Роменец А.А., Бакаржиеva М.И., Марченко А.В., Лебедь Т.В.</i> Исследование динамики геомагнитного поля в районе Черниговской региональной аномалии . . . . .	3 48
<i>Долгаль А.С.</i> Моделирование геологических объектов и геофизических полей с использованием вейвлетов Хаара . . . . .	4 66

## ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА ТВЁРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, МИНЕРАГЕНИЯ

Силаев В.И., Лютогов В.П., Брик А.Б., Дудченко Н.А., Лысюк А.Ю. Джессипилиты Ингулецкого месторождения и продукты их гипергенного изменения в связи с проблемой усовершенствования технологии переработки труднообогатимых железных руд . . . . .	1	60
Зинчук Н.Н. Об основных эпохах корообразования и кимберлитового магматизма в связи с алмазопоисковыми работами . . . . .	2	59
Даровских Н.А., Сунцев А.С. Корреляция параметров и показателей гипсовой залежи Кругловского месторождения (Пермский край) . . . . .	3	60

## ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Копылов И.С., Козлов С.В. Неотектоническая модель нефтигенеза и минерагеническая роль геодинамических активных зон . . . . .	1	78
Дружинин В.С., Кусонский О.А., Силаев В.А. Оценка эффективности разработки месторождения нефти по его реакции на динамическое воздействие сейсмических волн . . . . .	2	76
Белова М.М. Расширение уровня информативности метода термогазовой хроматографии (по результатам экспериментальных работ на керне Ен-Яхинской сверхглубокой скважины СГ-7)	2	84
Плюснин А.В., Кочнева О.Е. Происхождение природных газов гигантского Уренгойского месторождения . . . . .	2	90
Злобин А.А., Юшков И.Р. О механизме гидрофобизации поверхности пород-коллекторов нефти и газа . . . . .	3	68
Демидов А.В. Разработка трудноизвлекаемых запасов: подходы к эксплуатации двух пластов, связанных по вертикали проницаемым пропластком . . . . .	3	80

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Косков В.Н. Определение пористости карбонатных коллекторов по данным нейтронного каротажа . . . . .	4	81
Герин Д.П., Кочнева О.Е. Перспективы и проблемы, связанные с разработкой и добычей сланцевого газа . . . . .	4	85

## ГЕОЭКОЛОГИЯ В МИРЕ КНИГ

Трубина И.К. Издания геологического факультета Пермского государственного национального исследовательского университета (2013 г.) . . . . .	3	88
---	---	----

## ХРОНИКА

Гершанок В.А., Костицын В.И. О защите диссертаций по геологическим специальностям в 2013 году в совете Д 212.189.01 при Пермском государственном национальном исследовательском университете . . . . .	1	89
Осоловецкий Б.М. Сектор наноминералогии Пермского госуниверситета в 2013 году . . . . .	1	94
Кочнева О.Е. К 90-летию профессора И.А. Шапорева . . . . .	1	99
Максимович Н.Г., Мещерякова О.Ю. Георгий Алексеевич Максимович – к 110-летию выдающегося ученого . . . . .	3	92
Костицын В.И. Развитие теоретической и прикладной геологии в трудах Николая Георгиевича Максимовича (к 60-летнему юбилею) . . . . .	4	90
Кочнева О.Е. К 85-летию Леонида Викторовича Шаронова (1929–1991) . . . . .	4	98

ВЕСТНИК ПЕРМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. ГЕОЛОГИЯ. 2014. ВЫПУСК 4 (25)

Редактор Л.Г. Подорова, корректор Л.И. Иванова

Подписано в печать 10.12.2014. Формат 60 x 84/8.  
Усл. печ. л. 11,74. Тираж 500 экз. Заказ 239

Издательский центр

Пермского государственного национального исследовательского университета,  
614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15

Подписной индекс журнала «Вестник Пермского университета. Геология»  
в Объединенном каталоге «Прессы России» на 1-е полугодие 2015 г. – 41002



ISSN 1994-3601



9 771994 360593 >

Фото: Полудницын Анатолий