

ISSN 0203-3100 (print)
ISSN 2524-1052 (on-line)

Геофизический ЖУРНАЛ



2

2017

ТОМ 39



Geophysical
journal

Главный редактор *В. И. СТАРОСТЕНКО*
Заместитель главного редактора *Я. М. ХАЗАН*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

В. Г. Бахмутов, Т. А. Белый, А. Б. Бобров, Т. К. Бурахович,
С. А. Выжва, О. Б. Гинтов, Н. М. Гладких (ответств. секретарь),
В. В. Гордиенко, Д. Н. Гринь, М. М. Довбнич, Т. П. Егорова, А. В. Кендзера,
В. П. Коболев, И. Н. Корчагин, Э. Д. Кузьменко, В. В. Кулик, Р. И. Кутас, О. В. Легостаева,
Д. В. Лысынчук, С. В. Мостовой, В. Д. Омельченко, М. И. Орлюк, А. П. Петровский,
В. Н. Пилипенко, О. М. Русаков, М. И. Скипа, А. П. Толкунов, Ю. К. Тяпкин,
О. В. Усенко, И. М. Цифра

МЕЖДУНАРОДНЫЙ РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

В. Алказ (Кишинев, Молдова), У. Байер (Потсдам, Германия), Л. Бешуцью (Бухарест, Румыния), М. Биелик (Братислава, Словакия), С. В. Богданова (Лунд, Швеция), Р. Г. Гарецкий (Минск, Беларусь), А. Д. Гвишиани (Москва, Россия), Г. Георгиев (София, Болгария), А. О. Глико (Москва, Россия), А. Г. Гончаров (Канберра, Австралия), А. Гутерх (Варшава, Польша), Э. Дорми (Париж, Франция), М. С. Жганов (Солт Лейк Сити, США), С. С. Зилитинкевич (Хельсинки, Финляндия), Као Динх Тру (Ханой, Вьетнам), Г. И. Каратаев (Минск, Беларусь), Р. Келлер (Оклахома, США), А. И. Кобрунов (Ухта, Россия), С. Ковальчикова (Прага, Чехия), Г. Г. Кулиев (Баку, Азербайджан), П. С. Мартышко (Екатеринбург, Россия), В. О. Михайлов (Москва, Россия), С. М. Оганесян (Гюмри, Армения), А. Сейнтот (Бахум, Германия), Р. Стифенсон (Абердин, Великобритания), М. Соссон (Ницца, Франция), Г. Тибо (Копенгаген, Дания), С. А. Тихоцкий (Москва, Россия), Т. Л. Челидзе (Тбилиси, Грузия), В. Чермак (Прага, Чехия), Н. В. Шаров (Петрозаводск, Россия), Т. Яник (Варшава, Польша)

Editor-in-Chief *V. I. STAROSTENKO*
Deputy Editor-in-Chief *Ya. M. KHAZAN*

EDITORIAL BOARD

V. G. Bakhmutov, T. A. Belyu, A. B. Bobrov, T. K. Burakhovich, M. M. Dovbnich,
O. B. Gintov, N. M. Gladkykh (Executive Secretary), V. V. Gordienko, D. N. Gryn,
A. V. Kendzera, V. P. Kobolev, I. N. Korchagin, V. V. Kulyk, R. I. Kutas, E. D. Kuz'menko,
O. V. Legostaeva, D. V. Lysynchuk, S. V. Mostovoy, V. D. Omelchenko, M. I. Orlyuk, A. P.
Petrovskiy, V. N. Pylypenko, O. M. Rusakov, M. I. Skipa, A. P. Tolkunov, I. M. Tsifra,
Yu. K. Tyapkin, O. V. Usenko, S. A. Vyzhva, T. P. Yegorova

INTERNATIONAL EDITORIAL COUNSEL

V. Alkaz (Kishinev, Moldova), U. Bayer (Potsdam, Germany), L. Beshutiu (Bucharest, Romania), M. Bielik (Bratislava, Slovakia), S. V. Bogdanova (Lund, Sweden), Cao Dinh Tru (Hanoi, Vietnam), T. L. Chelidze (Tbilisi, Georgia), V. Chermak (Prague, Czech Republic), E. Dormy (Paris, France), R. G. Garetsky (Minsk, Belarus), G. Georgiev (Sofia, Bulgaria), A. O. Gliko (Moscow, Russia), A. G. Goncharov (Canberra, Australia), H. H. Guliyev (Baku, Azerbaijan), A. Guterch (Warsaw, Poland), A. D. Gvishiani (Moscow, Russia), S. M. Hovhannisyan (Gyumri, Armenia), T. Janik (Warsaw, Poland), G. I. Karataev (Minsk, Belarus), R. Keller (Oklahoma, USA), A. I. Kobrunov (Ukhta, Russia), S. Kovachikova (Prague, Czech Republic), P. S. Martyshko (Ekatereburg, Russia), V. O. Mikhailov (Moscow, Russia), A. Saintot (Bochum, Germany), N. V. Sharov (Petrozavodsk, Russia), R. Stephenson (Aberdeen, Great Britain), M. Sosson (Nice, France), H. Thybo (Copenhagen, Denmark), S. A. Tikhotsky (Moscow, Russia), M. S. Zhdanov (Solt Lake City, USA), S. S. Zilitinkevich (Helsinki, Finland).

Подп. в печ. 20.03.17. Формат 60×84/8. Бум. офсетная № 1. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 21,25. Тираж 220 экз.

Типография фирмы «Эссе», Киев, просп. Вернадского 34/1

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНЫ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ

Geophysical journal

ЖУРНАЛ

Основан в июле 1979 г.

Выходит 6 раз в год

Том 39

Международный
журнал

An International
Journal

№ 2 • 2017

СОДЕРЖАНИЕ

- Тяпкина А. Н., Тяпкин Ю. К., Тяпкина Е. Ю.* Сочетание усовершенствованной системы наблюдения, обработки, скоростной модели и миграции для построения сейсмических изображений в районах с интенсивной соляной тектоникой 3
- Гончар В. В.* Тектонические вертикальные движения и осадочное заполнение бассейнов на син- и пострифтовом этапах развития литосферы 22
- Усенко О. В.* Эволюция расплавов и флюидов в процессе формирования коры и мантии в палеопротерозое (2,2—1,75 млрд лет назад). Стратиграфия и магматизм..... 56
- Сумарук Ю. П., Сумарук Т. П.* Вековые вариации геомагнитного поля на Африканской тектонической плите 96
- Пристай А., Лаганивский Б.* Применение беспилотных аппаратов для геофизических исследований 109
- Шихова Л. Ф.* Литолого-фациальные модели залежей нефти месторождения Пиралахи по данным геофизических исследований скважин 126
- Фейзуллаев А. А., Лунина В. Н., Ахмедова Г. Т.* Оценка петрофизической неоднородности нефтегазовых резервуаров по данным геофизических исследований скважин (на примере месторождения Гюнешли) 137

Дискуссии

- Хазан Я. М.* Комментарий к статье Г. Г. Кулиева «Анализ результатов интерпретации упругих параметров твердого ядра Земли с позиций современной геомеханики» 145
- Кулиев Г. Г.* Ответ на комментарий Я. М. Хазана к статье Г. Г. Кулиева «Анализ результатов интерпретации упругих параметров твердого ядра Земли с позиций современной геомеханики» 150

Памяти ученого

- К 90-летию со дня рождения Константина Федоровича Тяпкина*..... 158

ЗМІСТ

| | |
|---|-----|
| <i>Тяпкіна О. М., Тяпкін Ю. К., Тяпкіна О. Ю.</i> Поєднання вдосконаленої системи спостереження, обробки, швидкісної моделі і міграції для побудови сейсмічних зображень в районах з інтенсивною соляною тектонікою | 3 |
| <i>Гончар В. В.</i> Тектонічні вертикальні рухи і осадове заповнення басейнів на син- і постріфтовому етапах розвитку літосфери | 22 |
| <i>Усенко О. В.</i> Еволюція розплавів і флюїдів в процесі формування кори і мантії в палеопротерозої (2,2—1,75 млрд років тому). Стратиграфія і магматизм..... | 56 |
| <i>Сумарук Ю. П., Сумарук Т. П.</i> Вікові варіації геомагнітного поля на Африканській тектонічній плиті | 96 |
| <i>Пристай А., Ладанівський Б.</i> Застосування безпілотних апаратів для геофізичних досліджень | 109 |
| <i>Шихова Л. Ф.</i> Литолого-фаціальні моделі покладів нафти родовища Піралахи, за даними геофізичних досліджень свердловин | 126 |
| <i>Фейзуллаєв А. А., Луніна В. М., Ахмедова Г. Т.</i> Оцінка петрофізичної неоднорідності нафтогазових резервуарів за даними геофізичних досліджень свердловин (на прикладі родовища Гюнешлі) | 137 |

Дискусії

| | |
|---|-----|
| <i>Хазан Я. М.</i> Коментар до статті Г. Г. Кулієва «Аналіз результатів інтерпретації пружних параметрів твердого ядра Землі з позицій сучасної геомеханіки» | 145 |
| <i>Кулієв Г. Г.</i> Відповідь на коментар Я. М. Хазана до статті Г. Г. Кулієва «Аналіз результатів інтерпретації пружних параметрів твердого ядра Землі з позицій сучасної геомеханіки» | 150 |

Пам'яті вченого

| | |
|--|-----|
| <i>До 90-річчя від дня народження Костянтина Федоровича Тяпкіна.....</i> | 158 |
|--|-----|

CONTENTS

| | |
|---|-----|
| <i>Tyapkina A. N., Tyapkin Yu. K., Tyapkina E. Yu.</i> Combination of improved acquisition system, processing, velocity model and migration for seismic imaging in areas of intense salt tectonics..... | 3 |
| <i>Gonchar V. V.</i> Vertical tectonic movements and sedimentary filling of basins during syn-rift and post-rift stages of lithosphere development..... | 22 |
| <i>Usenko O. V.</i> Melts and fluids evolution in the process of crust and mantle formation in Paleo-Proterozoic (2,2—1,75 Ga ago). Stratigraphy and magnetic activity | 56 |
| <i>Sumaruk Yu. P., Sumaruk T. P.</i> Secular variations of the geomagnetic field at the African plate | 96 |
| <i>Prystay A., Ladanivkyi B.</i> UAV application for geophysical research..... | 109 |
| <i>Feyzullayev A. A., Lunina V. N., Akhmedova G. T.</i> Evaluation of petrophysical heterogeneity of oil-gas reservoirs according to the data of geophysical studies of wells (Guneshly deposit as an example)..... | 126 |
| <i>Shikhova L. F.</i> Litho-facial models of Pirallahi deposit oil accumulations by geophysical well logging data..... | 137 |

Discussion

| | |
|---|-----|
| <i>Khazan Ya. M.</i> Commentary on the article by H. H. Guliyev «Analysis of results of interpretation of elastic parameters of solid core of the Earth from the standpoint of current geomechanics» | 145 |
| <i>Guliyev H. H.</i> A reply to the comment of Ya. M. Khazan to H. H. Guliyev 's article «Analysis of results of interpretation of elastic parameters of solid core of the Earth from the standpoint of current geomechanics» | 150 |

In memoriam of a scientific

| | |
|---|-----|
| <i>To the 90th anniversary of Konstantin Fedorovich Tyapkin's birthday.....</i> | 158 |
|---|-----|

Сочетание усовершенствованной системы наблюдения, обработки, скоростной модели и миграции для построения сейсмических изображений в районах с интенсивной соляной тектоникой

© А. Н. Тяпкина¹, Ю. К. Тяпкин², Е. Ю. Тяпкина³, 2017

¹ЗАО «Концерн Надра», Киев, Украина

²ООО «Юг-Нефтегазгеология», Киев, Украина

³Компания Weatherford, Осло, Норвегия

Поступила 13 февраля 2017 г.

Різноманітні типи пасток вуглеводнів, пов'язаних з інтенсивно розвиненими соляними тілами, не можуть бути надійно закартовані і потім успішно розвідані бурінням без попереднього отримання адекватних сейсмічних зображень. Показано, що подібні зображення можуть бути отримані тільки в результаті синергічного поєднання найдосконаліших варіантів системи спостереження, обробки, швидкісної моделі і міграції як елементів технології в цілому. На цей час такими найпрогресивнішими елементами є широко- і повноазимутальні системи спостереження, похила трансверсально-ізотропна модель швидкості, міграція у зворотному часі та спеціальні процедури обробки, що сприяють підвищенню ефективності цього методу. Підтвердженням слугують практичні приклади, продемонстровані у статті.

Ключові слова: сейсмічне зображення, система спостереження, швидкісна модель, обробка інформації.

*Посвящается 90-летию со дня рождения
(3 марта 1927 г.) выдающегося геофизика и
основателя геофизической династии
Константина Федоровича Тяпкина*

Введение. Эта статья — третья в серии обзорных работ по использованию современных методов миграции при построении сейсмических изображений для выявления и картирования ловушек углеводородов в районах с интенсивной соляной тектоникой. В первой статье [Тяпкина и др., 2014] были проанализированы разнообразные типы ловушек углеводородов, связанных с соляными куполами в Днепровско-Донецкой впадине.

Кроме того, была дана классификация методов построения сейсмических изображений. На примерах из других седиментационных бассейнов показаны преимущества миграции до суммирования, учета многолучевого распространения сейсмической энергии и использования обменных волн при построении изображений приштоковых объектов. Особое внимание было уделено миграции в обратном времени. Эта прогрессивная технология, в отли-

чие от традиционных схем, допускает распространение волн в двух направлениях при их продолжении как от источников, так и от приемников. Такой подход успешно используется для изображения субвертикальных границ, что практически нельзя сделать классическими методами. Во второй статье [Тяпкина и др., 2015] обоснована необходимость подбора адекватной скоростной модели для эффективного построения сейсмических изображений. Было показано, что для решения этой задачи успешно используются лучевая томография, сканирование временных задержек изображения и полноволновая инверсия — наиболее перспективный и интенсивно развивающийся в настоящее время метод. Особая роль в этой статье отведена необходимости учета анизотропии скорости как очень важного фактора в процессе построения сейсмических изображений. Была показана важность выбора максимально реалистичной модели из того набора вариантов, которые на данном этапе развития метода эффективно описывают этот феномен. Наиболее широко распространенной среди них является трансверсально-изотропная модель с наклонной осью симметрии, соответствующая наклонному залеганию циклических осадков. Такая модель требует дальнейшего усложнения вблизи соляных штоков и в зонах тектонических нарушений, где напластование осложнено соответственно радиальной и приразломной трещиноватостью пород. Предположение о пространственной упорядоченности этих трещин и их ортогональности напластованию порождает значительно более сложную модель анизотропии сейсмической скорости, характеризующуюся наклонной орторомбической симметрией.

Данная статья является логическим продолжением двух своих предшественниц. Она предназначена продемонстрировать важность сочетания усовершенствованных вариантов системы наблюдения, обработки, скоростной модели и миграции для эффективного построения сейсмических изображений в районах, осложненных интенсивным галокинезом. Основное внимание в ней будет уделено преимуществам современных широко- и полноазимутальных систем наблюдения, а также специальным приемам обработки, без применения которых самые совершенные процедуры построения сейсмических изображений могут значительно снизить свою потенциальную эффективность. Это демонстрируется на практических примерах из Мексиканского залива, являющегося испытательным полигоном для стремительно развивающихся сейсмических технологий.

Профильные и площадные системы наблюдения. Системы регистрации сейсмических данных могут быть профильными (2D) и площадными (3D). Первые из них весьма несовершенны и явно устарели. Дело в том, что профильная система может регистрировать отражения, порожденные не под профилем, что в дальнейшем приведет к их неправильному позиционированию и изображению. Это схематически демонстрируется на рис. 1, где черными кружками на разрезе изображены следы набора независимых 2D профилей, проходящих над соляным куполом [Houck et al., 1996]. Из-за невозможности учета поперечного наклона отражающих границ при 2D наблюдениях, отражения, полученные от поверхности соли вне вертикальной плоскости, проходящей через профиль, снесются на эту плоскость. Этот про-

цесс порождает ложное, значительно более широкое, чем в реальности, изображение соляного купола.



Рис. 1. Схема ложного расширения изображения соляного купола при 2D наблюдениях [Houck et al., 1996].

В то же время объекты, расположенные под профилем, могут породить отраженные волны, не регистрируемые на профиле и поэтому безвозвратно потерянные для обработки и интерпретации. Переместить эти и ранее отмеченные внепрофильные отражения в их истинное положение можно только в результате использования поперечного сноса, что наиболее эффективно выполняется с помощью 3D наблюдений и соответствующей миграции [Мерцій та ін., 2005]. Этот эффект демонстрирует рис. 2 на трех выбранных для анализа профилях 3D съемки, выполненной в районе одного из соляных штоков в Мексиканском заливе [Brown, 2011]. Следы этих профилей на схематическом разрезе изображены черными кружками.

На профиле 180, проходящем над сводом штока, отраженные и дифрагированные волны в основном распространялись в вертикальной плоскости, пересекающей профиль. Поэтому 3D миграция здесь осуществлялась преимущественно вдоль самого профиля. В результате она переместила отражения от границ, крутонаклоненных вблизи

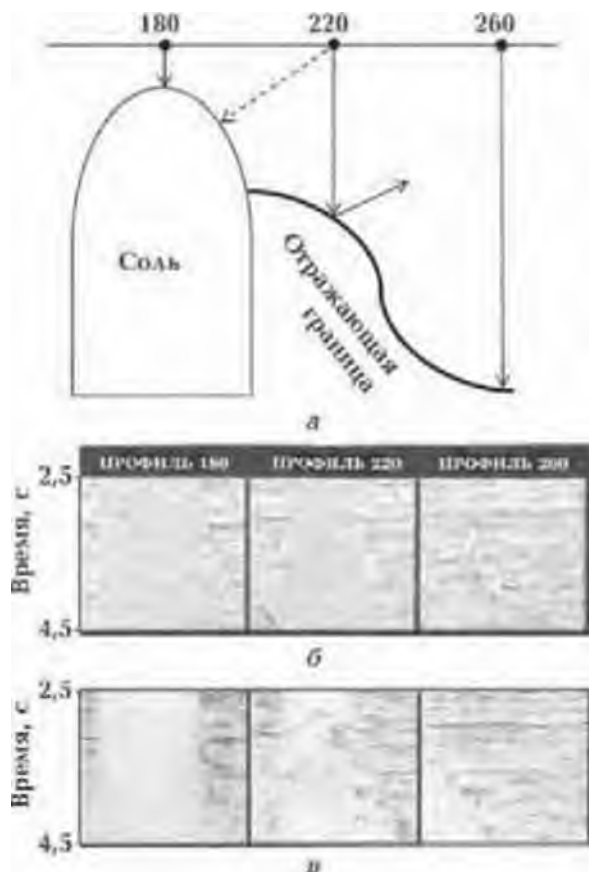


Рис. 2. Схема отражений от поверхности соли и одной из границ в окружающей осадочной толще для трех профилей 3D съемки (а) и сопоставление временных разрезов ОГТ (б) с результатами 3D-миграции вдоль этих профилей (в) [Brown, 2011].

стенки штока, в их истинное положение и тем самым просто сузила изображение штока на разрезе ОГТ.

На профиле 220, проходящем вблизи штока, были зарегистрированы отражения от его склона (пунктирная стрелка). В то же время обозначенные сплошной стрелкой отражения от нижележащих осадочных пород, крутонаклоненных перпендикулярно профилю, ушли в сторону от него. В результате на разрезе ОГТ до миграции возникла расфокусированная зона, которая могла бы быть ложно

проинтерпретирована как изображение склона соляного штока, который в действительности здесь отсутствует. 3D-миграция в этом месте осуществлялась преимущественно поперек профиля. Она переместила отражения от наклонных границ вблизи штока в их истинное положение, устранив ложное изображение соляного тела под этим профилем

На профиле 260, проходящем вдали от штока, кардинальных изменений изображения после миграция не наблюдается, поскольку окружающие шток осадочные породы здесь залегают субгоризонтально.

Таким образом, в сложных геологических условиях, вызванных интенсивной соляной и надвиговой тектоникой, сейсморазведка 2D не только исключает возможность получения однозначного изображения среды, но и приводит к результатам интерпретации, принципиально отличающимся от истинной ситуации. Естественный выход из этого сейсморазведчики видели в использовании площадных систем наблюдения и соответствующих типов миграции, что обосновывалось модельными экспериментами [French, 1974]. Однако практическая реализация этой идеи на начальных этапах ограничивалась недостаточными техническими возможностями. Со временем это препятствие было устранено, и уже в 80 — 90-х годах прошлого столетия наметилась четкая тенденция в замене профильных систем наблюдения площадными [Verkhout, 1992]. В настоящее время большинство ведущих западных сервисных и нефтегазодобывающих компаний практически полностью перешли на 3D наблюдения. Примером может служить всемирно известная компания Shell, которая выполнила первую в мире 3D съем-

ку еще в 1975 г., а с начала 90-х годов прошлого столетия почти полностью отказалась от наблюдений 2D. Для ее специалистов в равной степени не составляет никаких проблем выполнить кондиционную сейсмическую съемку 3D в самых разнообразных и сложных поверхностных условиях [Nestvold, 1992]. В качестве примера можно назвать урбанизированные территории Голландии, включающие нефтеперерабатывающий завод и самый большой в Европе порт г. Роттердама, азиатские и африканские пустыни, горные джунгли Колумбии, рисовые поля Таиланда, болотистую местность в дельте р. Нигер, а также множество площадей в переходной зоне суша—море.

Кроме продемонстрированного учета пространственного сноса отражений, 3D сейсморазведка позволяет более эффективно использовать энергию возбуждаемых колебаний, поскольку при этом волны от одного источника регистрируются не на одном, а на нескольких профилях. Благодаря регулярности наблюдений при этом значительно повышается пространственная прослеживаемость отражений, а также контрастность и надежность картирования границ соляных тел и разрывных нарушений [Мерцшй та ін., 2005; Войцицкий и др., 2007]. Кроме того, при одинаковой с 2D наблюдениями кратности перекрытия система 3D позволяет в несколько раз повысить степень подавления разнообразных волн-помех [Козлов и др., 1998].

Отмеченные преимущества 3D наблюдений и соответствующих методов построения сейсмических изображений видны на рис. 3. Здесь на 2D изображении верхняя граница соли сильно искажена отражениями, образовавшимися вне профиля. В результате наблюдается несколько практи-

чески не согласованных между собой отражений, два из которых отмечены стрелками. На разрезе 3D эта граница, также отмеченная стрелками, имеет более четкое, однозначное и хорошо прослеживаемое вдоль профиля изображение за счет площадной миграции энергии, отраженной от поверхности соли, и ее фокусировки в правильном месте.

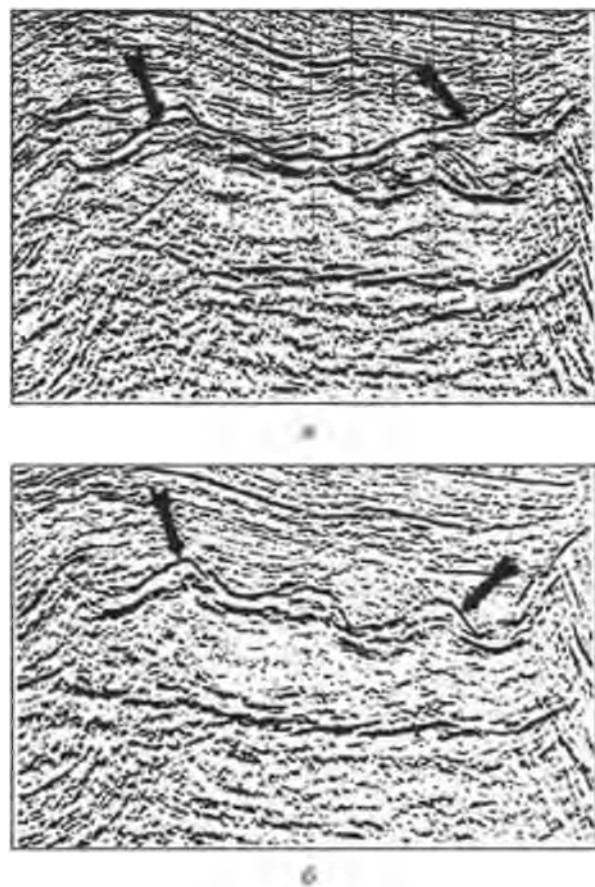


Рис. 3. Сопоставление результатов постстек временной миграции 2D (а) и 3D (б) вдоль одного из профилей в Мексиканском заливе [Ratcliff et al., 1994].

Современная площадная сейсморазведка, начиная с полевых (морских) работ и заканчивая обработкой и интерпретацией полученных данных, яв-

ляется весьма дорогим методом. Однако при правильной организации работ эти затраты с избытком компенсируются ростом эффективности изучения строения и свойств разреза, а также понижением количества неудачно пробуренных скважин, что особенно характерно для площадей со сложным геологическим строением [Nestvold, 1992]. Поэтому технология 3D сейсморазведки постоянно усложняется и совершенствуется.

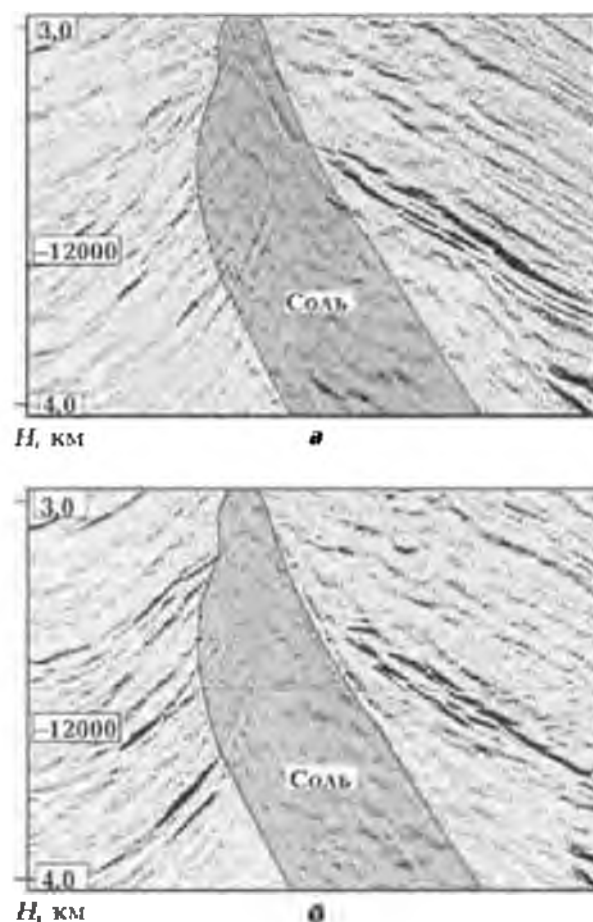


Рис. 4. Сейсмические изображения на месторождении Bullwinkle в Мексиканском заливе, полученные по результатам узкоазимутальных 3D наблюдений в двух ортогональных направлениях: инлайн вдоль (а) и поперек (б) изображения [Browne, 2011].

Узко-, широко- и полноазимутальные системы наблюдения. На первых этапах своего развития технология 3D сейсморазведки использовала только узкоазимутальные системы наблюдения. Рис. 4 позволяет сопоставить вдоль одного и того же профиля сейсмические изображения, полученные с помощью узкоазимутальных 3D наблюдений в двух ортогональных направлениях на месторождении в Мексиканском заливе [Brown, 2011]. Их анализ позволяет сделать вывод, что когда инлайн перпендикулярен изображению, перерывы отражений от осадочных пород на границе соли более резкие, что объясняется меньшим искажающим влиянием соли на распространение сейсмических волн. Таким образом, в условиях сложной перекрывающей толщи качество сейсмического изображения при узкоазимутальных системах наблюдения зависит от простирания профилей относительно изучаемой структуры.

Этот вывод подтверждается результатом анализа рис. 5, демонстрирующего различия в изображениях, полученных на основе узкоазимутальных наблюдений в широтном и меридиональном направлениях на одной из площадей в Мексиканском заливе [Ronen, Fontana, 2006]. Однако в этом случае отдельные элементы изображений, обведенные на рисунке овалами, выглядят лучше на разных вариантах обработки. Предсказать лучший вариант направления узкополосной системы наблюдения при сложном строении перекрывающей толщи практически невозможно.

Отсюда следует, что для создания более широких возможностей получения оптимального варианта изображения необходимо увеличивать диапазон азимутов, под которыми «просматривается» интересующая нас среда, используя для этого много- и широкоазимутальные системы наблюдения. Следует также подчеркнуть, что такая

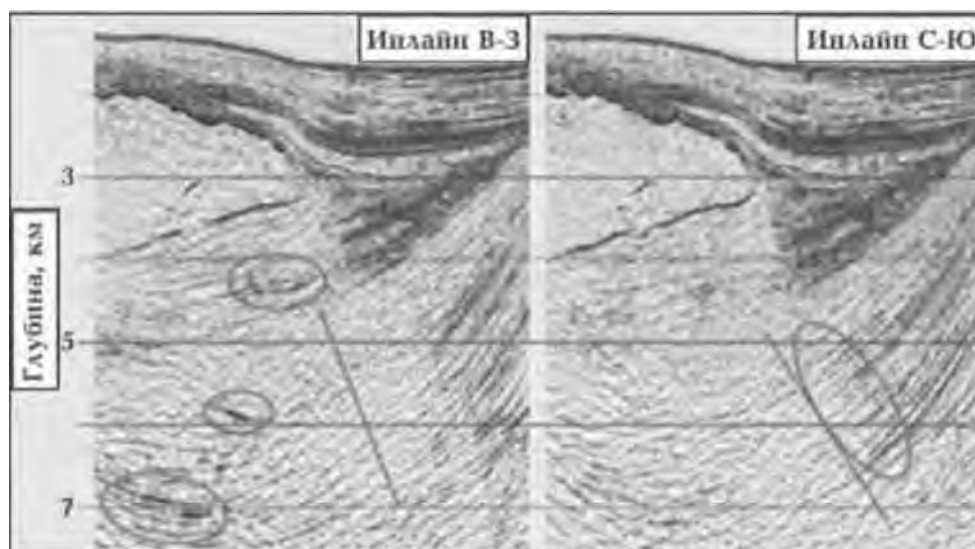


Рис. 5. Сейсмические изображения на площади Garden Banks в Мексиканском заливе, полученные по результатам узкоазимутальных 3D наблюдений в двух ортогональных направлениях [Ronen, Fontana, 2006].

методика понижает вероятность выхода отражений от крутопадающих границ за пределы пространственной полосы наблюдения [Воскресенский, 2006]. Кроме того, узкоазимутальные системы позволяют зарегистрировать и в дальнейшем использовать для получения сейсмических изображений только небольшую долю общей энергии, отразившейся от границ в нижнем полупространстве. Например, при современных морских работах из-за относительно узкой пространственной полосы регистрации эта доля составляет 5—10 %. Поэтому любая форма расширения диапазона используемых при 3D наблюдении азимутов увеличивает этот показатель, обеспечивая в совокупности с другими отмеченными факторами несомненные преимущества широкоазимутальных систем наблюдения над узкоазимутальными аналогами.

Это подтверждает рис. 6 на примере одной из площадей в Мексиканском заливе, где параллельно судну-источнику плыли суда-приемники с наборами кос (стримеров) в полосе длиной 9000 м и шириной 1200 м [Karoor et al., 2007]. Использование разного количества таких судов обеспечило разные максимальные значения поперечного выноса и соответствующего диапазона азимутов наблюдения. На рисунке отчетливо видно улучшение качества сейсмического изображения подсолевых границ по мере увеличения азимутальности системы наблюдения.

Преимуществам много- и широкоазимутальных систем наблюдения над узкоазимутальными посвящены многочисленные публикации, например [Whaley, 2006; Huang, Yu, 2009; Rollins et al., 2013].

Дополнительные преимущества над узкоазимутальными поверхностными

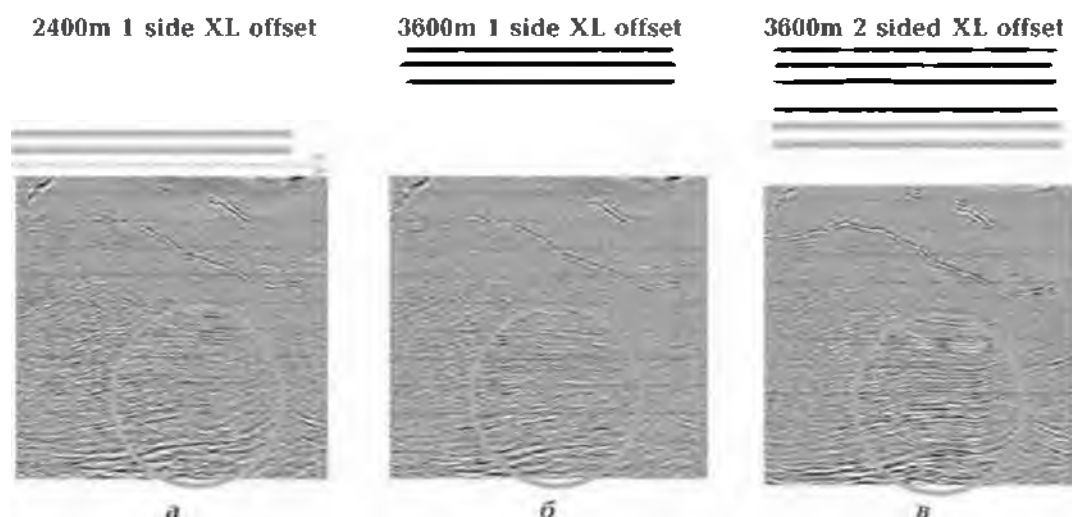


Рис. 6. Улучшение качества сейсмического изображения на одном из профилей в Мексиканском заливе по мере увеличения азимутальности наблюдений, которая характеризуется максимальным значением поперечного выноса: односторонний 2400 м (а), односторонний 3600 м (б) и двусторонний 3600 м (в) [Karoor et al., 2007].

наблюдениями на море обеспечивают широкоазимутальные системы с использованием донных станций, поскольку эти устройства свободны от некоторых типов помех, осложняющих работу со стримерами [Meru et al., 2013; Meru, Sturup-Toft, 2014]. К тому же такая методика может быть единственным выходом из ситуации, когда поверхностные препятствия (например, разведочные и эксплуатационные скважины) исключают возможность широкоазимутальных наблюдений со стримерами.

При сложном строении перекрывающей соляной толщи даже широкоазимутальные наблюдения не гарантируют получение адекватного изображения подсолевых границ. Это вынуждает применять полноазимутальные системы наблюдений, которые становятся все более популярными при работах на суше и в море. Помимо максимального благоприятствования последующему построению сейсмических изображений сложнопостроенных сред не-

обходимо отметить некоторые другие аспекты их применения [Левянт и др., 2009]:

- полноазимутальные системы обеспечивают минимальный уровень следов расстановки (footprints);
- стоимость полевых работ с полноазимутальными системами возрастает с увеличением кратности N не резко — пропорционально \sqrt{N} ;
- при равной кратности полно- и узкоазимутальных систем их стоимости при сухопутных работах практически не различаются;
- полноазимутальные системы позволяют получить максимальные значения кратности при заданном ограничении максимального удаления.

Полноазимутальные системы наблюдения прекрасно себя зарекомендовали при морских работах, особенно в сочетании с большими выносами. Это демонстрируется в работе [Li et al., 2014] на нескольких площадях Мексиканского залива, где специальная система наблюдения «в шахматном по-

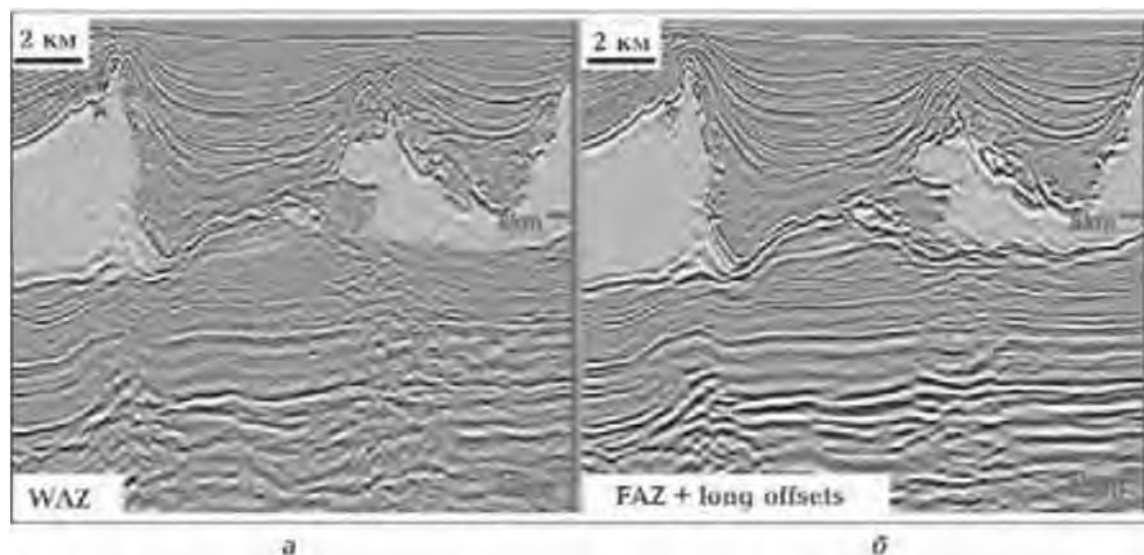


Рис. 7. Сейсмические изображения на площади Keathley Canyon в Мексиканском заливе, полученные в результате широкоазимутальных (а) и полноазимутальных (б) наблюдений с большим удалением [Li et al., 2014].

рядке» обеспечила полноазимутальное покрытие в пределах удалений 10 км и максимальное удаление 18 км в восьми направлениях. Один из этих примеров приведен на рис. 7. При построении обоих изображений здесь использовались одинаковая предварительная обработка и одинаковая наклонная трансверсально-изотропная (ТТИ) модель скорости, параметры которой были получены из полноазимутальных данных с большим удалением. На рисунке видно, что более прогрессивная технология позволяет получить более качественное и геологически осмысленное изображение подсолевой толщи.

Сочетание усовершенствованных систем наблюдения, процедур миграции и скоростных моделей среды. Системы регистрации данных, алгоритмы миграции и скоростные модели среды, используемые для построения сейсмических изображений, постоянно и активно совершенствуются из-за необходимости решать все более сложные разведочные задачи во множестве соленосных осадочных бассейнов мира, каждый из которых характеризуется своими особенностями и степенью деформации пород под влиянием галокинеза. Наиболее успешно такие задачи решаются в результате синергичного сочетания самых совершенных систем наблюдения, процедур миграции и скоростных моделей среды. Примеры такого сочетания демонстрируются ниже.

На рис. 8 показаны результаты миграции на основе волнового уравнения (WEM) узкоазимутальных данных и миграции в обратном времени (RTM) широкоазимутальных данных вдоль одного из профилей в Мексиканском заливе [Xu et al., 2011]. Отметим, что существенное различие возможностей

этих методов при построении сейсмических изображений в условиях интенсивной соляной тектоники рассмотрены в работе [Тяпкина и др., 2014]. Анализ рис. 8 показывает, что более совершенный алгоритм RTM в сочетании с широкой азимутальностью данных позволяет уверенно выделить ножку штока и надежней закартировать отражения от границ в приштоковой зоне. На изображении, полученном после применения менее эффективной процедуры WEM к менее информативным узкоазимутальным данным, это ножка абсолютно не видна, а отражения от прилегающих осадочных пород прослеживаются значительно хуже.

Рис. 9 демонстрирует как один и тот же классический алгоритм миграции Кирхгофа повышает свою эффектив-

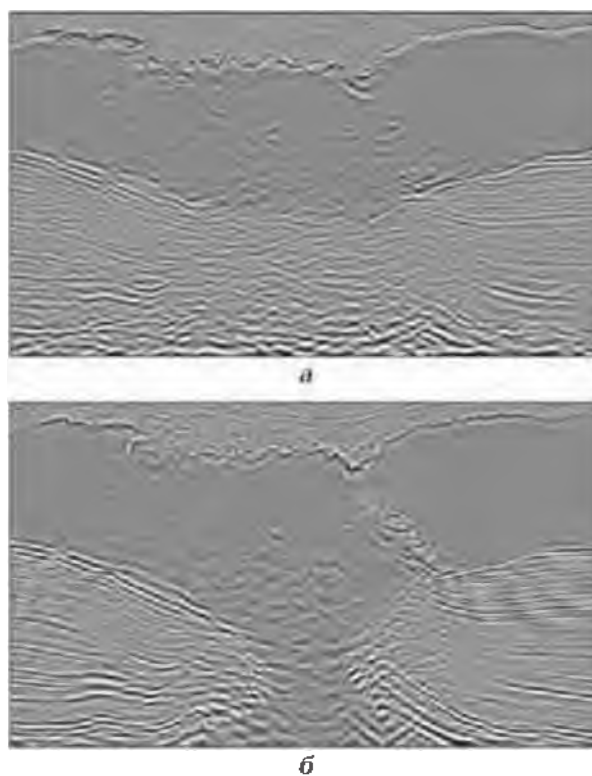


Рис. 8. Результаты WEM узкоазимутальных (а) и RTM широкоазимутальных (б) данных из Мексиканского залива [Xu et al., 2011].

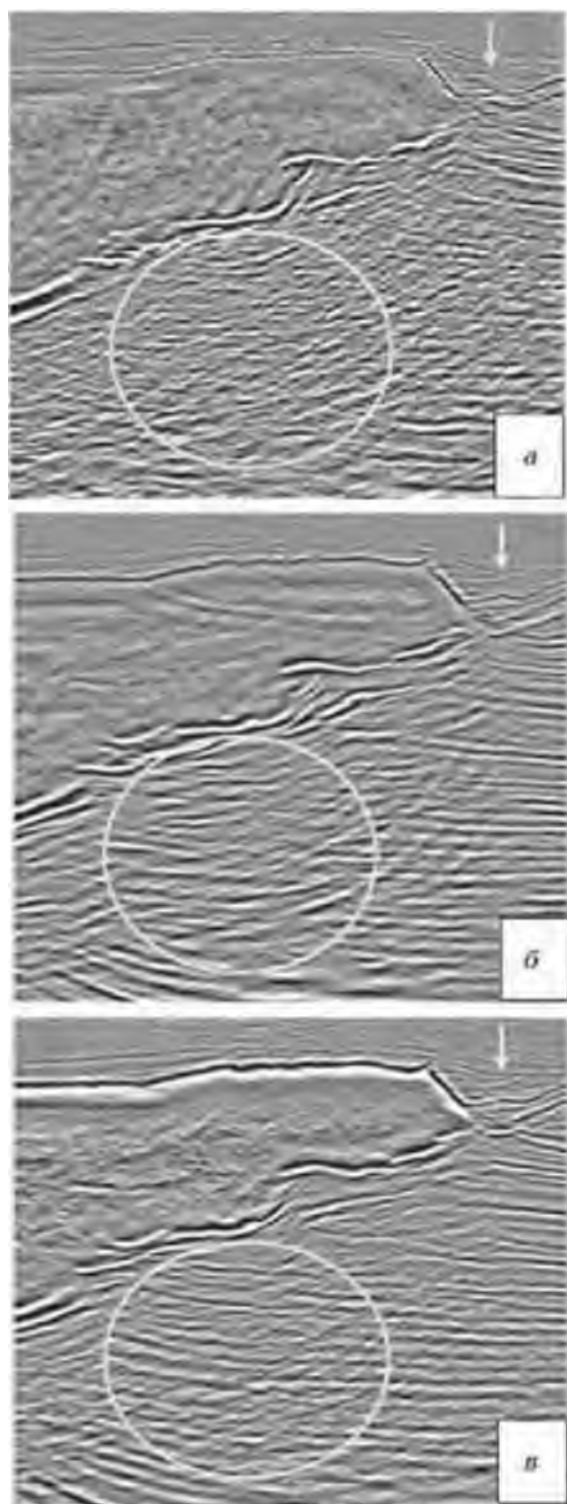


Рис. 9. Повышение эффективности миграции Кирхгофа в Мексиканском заливе при сочетании более совершенной системы наблюдения с более реалистичной моделью анизотропии скорости: *а* — узкоазимутальные данные и трансверсально-изотропная модель скорости с вертикальной осью симметрии (VTI), *б* — широкоазимутальные данные и VTI модель скорости, *в* — широкоазимутальные данные и трансверсально-изотропная модель скорости с наклонной осью симметрии (TTI) [Reta-Tang et al., 2011].

ность по мере использования все более совершенной системы наблюдения и более реалистичной модели анизотропии скорости [Reta-Tang et al., 2011]. Отметим, что преимущества более сложных и реалистичных моделей анизотропии скорости рассмотрены в работе [Тяпкина и др., 2015]. На рисунке видно, что уже в результате увеличения азимутальности системы наблюдения значительно возросло качество изображения подсолевых границ и мини-бассейна у правой кромки соли. Максимальный эффект достигнут при сочетании широкоазимутальных данных с трансверсально-изотропной моделью скорости с наклонной осью симметрии. В этом случае отражения от осадочных пород под соляным навесом минимально искажены помехами и наиболее четко прослеживаются до границы с солью.

Рис. 10 является примером того, что наилучшее изображение контуров соли и окружающих осадочных пород получается в результате совместного использования самых совершенных элементов технологии [Aibaidula et al., 2016]. Это, во-первых, максимально информативная полноазимутальная система наблюдения, во-вторых, RTM — самый прогрессивный в настоящее время алгоритм миграции, в-третьих, весьма реалистичная трансверсально-изотропная скоростная модель с наклонной осью симметрии и, в-четвертых, полноволновая инверсия — самый эффективный метод расчета параметров скоростной модели среды [Тяпкина и др., 2015].

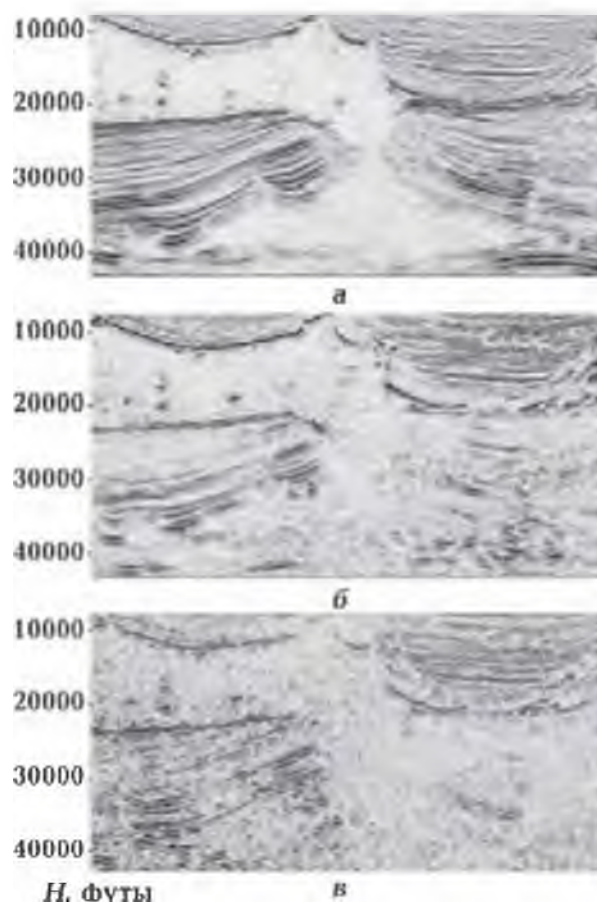


Рис. 10. Сейсмические изображения аллохтонной соли и окружающих осадков на месторождении K2 в Мексиканском заливе, полученные в результате RTM полноазимутальных данных с ТП скоростной моделью, параметры которой были определены с помощью полноволновой инверсии (а), RTM широкоазимутальных данных (б) и престек миграции Кирхгофа узкоазимутальных данных (в) [Aibaidula et al., 2016].

Положительный эффект от сочетания повышенной азимутальности систем наблюдения, усовершенствованных алгоритмов миграции и более реалистичных моделей анизотропии скорости показан также в работе [Swanston et al., 2011].

Специальная обработка данных. Построение сейсмических изображений является ключевым этапом обработки, обеспечивающим основную информацию для последующей структурной

интерпретации. Все предшествующие этапы обработки по существу являются подготовительными и обеспечивают необходимые условия и необходимую информацию для успешного построения сейсмических изображений. Кратко остановимся на наиболее важных из них.

Устранение искажающего влияния сейсмического поглощения. Неупругое поглощение приводит к амплитудным и фазовым искажениям сигнала в процессе его распространения и, как результат, к понижению разрешенности сейсмической записи. Для устранения этого эффекта разработаны разнообразные методы так называемой обратной Q-фильтрации (Q-деконволюции) [Wang, 2006], которая может работать одновременно с миграцией [Wang, 2008]. В результате получаются сейсмические изображения среды почти «идеального» вида с улучшенной разрешенностью и правильным позиционированием в пространстве и времени, что создает благоприятные условия для последующей структурной интерпретации [Kaderali et al., 2007]. Необходимая для функционирования этого метода информация о поглощении может быть получена из скважинных [Kaderali et al., 2007] или поверхностных [Тяпкин, Шадура, 2010; Тяпкин и др., 2011] данных. Положительный эффект от компенсации искажений, вызванных поглощением, показан на рис. 11 [Wang, 2006]. Здесь видно, что применение этого метода повысило разрешенность результирующего изображения и на нем четче проявились тектонические нарушения.

Специфика обработки для успешного применения RTM. Предварительная обработка материалов перед построением сейсмических изображений традиционными методами ориен-

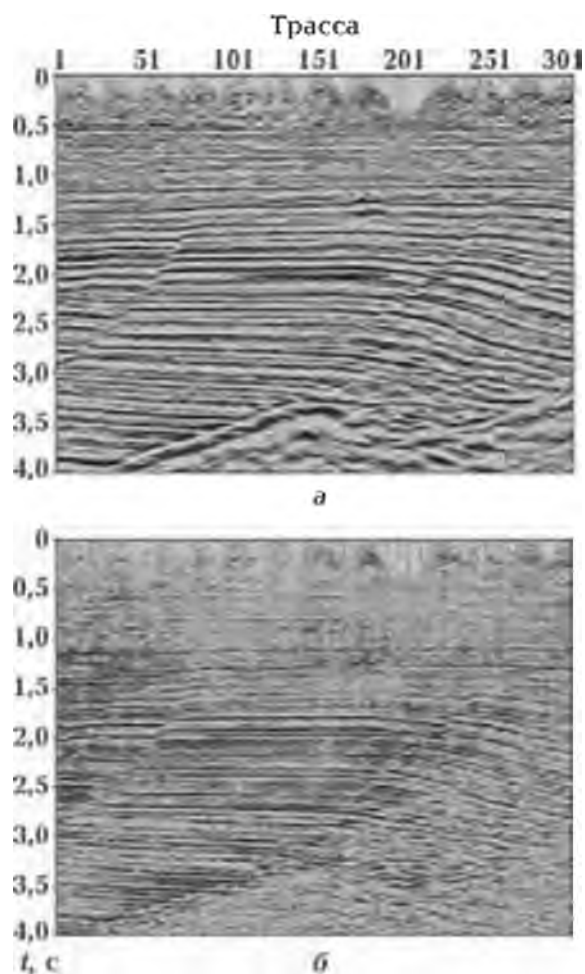


Рис. 11. Результаты миграции без компенсации (а) и с компенсацией (б) сейсмического поглощения [Wang, 2006].

тирована на выделение волн с одним направлением распространения. Более прогрессивная технология RTM допускает и успешно использует отклонения от этой схемы, в частности — распространение волн по двум направлениям при продолжении от источников и приемников [Тяпкина и др., 2014]. Необходимость учета таких сложных схем распространения сейсмических волн предъявляет специальные требования к обработке первичной информации [Jones, 2008]. Традиционная обработка в этом случае может привести к существенному подавлению

полезных волн, распространяющихся по двум направлениям, и значительно ослабить потенциальные возможности RTM. В частности, это порождает ложные многократные изображения («гало») крутонаклоненных стенок соляных тел, существенно препятствующие прослеживанию отражений от осадочных пород вблизи их контакта с солью.

Подавление кратных волн. Одним из основных типов помех, особенно при морских исследованиях, являются разнообразные кратные волны. Рис. 12 демонстрирует, что устранение кратных волн вне и внутри соляного тела значительно улучшает возможности прослеживания его контура.

При морских работах основной вид кратных волн связан с земной поверхностью. Для их подавления используется весьма эффективный метод SRME (Surface Related Multiple Elimination), основанный на анализе рядов обратного рассеяния [Weglein et al., 1997]. Он позволяет предсказать и вычистить кратные волны с использованием только сейсмических записей без априорной информации о скоростной модели среды.

Высокая эффективность этого метода послужила причиной его включения в стандартный набор операций, который в настоящее время широко и успешно используется при изучении подсоловых отложений в Мексиканском заливе [Ma et al., 2011]. Этот набор состоит из 3D варианта SRME, уточнения скоростной модели среды путем сканирования временных задержек RTM (см. [Тяпкина и др., 2015]) и RTM с ТТТ моделью анизотропии скорости.

Рис. 13 показывает, как после успешного вычитания кратных волн с помощью SRME кардинально изменился преимущественный наклон границ на

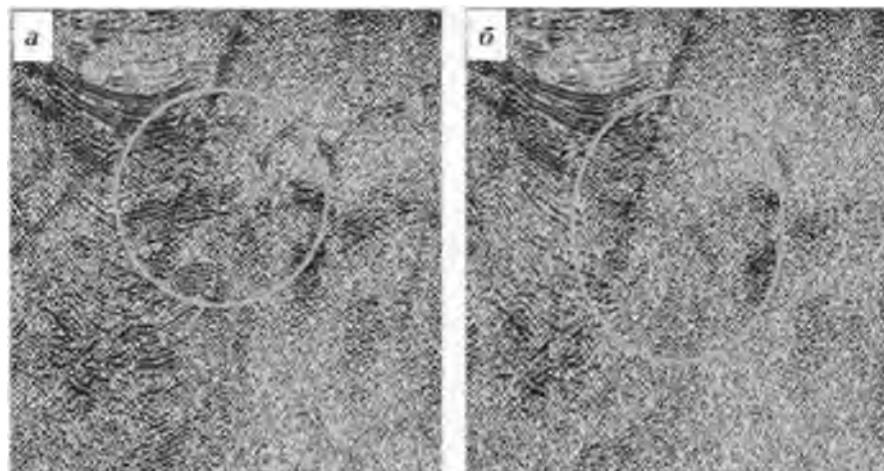


Рис. 12. Сейсмические изображения окрестностей склона соляного тела в Мексиканском заливе без подавления (а) и с подавлением (б) кратных волн [Karoor et al., 2007].

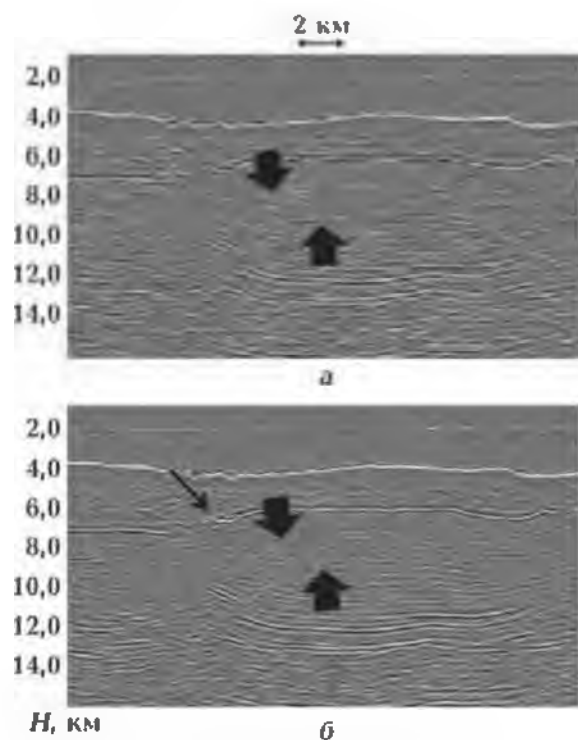


Рис. 13. Результаты миграции широкоазимутальных данных из Мексиканского залива без применения (а) и с применением (б) SRME [Ma et al., 2011].

изображении подсолевой толщи, что в дальнейшем принципиально повлияло на результаты интерпретации [Ma et al., 2011].

Узкоазимутальные сейсмические данные по существу могут быть обработаны только с помощью 2D варианта SRME, а к широкоазимутальным данным целесообразно применять более эффективный 3D вариант этого метода. Если обработанные таким образом широкоазимутальные данные дополнительно подвергнуть более совершенной процедуре миграции, то преимущество над результатом менее совершенной миграции узкоазимутальных данных будет весьма значительным. Это подтверждает рис. 14, на котором качество изображения боковой и нижней кромок соли, а также подсолевой толщи после RTM широкоазимутальных данных, обработанных с помощью 3D SRME, значительно лучше, чем после WEM узкоазимутальных данных, обработанных с помощью 2D SRME.

В зависимости от строения площади сейсмические изображения могут быть сильно искажены разными типами кратных волн. Так, в работе [Abriel, 2015] показан пример ложной антиклинальной структуры, появившейся на изображении подсолевого интервала в результате наложения кратных волн,

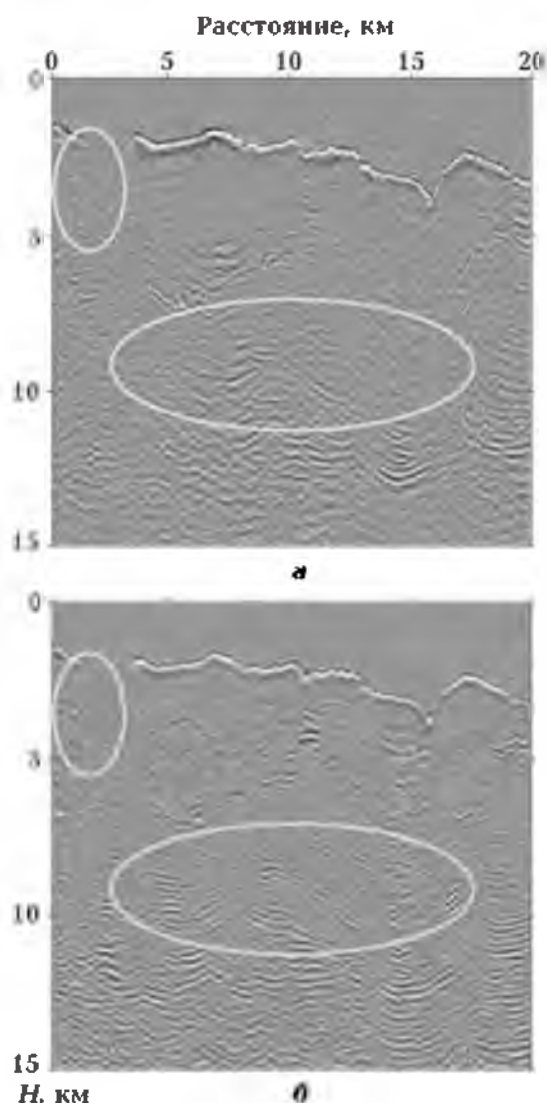


Рис. 14. Результаты WEM узкоазимутальных данных после 2D SRME (а) и RTM широкоазимутальных данных после 3D SRME (б) [Vigh et al., 2011].

которые первоначально отразились от верхней и нижней границ соли, а затем от морского дна и еще раз от верхней границы соли. Моделирование и вычитание этих кратных волн кардинально поменяли изображение подсолевых осадков. В результате ложная антиклиналь была устранена и одновременно

появилась возможность выявить и закартировать положительную структуру на большей глубине. Эта структура в дальнейшем оказалась продуктивной.

Необходимость сочетания самых совершенных элементов для успешной работы технологии построения сейсмических изображений в целом продемонстрирована на примерах из Мексиканского залива. Однако сделанные при этом выводы могут быть с успехом применены и к другим осадочным бассейнам мира, осложненным активным соляным тектогенезом.

Выводы. Разнообразные типы ловушек углеводородов, связанных с интенсивно развитыми соляными телами, не могут быть надежно закартированы и затем успешно разведаны бурением без предварительного получения адекватных сейсмических изображений. Такие изображения могут быть построены только в результате синергичного сочетания самых совершенных вариантов системы наблюдения, обработки, скоростной модели и миграции как элементов технологии в целом. Поэтому в настоящее время на практике все более активно начинают применяться широко- и полноазимутальные системы наблюдения, наклонная трансверсально-изотропная модель скорости, миграция в обратном времени и специальные приемы обработки, способствующие повышению эффективности данного метода. Подтверждением этого служат примеры, продемонстрированные в настоящей статье.

Авторы выражают глубокую благодарность Н. Я. Мармалевскому за консультации и полезные советы, способствовавшие повышению качества данной статьи.

Список литературы

- Войцицкий З. Я., Сигоренко Г. Д., Пархоменко Т. В., Тяпкина А. Н., Хома Р. С. Применение процедур миграции сейсмических записей с учетом современных тенденций развития сейсмического метода разведки. *Геоинформатика*. 2007. Т. 6. № 4. С. 23—30.
- Воскресенский Ю. Н. Построение сейсмических изображений (учебное пособие для студентов). Москва: РГУНГ им. И. М. Губкина, 2006. 116 с.
- Козлов Е., Боуска Дж., Мегвегев Д., Рогенко А. Лучше сейсморазведки 3D — только сейсморазведка 3D, хорошо спланированная. *Геофизика*. 1998. Т. 6. № 6. С. 3—15.
- Левянт В. Б., Рябошапка С. М., Белоусов А. В. О полно- и широкоазимутальных системах наблюдений 3D, применяемых для анализа анизотропии сейсмических характеристик трещиноватых коллекторов. *Технологии сейсморазведки*. 2009. Т. 6. № 3. С. 3—10.
- Мерцый В. В., Полунін О. І., Ренкас Ю. Л., Ренкас В. Л. Сейсморозвідка 3D як головний інструмент структурних побудов в складних сейсмогеологічних умовах. *Геоінформатика*. 2005. Т. 4. № 2. С. 26—31.
- Тяпкина А. Н., Тяпкин Ю. К., Окрепкий А. И. Усовершенствованные методы построения сейсмических изображений при картировании ловушек углеводородов, связанных с соляными куполами. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 3. С. 86—104.
- Тяпкина А. Н., Тяпкин Ю. К., Окрепкий А. И. Адекватная скоростная модель — основа эффективного построения сейсмических изображений при картировании ловушек углеводородов, связанных с соляными куполами. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 1. С. 147—164.
- Тяпкин Ю. К., Шагура А. Н. Обзор методов оценки неупругого поглощения сейсмических волн. *Збірник наукових праць УкрДГРІ*. 2010. Т. 11. № 3—4. С. 178—189.
- Тяпкин Ю. К., Шагура А. Н., Роганов В. Ю. Непрерывная во времени оценка поглощения волн в масштабе сейсмической трассы. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 3. С. 40—53.
- Abriel W. L., 2015. Pitfalls in structural seismic interpretation due to subsalt multiples. *Interpretation* 3(1), SB23—SB27.
- Aibaidula A., Walraven D., Rodriguez A., 2016. Improving the greater K2 area subsalt imaging with advanced seismic acquisition, model building, and imaging technologies — A Gulf of Mexico case study. *The Leading Edge* 35(3), 246—252.
- Berkhout A. J., 1992. Trends in the seismic industry. *J. Seism. Explor.* 1(1), 3—8.
- Brown A. R., 2011. Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data (Seventh edition). AAPG Memoir 42, SEG Investigations in Geophysics No. 9, 646 p.
- French W. S., 1974. Two-dimensional and three-dimensional migration of model-experiment reflection profiles. *Geophysics* 39(3), 265—277.
- Houck R. T., House-Finch N. J., Carpenter D. G., Johnson M. L., 1996. Mapping 3-D structure using 2-D seismic. *The Leading Edge* 15(8), 894—903.
- Huang T., Yu B., 2009. Unlocking the potential of WAZ data at the Tonga Discovery with TTI reverse time migration. 79th SEG Annual Meeting, Expanded Abstracts, 532—536.
- Jones I. F., 2008. A modeling study of preprocessing considerations for reverse-time migration. *Geophysics* 73(6), T99—T106.

- Kaderali A., Jones M., Howlett J., 2007. White Rose seismic with well data constraints: A case history. *The Leading Edge* 26(6), 742—754.
- Kapoor J., Moldevaneau N., Egan M., O'Brian M., Desta D., Atakishiyev I., Tomida M., Stewart L., 2007. Subsalt imaging — The RAZ/WAZ experience. *The Leading Edge* 26(11), 1414—1422.
- Li Y., Wu Q., Wang M., Huang T., 2014. Benefits of full-azimuth and ultralong-offset data for subsalt imaging in the deepwater Gulf of Mexico. *The Leading Edge* 33(9), 994—998.
- Ma X., Wang B., Reta-Tang C., Whiteside W., Li Z., 2011. Enhanced prestack depth imaging of wide-azimuth data from the Gulf of Mexico: A case history. *Geophysics* 76(5), WB79—WB86.
- Merry A., Miguel K., Hickman P., 2013. Delineating a sub-salt field in the Central North Sea using high density OBC — A case study from the Culzean development. *75th EAGE Conference, Extended Abstracts*. Paper Tu 07 13.
- Merry A., Sturup-Toft E., 2014. Delineating the Culzean field in the Central North Sea using full azimuth illumination from high density OBC data. *EAGE Workshop on Land and Ocean Bottom — Broadband Full Azimuth Seismic Surveys, Extended Abstracts*. Paper We 06.
- Nestvold E. O., 1992. 3-D seismic: Is the promise fulfilled? *The Leading Edge* 11(6), 12—19.
- Ratcliff D. W., Jacewitz C. A., Gray S. H., 1994. Subsalt imaging via target-oriented 3-D prestack depth migration. *The Leading Edge* 13(3), 163—170.
- Reta-Tang C., Simmons J., Whiteside W., Cai J., Camp R., He Y., 2011. A case study: Improved subsalt imaging through TTI model building and imaging of a WAZ survey in the Gulf of Mexico. *81st SEG Annual Meeting, Expanded Abstracts*, 3943-3947.
- Rollins F. O., Ariston P.-O., Bowling J., Gou W., Ji S., Li Y., 2013. TTI imaging with multi-wide azimuth data — A case study at Mad Dog, GOM. *83rd SEG Annual Meeting, Expanded Abstracts*, 3804—3809.
- Ronen S., Fontana P., 2006. Wide- and multi-azimuth acquisition: Issues and answers. *World Oil* 227(7), 217—224.
- Swanston A. M., Mathias M. D., Barker C. A., 2011. Wide-azimuth TTI imaging at Tahiti: Reducing structural uncertainty of a major deepwater subsalt field. *Geophysics* 76(5), WB67—WB78.
- Vigh D., Kapoor J., Moldoveanu N., Li H., 2011. Breakthrough acquisition and technologies for subsalt imaging. *Geophysics* 76(5), WB41—WB51.
- Wang Y., 2006. Inverse-Q filter for seismic resolution enhancement. *Geophysics* 71(3), V51—V60.
- Wang Y., 2008. Inverse-Q filtered migration. *Geophysics* 73(1), S1—S6.
- Weglein A. B., Gasparotto F. A., Carvalho P. M., Stolt R. H., 1997. An inverse-scattering series method for attenuating multiples in seismic reflection data. *Geophysics* 62(6), 1975—1989.
- Whaley J., 2006. The sub-salt imaging challenge. *GeoExPro* 4, 26—28.
- Xu Q., Li Y., Yu X., Huang Y., 2011. Reverse time migration using vector offset output to improve subsalt imaging — A case study at the Walker Ridge GOM. *73rd EAGE Conference, Extended Abstracts*. Paper G023.

Combination of improved acquisition system, processing, velocity model and migration for seismic imaging in areas of intense salt tectonics

© A. N. Tiapkina, Yu. K. Tyapkin, E. Yu. Tiapkina, 2017

Various types of hydrocarbon traps associated with intensively developed salt bodies cannot be reliably delineated and then successfully explored by drilling without first obtaining adequate seismic images. This paper shows that such images can only be obtained by a synergic combination of the most advanced options for acquisition system, processing, velocity model and migration as elements of technology as a whole. Currently, such most progressive elements are wide- and full-azimuth acquisition systems, tilted transversely isotropic velocity model, reverse time migration and special processing techniques that enhance the effectiveness of this method. This is substantiated by the actual data examples demonstrated in this paper.

Key words: seismic image, data acquisition system, velocity model, data processing.

References

- Voytsitskiy Z. Ya., Sidorenko G. D., Parkhomenko T. V., Tiapkina A. N., Khoma R. S., 2007. Application of seismic data migration according to modern trends in the development of the seismic method. *Geoinformatika* 6(4), 23—30 (in Russian).
- Voskresenskiy Yu. N., 2006. Seismic image building (tutorial for students). Moscow: Gubkin University, 116 p. (in Russian).
- Kozlov E., Bouska J., Medvedev D., Rodenko A., 1998. There is nothing better 3D seismic than well designed 3D seismic. *Geofizika* 6(6), 3—15 (in Russian).
- Levyant V. B., Ryaboshapko S. M., Belousov A. V., 2009. About full- and wide-azimuth 3D acquisition systems used to analyze anisotropy characteristics of fractured reservoirs. *Tekhnologii seysmorazvedki* 6(3), 3—10 (in Russian).
- Mershchiy V. V., Polunin O. I., Renkas Yu. L., Renkas V. L., 2005. 3D seismic as the main tool for structure delineation in complex seismic and geologic environments. *Geoinformatika* 4(2), 26—31 (in Ukrainian).
- Tiapkina A. N., Tyapkin Yu. K., Okrepkiy A. I., 2014. Advanced methods for seismic imaging when mapping hydrocarbon traps associated with salt domes. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(3), 86—104 (in Russian).
- Tiapkina A. N., Tyapkin Yu. K., Okrepkiy A. I., 2015. Adequate velocity model as a basis for effective seismic imaging when mapping hydrocarbon traps associated with salt domes. *Geofizicheskiy zhurnal* (37)1, 147—164 (in Russian).
- Tyapkin Yu. K., Shadura A. N., 2010. Review of methods for evaluation of seismic attenuation. *Zbirnyk naukovykh prats UkrDGRI* 11(3-4), 178—189 (in Russian).
- Tyapkin Yu. K., Shadura A. N., Roganov V. Yu., 2011. Time-continuous evaluation of seismic attenuation on the scale of seismic trace. *Geofizicheskiy zhurnal* 33(3), 40—53 (in Russian).
- Abriel W. L., 2015. Pitfalls in structural seismic interpretation due to subsalt multiples. *Interpretation* 3(1), SB23—SB27.

- Aibaidula A., Walraven D., Rodriguez A., 2016. Improving the greater K2 area subsalt imaging with advanced seismic acquisition, model building, and imaging technologies — A Gulf of Mexico case study. *The Leading Edge* 35(3), 246—252.
- Berkhout A. J., 1992. Trends in the seismic industry. *J. Seism. Explor.* 1(1), 3—8.
- Brown A. R., 2011. Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data (Seventh edition). AAPG Memoir 42, SEG Investigations in Geophysics No. 9, 646 p.
- French W. S., 1974. Two-dimensional and three-dimensional migration of model-experiment reflection profiles. *Geophysics* 39(3), 265—277.
- Houck R. T., House-Finch N. J., Carpenter D. G., Johnson M. L., 1996. Mapping 3-D structure using 2-D seismic. *The Leading Edge* 15(8), 894—903.
- Huang T., Yu B., 2009. Unlocking the potential of WAZ data at the Tonga Discovery with TTI reverse time migration. 79th SEG Annual Meeting, Expanded Abstracts, 532—536.
- Jones I. F., 2008. A modeling study of preprocessing considerations for reverse-time migration. *Geophysics* 73(6), T99—T106.
- Kaderali A., Jones M., Howlett J., 2007. White Rose seismic with well data constraints: A case history. *The Leading Edge* 26(6), 742—754.
- Kapoor J., Moldevaneau N., Egan M., O'Brian M., Desta D., Atakishiyev I., Tomida M., Stewart L., 2007. Subsalt imaging — The RAZ/WAZ experience. *The Leading Edge* 26(11), 1414—1422.
- Li Y., Wu Q., Wang M., Huang T., 2014. Benefits of full-azimuth and ultralong-offset data for subsalt imaging in the deepwater Gulf of Mexico. *The Leading Edge* 33(9), 994—998.
- Ma X., Wang B., Reta-Tang C., Whiteside W., Li Z., 2011. Enhanced prestack depth imaging of wide-azimuth data from the Gulf of Mexico: A case history. *Geophysics* 76(5), WB79—WB86.
- Merry A., Miguel K., Hickman P., 2013. Delineating a sub-salt field in the Central North Sea using high density OBC — A case study from the Culzean development. 75th EAGE Conference, Extended Abstracts. Paper Tu 07 13.
- Merry A., Sturup-Toft E., 2014. Delineating the Culzean field in the Central North Sea using full azimuth illumination from high density OBC data. *EAGE Workshop on Land and Ocean Bottom — Broadband Full Azimuth Seismic Surveys, Extended Abstracts*. Paper We 06.
- Nestvold E. O., 1992. 3-D seismic: Is the promise fulfilled? *The Leading Edge* 11(6), 12—19.
- Ratcliff D. W., Jacewitz C. A., Gray S. H., 1994. Subsalt imaging via target-oriented 3-D prestack depth migration. *The Leading Edge* 13(3), 163—170.
- Reta-Tang C., Simmons J., Whiteside W., Cai J., Camp R., He Y., 2011. A case study: Improved subsalt imaging through TTI model building and imaging of a WAZ survey in the Gulf of Mexico. 81st SEG Annual Meeting, Expanded Abstracts, 3943-3947.
- Rollins F. O., Ariston P.-O., Bowling J., Gou W., Ji S., Li Y., 2013. TTI imaging with multi-wide azimuth data — A case study at Mad Dog, GOM. 83rd SEG Annual Meeting, Expanded Abstracts, 3804—3809.
- Ronen S., Fontana P., 2006. Wide- and multi-azimuth acquisition: Issues and answers. *World Oil* 227(7), 217—224.
- Swanston A. M., Mathias M. D., Barker C. A., 2011. Wide-azimuth TTI imaging at Tahiti: Reducing structural uncertainty of a major deepwater subsalt field. *Geophysics* 76(5), WB67—WB78.
- Vigh D., Kapoor J., Moldoveanu N., Li H.,

2011. Breakthrough acquisition and technologies for subsalt imaging. *Geophysics* 76(5), WB41—WB51.
- Wang Y., 2006. Inverse-Q filter for seismic resolution enhancement. *Geophysics* 71(3), V51—V60.
- Wang Y., 2008. Inverse-Q filtered migration. *Geophysics* 73(1), S1—S6.
- Weglein A. B., Gasparotto F. A., Carvalho P. M., Stolt R. H., 1997. An inverse-scattering series method for attenuating multiples in seismic reflection data. *Geophysics* 62(6), 1975—1989.
- Whaley J., 2006. The sub-salt imaging challenge. *GeoExPro* 4, 26—28.
- Xu Q., Li Y., Yu X., Huang Y., 2011. Reverse time migration using vector offset output to improve subsalt imaging — A case study at the Walker Ridge GOM. *73rd EAGE Conference, Extended Abstracts*. Paper G023.

Тектонические вертикальные движения и осадочное заполнение бассейнов на син- и пострифтовом этапах развития литосферы

© В. В. Гончар, 2017

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 23 января 2017 г.

Виконано одновимірне чисельне моделювання ізостатичних реакцій літосфери на термальне підняття її підшви (активний рифтинг) і поєднане з ним формально незалежне стоншення кори. Обговорено еволюційні криві швидкостей вертикальних рухів і зсувів межі поділу. Залежно від уведеного індексу швидкості стоншення кори $n=0,1\div 3$ виділено спектр поверхневого виразу: від склепінного рифту через проміжні форми ($n=0,8\div 1,5$) до глибоководних западин. У зв'язку з проблематикою палеотектонічних реконструкцій осадочних басейнів змодельовано вертикальні рухи, що супроводжуються осадонакопиченням. Розглянуто ситуації, коли синрифтове осадонакопичення і занурення істотно поступаються пострифтовому. Досліджено можливості створення умов та еволюції континентального і морського накопичення відкладів у межах різних режимів рифтогенезу. З метою подолання обмежень, властивих методиці сучасного бекстрипінгу, апробовано розширений варіант прямого моделювання, що базується на принципі «вільного» накопичення відкладів, обліку фаціальної неоднорідності розрізу за вертикаллю і стратиграфічних незгідностей.

У моделі, що пояснює формування перм-тріасової осадочної колонки западини Ебро (Іберія), відтворено палеогеографічні особливості накопичення відкладів: континентального в пермі і ранньому тріасі з переходом у морське наприкінці середнього тріасу, а також розкрито невизначеність стратиграфічних незгідностей пізньої пермі. Відповідно, передбачається складний характер активного рифтогенезу, що складається з двох етапів; для другого (пізньопермського) передбачається варіювання режиму у вигляді трьох фаз з різними індексами стоншення кори.

Осадонакопичення і занурення південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини, яка характеризується аномально високими потужностями кам'яновугільних відкладів, у першому наближенні відтворено у межах моделі, що охоплює рифтогенне занурення у пізньому девоні та пострифтове термальне — у карбоні. Отримані зміни глибини моря співвіднесено з інформаційними підрозділами кам'яновугільного чохла та з інтенсивністю вуглеводородного накопичення.

Ключові слова: вертикальні рухи, занурення осадочних басейнів, одновимірне моделювання, осадонакопичення, бекстрипінг, басейн Ебро (Іберія), Дніпровсько-Донецька западина.

Все сложное просто, просто сложное
Д. Шуров. Простые вещи

Введение. Как преобразуется вертикальное движение, если на тектоническую составляющую накладывается осадочный процесс? Как формируется осадочная колонка в рамках взаимодействия тектонического и седиментационного факторов погружения? Эти и другие вопросы являются ключевыми в бассейновой тектонике. С ними связана не только проблема формирования осадочных серий, но и весьма сложная задача реконструкции тектонической составляющей движений по наблюдаемой стратиграфической записи. Ответы, получаемые в рамках моделирования, будут варьировать, в частности, в зависимости от принимаемых условий седиментации. При максимальном упрощении предполагается полная осадочная компенсация, когда поверхность осадочной колонки «удерживается» на нулевой отметке вертикальной шкалы — уровне моря. Этому принципу часто следуют в рамках бэкстриппинга, когда есть основания полагать, что величины морских погружений и континентальных поднятий пренебрежимо малы по сравнению с влиянием осадочной толщи [van Wees et al., 1996; Стифенсон и др., 1997; Vargas et al., 2009; Baur et al., 2010 и др.]. Проверить допустимость такого упрощения в большинстве случаев не представляется возможным, поэтому точность и однозначность выводов бэкстриппинга вызывают сомнения, особенно когда получаемая на выходе кривая тектонического погружения имеет малоамплитудный характер.

Другой критической точкой прямого и обратного моделирования, тесно связанной с первой, является вопрос о формационной принадлежности

осадочных отложений, выполняющих исследуемый прогиб. Формации определяются в первую очередь литофациальной (палеогеографической) обстановкой в бассейне осадконакопления, а также тектонической вокруг него. Уровень (глубина) осадконакопления — один из решающих факторов в реализуемой формационной картине [Хаин, 1973]. Отказ от формационного анализа в бассейновой тектонике априори ослабляет исследование, лишая его геотектонического диапазона. В случае с юго-восточной частью Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) [Стифенсон и др., 1997; Стомба, Майстренко, 2000; Стомба, 2008], игнорирование формационной составляющей способствовало тому, что остался без должного внимания вывод, определяющий угленосную толщу второй половины раннего — позднего карбона как нижнюю паралическую молассу [Хаин, 1977]. С учетом же его становится ясно, что каменноугольный прогиб юго-востока ДДВ следует включать в систему краевых прогибов Восточно-Европейского кратона, допуская для него механизмы погружения краевых прогибов [Nikishin et al., 1996].

Независимо от масштабов прогибаний литосферы идея интерпретации кривой тектонического погружения в бэкстриппинге проста: относительно крутые участки относят на счет растяжения литосферы, более пологие трактуют как проявления пострифтового остывания [Van Wees et al., 1996; Стифенсон и др., 1997; Vargas et al., 2009; Baur et al., 2010 и др.]. Однако исследование границы перехода от рифтогенеза к пострифтовому погружению показало [Гончар, 2013], что в достаточ-

но широком спектре обстановок можно ожидать более сильное погружение в начале пострифтового этапа, чем в ходе предшествующего рифтинга. Это отсылает нас к вопросу о расширении спектра возможных вертикальных движений при рифтогенезе. В свое время, выходя за рамки узкого понимания проблемы, В. Г. Казьмин обозначил как ключевую дилемму морфотектоники рифтов противоположение континентальных рифтов, развивающихся с формированием высоких поднятий и без них [Казьмин, 1990]. Образование высоких плато он сопоставил со слабым растяжением коры и компенсационным подъемом астеносферы, рифтов без поднятия — со значительным и быстрым растяжением континентальной литосферы. В настоящее время роль мощности коры в определении знака и интенсивности вертикальных движений при рифтогенезе рассматривается как ключевая [Ziegler, Cloetingh, 2006; Галушкин, 2007]. Допуская свободное варьирование мощности коры, можно ожидать разнообразный, в пределе — непрерывный, ряд его поверхностного выражения. Осуществляя такой предельный переход в восприятии процесса, приходим к обобщенному описанию поверхностных реакций литосферы. Для реализации данного подхода было привлечено одномерное численное моделирование вертикальных движений, в основу которого положена схема активного рифтогенеза, предполагающая воздействие на литосферу восходящего мантийного потока, а утонение коры вводится как формально автономный процесс.

Чтобы преодолеть недостатки традиционного бассейнового анализа, следует отказаться от упрощающего принципа компенсирующего осадконакопления, рассматривая отклоне-

ние поверхности осадконакопления от нулевой отметки в любом масштабе («свободное» осадконакопление). При этом возможно моделировать фациальные изменения разреза по вертикали — переход от континентального к морскому осадконакоплению, и наоборот, что существенно сближает получаемые модельные осадочные разрезы с реальными. Все это автоматически выводит моделирование на более высокий уровень. Теперь, чтобы получить выводы о тектонике, следует воспроизвести в рамках прямого моделирования основной седиментационный процесс с его известными (пусть приближенно) параметрами: гипсометрией осадконакопления (фациальными особенностями) и размывами. Возможности такого расширенного прямого моделирования демонстрируются на примерах пермско-триасового бассейна Эбро в Испании и девон-каменноугольного юго-восточной части ДДВ, для которых подбираются эндогенные обстановки, параллельно рассматриваются некоторые проблемы истории их осадочного заполнения.

Методика одномерного численного моделирования вертикальных синрифтовых движений литосферы. Компьютерная реализация процесса активного континентального рифтогенеза сопряжена с большими вычислительными трудностями. Для исследований в рамках первого приближения численный алгоритм по возможности был максимально упрощен. Принято, что граница литосферы и астеносферы является фазовой, так что ее смещение вверх при рифтогенезе осуществляется вследствие плавления мантийных пород в подошвенном слое литосферы под влиянием восходящего теплового потока (мантийного плюма) [Crough, Thompson, 1976; Зорин, Лепина, 1984;

Moreschal, Gliko, 1991]. Другими словами, положение подошвы литосферы определяется пересечением геотермы и солидуса мантии (1300 °С). Эффект мантийного плюма создавался путем мгновенного увеличения температуры в подошве литосферы до уровня принятой температуры аномальной мантии (1500 °С), при этом между двумя поверхностями вводился высокоградиентный пограничный слой мощностью 1,2 км. Далее методом конечных элементов решалась одномерная задача кондуктивного теплопереноса для литосферы.

Предполагалось, что утонение коры направляется в общем случае суммой факторов: 1) внешним механическим растяжением (вклад пассивного рифтинга); 2) растяжением, генерируемым гравитационной неустойчивостью астеносферного выступа [Артюшков, 1972]; 3) замещающим и метаморфогенным действием мантийных магм [Артюшков, 1993; Ziegler, Cloetingh, 2004]; 4) поверхностной эрозией. Следует также иметь в виду действующее в противоположном направлении вулканическое наращивание мощности коры. Скорость утонения коры задавалась произвольно, ее граничные значения определялись сравнением параметров модельных и природных рифтогенов. Учитывая обобщенный характер параметра утонения коры, не обусловливаемого свойствами модели, речь здесь должна идти о режимах рифтогенеза. Выяснение геодинамической подоплеку того или иного типа развития требует отдельного исследования.

После каждого шага расчета подошва литосферы переносилась в точку с температурой солидуса. После прекращения мантийного апвеллинга одновременно прекращалось утонение коры и включался пострифтовый

процесс затухания температурной аномалии в литосфере и астеносфере, для этого фиксировалась температура в подошве астеносферного слоя. Вертикальные смещения границ определялись в приближении локальной изостатической компенсации без учета веса воды (тектоническое погружение). Когда точка поверхности опускалась ниже нуля, для сравнения рассчитывалась также кривая с учетом веса воды (морское погружение). Получаемые кривые вертикальных движений приложимы к центральным частям (сводам, депоцентрам) рифтогенов и наследующих их осадочных бассейнов, где, в первую очередь, следует ожидать выполнения условия локальной изостатической компенсации.

Было проведено тестовое сравнение результатов, которые дают методики автора и работы [Moreschal, Gliko, 1991] (рис. 1, а), а также работ [Crough, Thompson, 1976; Зорин, Лепина, 1984] (рис. 1, б). В первом случае сравнение проводится с привлечением косвенных данных о скоростях подъема кровли астеносферы в позднекайнозойском Восточно-Африканском (Кенийском) рифте и позднедевонском рифте ДДВ, полученных на основе петрологического анализа [Wendlandt, Morgan, 1982; Усенко, 2004]. Результаты по глубинам зарождения магм и возрасту вулканитов двух рифтов расходятся в точности (что естественно), но в принципе не противоречат друг другу, что вписывается в идею о подобии Восточно-Африканского и Днепровско-Донецкого рифтов [Ляшкевич, 1977]. Начальное магмообразование, которое сопоставляют с первыми проявлениями рифтогенеза, происходит на глубине 180—185 км в случае Кенийского рифта, 190—200 км в случае ДДВ. Следующие проявления

фиксируются с большим отрывом по глубине (в интервале 60—75 км), так что важный в диагностическом отношении этап быстрого начального продвижения астеносферы вверх остается неосвещенным. Далее темп изменения глубин очагов магмоотделения существенно замедляется. В случае Кенийского рифта глубины магм последовательно уменьшаются, достигая в конце современной подошвы коры (30—35 км), тогда как для ДДВ фикси-

руется возвращение очагов на глубину 100—140 км после 20 млн лет эволюции, что позволяет говорить о двух этапах рифтогенеза [Усенко, 2004].

В работе [Moreschal, Gliko, 1991] авторы добились весьма точного следования теоретической кривой движения фазовой границы точкам магмообразования Кенийского рифта (см. рис. 1, а), при этом, правда, им пришлось вводить в модель некоторые экстраординарные параметры. Для характеристики используемого метода приведена кривая с лабораторной теплопроводностью мантии [Кутас и др., 1989]. Она показывает несколько замедленную скорость подъема в течение первых 15 млн лет эволюции, но величина этого отклонения (до 10 км) явно мала по сравнению с разрешением природных данных. После 15 млн лет эта кривая несколько превышает референтную траекторию и к 25 млн лет выходит к подошве коры. В целом она удовлетворительно аппроксимирует данные по Кенийскому рифту и ДДВ.

Было проведено также сравнение теоретических кривых подъема астеносферы применительно к исходной литосфере мощностью 120 км. Получено практическое совпадение результата настоящей статьи с данными предшественников [Crough, Thompson, 1976; Зорин, Лепина, 1984] (рис. 1, б). Контрольные характеристики подъема для природных рифтов, развивающихся на такой относительно тонкой литосфере, к сожалению, пока неизвестны.

Режимы рифтогенеза и вертикальные тектонические движения — крайние и промежуточные типы. Моделировалась эволюция континентальной литосферы малой (кора 25 км, мантия 55 км), средней (кора 30 км, мантия 90 км) и большой (кора 40, мантия 140 км) мощности литосфе-

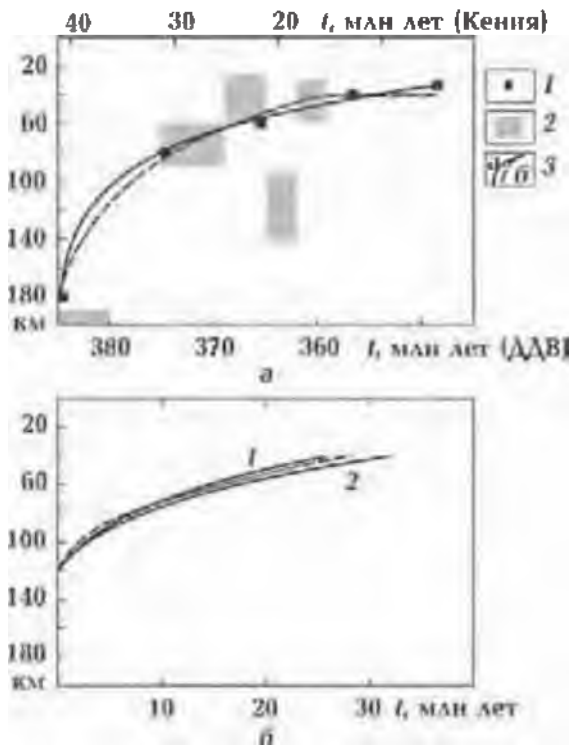


Рис. 1. Тестирование предлагаемого подхода для исходной литосферы мощностью 185 км; 1—2 — данные о глубине и времени формирования магм в Кенийском (1) и Днепровско-Донецком (2) рифтах (по [Wendlandt, Morgan, 1982; Усенко, 2004]); 3 — теоретическая кривая подъема границы литосфера/астеносфера для Кенийского рифта (а) [Moreschal, Gliko, 1991] и траектория подъема границы, полученная с помощью используемой модели (б) и сравнение результатов расчета термально-го утонения литосферы мощностью 120 км из работ [Crough, Thompson, 1976] (1), [Зорин, Лепина, 1984] (2) и используемой модели (3) (б).

ры (рис. 2) (параметры см. в таблице). Результаты по первой подгруппе сравнимы с рифтогенами, заложенными на мезо-кайнозойских континентальных плитах, по второй — на палеозойских, по третьей — на докембрийских платформах. Время длительности рифтогенеза устанавливалось равным 15, 20 и 25 млн лет, что в целом соответствует средним значениям времен, за которые астеносфера путем проплавления достигает подошвы коры (фиксация длительности активного рифтинга задает определенный сценарий развития, что надо учитывать при интерпретации результатов).

Для каждой модели показаны временные графики (сверху вниз): скорости тектонических вертикальных движений поверхности литосферы (в верхней половине — подъем поверхности), смещения поверхности литосферы (пунктирная линия ниже нулевой отметки — нагрузка водой (морское погружение)), границ литосферы. Для сравнения вынесены литосферные колонки некоторых природных рифтов: К — Кенийского, НР — Нижнего

Рейна, Пн — Паннонской впадины (по [Гирдлер, 1981; Молодые..., 1994; Artemieva, 2006; Cloeting et al., 2010; Yegorova, Starostenko, 2002]).

В ходе моделирования прослеживалось изменение во времени скоростей вертикальных движений поверхности, траекторий точек поверхности, подошвы коры и подошвы литосферы. На основании вариаций принимаемой эффективной скорости утонения коры $u = n \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ выделено пять характерных рифтогенных режимов с параметрами $n=0,1, 0,8, 1, 1,5$ и 3 . Крайние члены описывают режимы, близкие по выводимым характеристикам к двум крайним типам современных природных рифтогенов: сводовым континентальным рифтам ($n=0,1$) и субокеаническим впадинам ($n=3$). Тектонотипом первых можно считать Восточно-Африканскую систему (Кенийский рифт), вторых — Тирренский субокеанический бассейн. На полученные графики изменения мощностей вынесены соответствующие им литосферные колонки, а также литосферные колонки некоторых «квазирифтов»

Таблица параметров

| Параметр | Константа | Астеносфера | Литосферная мантия | Кора | Чехол | Вода |
|---|----------------------|-------------|------------------------|----------------------|-------|------|
| Плотность, кг/м ³ | — | 3340* | 3340* | 2700 | 2550 | 1030 |
| Теплопроводность, Вт/(м·К) | — | 4 | 3,8 | 2,5 | 1,8 | — |
| Производство тепла, мкВт/м ³ | — | — | 0,005·10 ⁻⁶ | 0,4·10 ⁻⁶ | — | — |
| Температуропроводность, м ² /с | 1,6·10 ⁻⁵ | — | — | — | — | — |
| Тепловое расширение, град ⁻¹ | 3·10 ⁻⁵ | — | — | — | — | — |

* Плотность на поверхности.

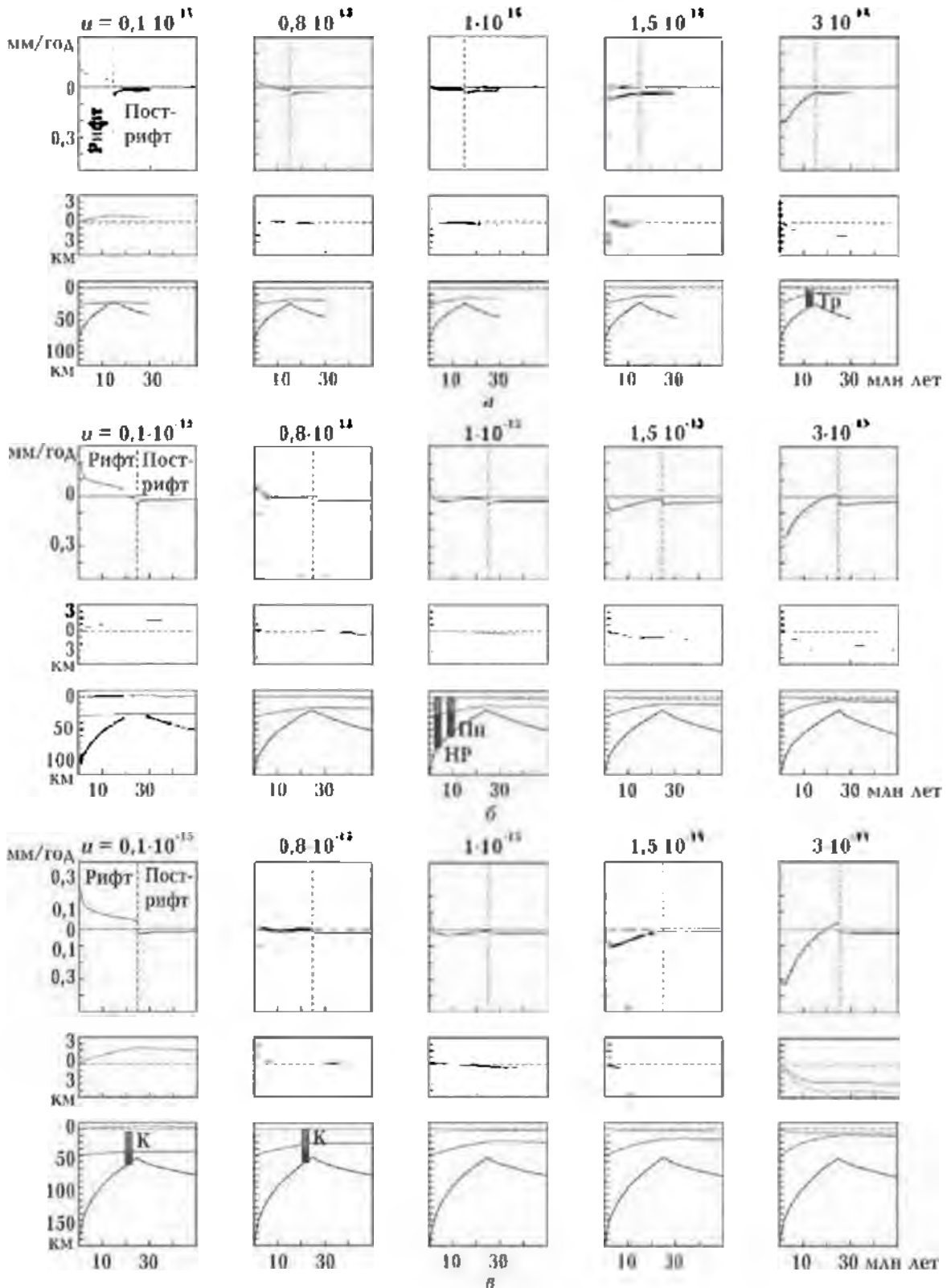


Рис. 2. Результаты расчета колонки литосферы на этапах активного рифтогенеза и пострифтового остывания для исходной литосферы мощностью 80 (а), 120 (б) и 180 (в) км. Значения скорости эффективного утонения коры u сверху характеризуют выделяемые режимы рифтогенеза.

(Паннонская впадина, область Нижнего Рейна), которые попадают в зону промежуточных режимов с $n=0,8-1,5$. Эта категория является наименее изученной и представляет особый интерес в контексте задачи выявления нестандартных рифтогенов. Обратимся к последовательному описанию каждого режима.

1) $n=0,1$: сводовый рифт. При такой достаточно низкой скорости утонения коры, сопровождающей подъем кровли астеносферы, с самого начала происходит подъем поверхности и формирование высокого рельефа, максимум которого для тонкой литосферы составляет чуть более 1 км и достигается к 12 млн лет, что соответствует достижению астеносферой подошвы коры, для средней — 2 км и достигается к 20 млн лет, для толстой литосферы — 2,5 км к 25 млн лет. Далее, в соответствии с заданным условием длительности рифтогенеза, астеносфера остается на уровне коры, но при этом знак вертикального движения поверхности коры меняется и она начинает очень медленно погружаться. Рост поднятий происходит при экспоненциально понижающейся скорости всплывания поверхности литосферы. Начало пострифтового этапа знаменуется переходом к погружению, которое, однако, даже после 25 млн лет остывания мантии не приводит к нивелированию высокого положения кровли литосферы.

2) $n=0,8$: слабо поднятый рифт. Усиление скорости утонения коры приводит к существенному ослаблению поднятия, которое на пике не превышает первых сотен метров. В скоростях вертикальных движений это отражается сначала в быстром снижении скорости поднятия, затем — в быстром (через 7 млн лет) переходе к погружению литосферы — медленному ($0,01-0,02$ мм/

год) на рифтовом этапе, несколько более быстрому ($0,03-0,05$ мм/год) на пострифтовом. Причем, в случае среднемошной литосферы начало пострифтового погружения ознаменовано переходом кровли литосферы через нулевую отметку в область абсолютного погружения, что означает морские бассейновые условия. Здесь становится также заметно, что утонение коры приводит к замедлению темпов подъема астеносферы, и в случае утолщенной литосферной мантии астеносфера завершает рифтовый этап ниже подошвы коры на 20 км.

В качестве природного аналога режимам с $n=0,1-0,8$ подходит современная Восточно-Африканская рифтовая система. Сопоставление осредненной литосферной колонки ее Кенийской ветви (20 км мантии и 30 км коры [Гирдлер, 1981]) с эволюционными кривыми толстой литосферы (рис. 2, в) показывает, что наиболее близкое их совпадение достигается к 20 млн лет после начала рифтогенеза. При этом получается разброс: при минимальном индексе скорости утонения коры $n=0,1$ недостаточной оказывается наблюдаемая мощность коры, а при более продвинутом утонении ($n=0,8$) мощность коры природного рифта выше, чем в модели. Следовательно, режим Кенийского рифта системы можно определить как промежуточный в координатах двух рассмотренных типов.

3) $n=1,0$: слабое рифтогенное погружение. Здесь направленность вертикальных движений устанавливается одного знака почти сразу и после 2 млн лет весьма слабо выраженного подъема происходит морское погружение. Причем на син- и пострифтовом этапах скорость ее мала и примерно одинакова ($0,02-0,03$ мм/год), что показывает пример неразличимости син-

и пострифтового перехода. Величина тектонического погружения к концу пострифтового этапа достигает около 1 км. Соответствующими промежуточному рифтогенному режиму с $n=1,0$ могут быть названы области литосферы Паннонской впадины и Нижнего Рейна, о чем говорит соотношение их колонок с моделями для тонкой литосферы, показанное на рис. 2, б.

4) $n=1,5$: умеренное рифтогенное погружение. Отличительная особенность данного режима — заметное ускорение погружения, которое наблюдается на начальном этапе рифтогенеза в интервале до 2—3 млн лет, когда скорость тектонического погружения переходит через максимум в 0,07—0,09 мм/год; затем следует экспоненциальное снижение и к концу рифтового периода она уменьшается на порядок. В результате глубина моря достигает 1,5—2,5 км. В случае средней литосферы пострифтовый этап начинается с заметного ускорения погружения (0,05 мм/год), тогда как тонкая и толстая литосферы продолжают погружаться с той же минимальной скоростью. Поведение границы раздела кора/мантия таково, что реликтовый останец синрифтовой литосферы на пике подъема увеличивается; за установленное время астеносфера не достигает коры и в случае тонкой литосферы.

5) $n=3$: сильное рифтогенное погружение. Этот крайний случай характеризует близкий к максимальному в природе темп рифтогенного погружения, что приводит к глубинам морского изостатического погружения порядка 3 км. Кора утоняется до 3—5 км (уровень субокеанической впадины), при этом подъем астеносферы еще больше отстает от подошвы коры на пике. Неожиданной особенностью данного режима является инверсия вертикаль-

ного движения средней и толстой литосфер, которая выражается в смене знака и подъеме фундамента в течение последних 10 млн лет синрифтового развития, когда скорости поднятий достигают 0,025 мм/год. Этап рифтогенеза сменяется слабо ускоренным погружением пострифтового этапа. Тектонотипом данного режима можно рассматривать впадину Тирренского моря, развивающуюся на тонкой литосфере в течение последних 10 лет [Вержбицкий, 1996]. Для модели литосферы исходной мощностью 80 км (рис. 2, а) достижение равенства расчетной структуры и литосферной колонки Тирренского моря достигается к 12 млн лет.

Движения, создаваемые последовательным сочетанием пассивного и активного рифтинга. Как видно, ситуация с выбором модели рифтогенеза при палеотектоническом анализе осадочных бассейнов не так однозначна: «карты путает» вероятность проявления промежуточных форм, когда на первый план по скоростям выходит пострифтовое погружение. Промежуточные формы могут проявиться и в случае последовательной смены двух основных механизмов рифтогенеза — термального утонения и растяжения (пассивного рифтогенеза). Модель пассивного рифтинга (модель МакКензи) широко применяется в моделировании и реконструкции осадочных бассейнов [van Wees et al., 1996; Стифенсон и др., 1997; Vargas et al., 2009; Baur et al., 2010 и др.]. Однородное растяжение литосферы порождает только нисходящие вертикальные перемещения поверхности разной интенсивности, поэтому оно не применимо (с некоторыми оговорками) к анализу рифтогенов, связанных с поднятием литосферы.

На рис. 3 показаны модели, в кото-

рых происходит смена во времени фазы начального растяжения литосферы фазой термального подъема астеносферы (рис. 3, а) и, наоборот, начального термального подъема последующим растяжением (рис. 3, б). Длительность фазы активного рифтинга составляет 10 млн лет при скорости эффективного утонения коры $\mu=0,1 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$, пассивного — 5 млн лет при скорости растяжения $\epsilon=3 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$. В результате получаем дискретный характер изменения скоростей погружения и ломаные траектории вертикальных движений при рифтогенезе. В первом случае быстрое погружение в начале рифтинга за счет растяжения литосферы прерывается инверсией и движением поверхности вверх вследствие «передачи управления» рифтогенезом активному мантий-

ному механизму. При противоположном переходе активный рифтогенез стартует положительными вертикальными движениями, смена его пассивным рифтингом приводит к быстрому погружению, которое в установленных рамках не успевает пересечь нулевую отметку, так что морское осадконакопление относится уже к пострифтовому этапу.

Син- и пострифтовое осадконакопление при различных режимах рифтогенеза. Компенсирующее осадконакопление. Данная простейшая ситуация полной осадочной компенсации погружения фундамента (обстановка шельфа) демонстрирует специфику рифт-пострифтового перехода (рис. 4), ее прототип в образе тектонического погружения и параметры модели см. на рис. 2, в. Отметим принципиальные моменты. При скорости утонения коры $\mu=0,8 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ осадконакопление стартует в условиях развитого пострифтового процесса. Ему предшествует рифтинг с низким (до 500 м) подъемом, который мог сопровождаться размывом фундамента. Скорости осадконакопления пострифтового этапа умеренные — от 1,1 до 0,06 мм/год; в результате к 25 млн лет остывания литосферы накапливается 1,9 км пострифтовых отложений. Если не распознан предшествующий скрытый рифтинг (без существенного погружения и морского осадконакопления), то обнаруженная осадочная серия может быть ошибочно признана рифтогенной в рамках существующей в бэкстриппинге традиции соотношения начальных фаз ускоренного погружения с растяжением литосферы [Стифенсон и др., 1997; Vargas et al., 2009]. При скорости $1 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ осадконакопление начинается со второй половины рифтового этапа, причем скорость осадконакопления

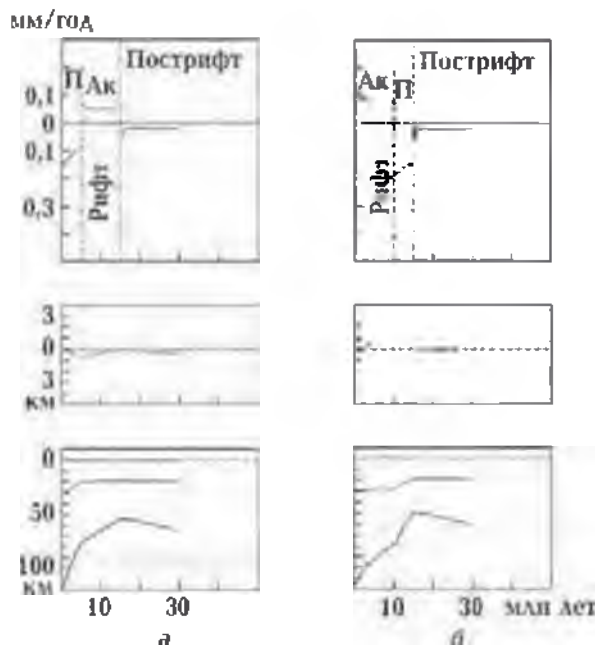


Рис. 3. Модели рифтогенеза с фазами попеременного действия пассивного (П) и активного (Ак) механизмов: а — пассивный предшествует активному, б — наоборот. Значения скоростей утонения коры и растяжения литосферы фиксированы: $\mu=0,1 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ и $\epsilon=3 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$.

низкая: 0,04—0,06 мм/год. Начало пострифтового опускания знаменуется скачком скоростей до 0,19 мм/год и, соответственно, усилением прогибания. Здесь еще больше предпосылок ошибочного отнесения пострифтовой серии к синрифтовой со всеми вытекающими последствиями в плане полеотектонических реконструкций. Только $\mu=1,5 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ запускает погружение практически с самого начала рифтогенеза. В результате формируется синрифтовая серия с экспоненциально снижающейся скоростью осадконакопления от 0,3 до 0,03 мм/год. На нее ложится пострифтовая серия, стартующая с усилением скорости до 0,13 мм/год и последующим ее плавным снижением до 0,08 мм/год. В итоге за 50 млн лет эволюции накапливается полная син-пострифтовая серия мощностью 6 км. Экспоненциальная кри-

вая скорости осадконакопления при рифтогенезе также несет в себе подвох — значительное снижение скорости к концу рифтогенеза может считываться как атрибут пострифтового этапа.

Режим с предельным (для континентального рифтинга) значением $\mu=3 \times 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ приводит к проявлению наибольшей скорости осадконакопления, которая вначале превышает 1,0 мм/год, но быстро снижается и к 19 млн лет пересекает нулевую отметку. Происходит инверсия вертикального движения фундамента, его подъем и, соответственно, размыв чехла. До конца рифтового этапа оказываются размываемыми порядка 700 м верхних синрифтовых осадков. На размывтой поверхности рифтовой серии начинают откладываться с большим стратиграфическим перерывом осадки пострифтового этапа (скорость порядка 0,1 мм/год). Об-

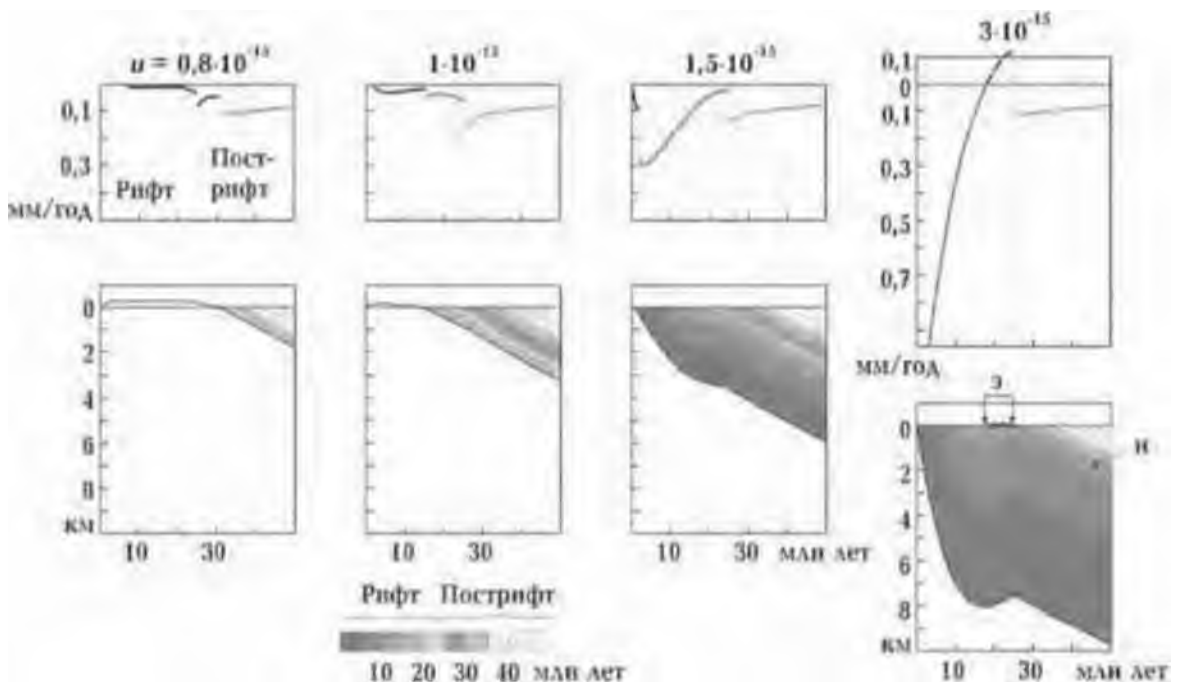


Рис. 4. Модели компенсированного осадконакопления на син- и пострифтовом этапах для активного рифтинга. Вверху — скорости фундамента (э — эрозия в конце рифтового этапа; н — поверхность стратиграфического несогласия (размыв) в основании пострифтовой серии).

щая мощность рифт-пострифтовой серии после 50 млн лет эволюции достигает почти 10 км, из них — около 7,5 км рифтовых. При этом величина хиатуса в итоге составляет около 13 млн лет. В этом случае также есть большой риск принять за этап рифтогенеза пострифтовую серию, тем более залегающую на размытой поверхности.

«Свободное» осадконакопление и фациальная неоднородность колонки. Под «свободным» осадконакоплением понимается невыполнение условия полной седиментационной компенсации тектонического погружения, реализующееся в формах морского и континентального осадконакопления. Фактор тектоники в этом случае может влиять на скорость седиментации опосредованно. Ситуация некомпенсированного осадками погружения проявлена в бассейнах мира весьма широко, особенно это выражено для субокеанических впадин, длительно развивающихся в глубоководном состоянии в условиях термального опускания литосферы [Гончар, 2011]. В разрезе осадочного бассейна «свободное» осадконакопление проявляется в изменении фаций глубинности по вертикали, когда формируются трансгрессивные и регрессивные серии, тогда как строгим индикатором седиментационной компенсации является противоположное — фациальная однородность колонки [Хаин, 1973]. Пострифтовое погружение субокеанических впадин в долгосрочной перспективе проявляется морской регрессивной серией, приводящей к обмелению бассейна. В качестве наиболее типичной для рифтогенеза следует рассматривать трансгрессивную серию, наиболее выразительную в случае перехода от континентального к морскому осадконакоплению. В рамках предпринятого обобщенного моделиро-

вания, приняв среднюю скорость осадконакопления 0,14 мм/год (характеризующую современные субокеанические впадины [Гончар, 2011]), получим потенциальные фациальные схемы син- и пострифтового осадконакопления (рис. 5). В случае рифтогенеза промежуточного типа ($\mu=1 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$) с самого начала формируется регрессивная континентальная серия, при возрастании скорости до $1,5 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ происходит качественный скачок и осадконакопление с начала рифтогенеза развивается по трансгрессивному типу, имея характер мелководноморского (рис. 5, а). Максимум глубины моря (400 м) в этом случае достигается к 15 млн лет, после чего происходит седиментационная инверсия и начинается постепенное обмеление бассейна. При двукратном увеличении скорости утонения коры осадочная некомпенсированность погружения ярко выражена: к 3 млн лет рифтогенеза глубина моря достигает 1 км, к 14 млн лет глубоководность превышает 2 км. Далее начинается повышение уровня седиментации, скорость которого существенно замедляется на рубеже пострифтового перехода. Важно отметить, что моделям континентального осадконакопления, несмотря на погружение фундамента, соответствуют восходящие тектонические движения кровли литосферы (см. рис. 2, б).

Характерным для рассмотренных примеров син- и пострифтового осадконакопления является невозможность (в рамках заданных условий) получения трансгрессивной серии с переходом от континентального к морскому осадконакоплению. Напротив, только морское трансгрессивное осадконакопление возможно в случае пассивной модели рифтогенеза (рис. 5, б), границей которому служит пострифтовый переход при малых и умеренных значе-

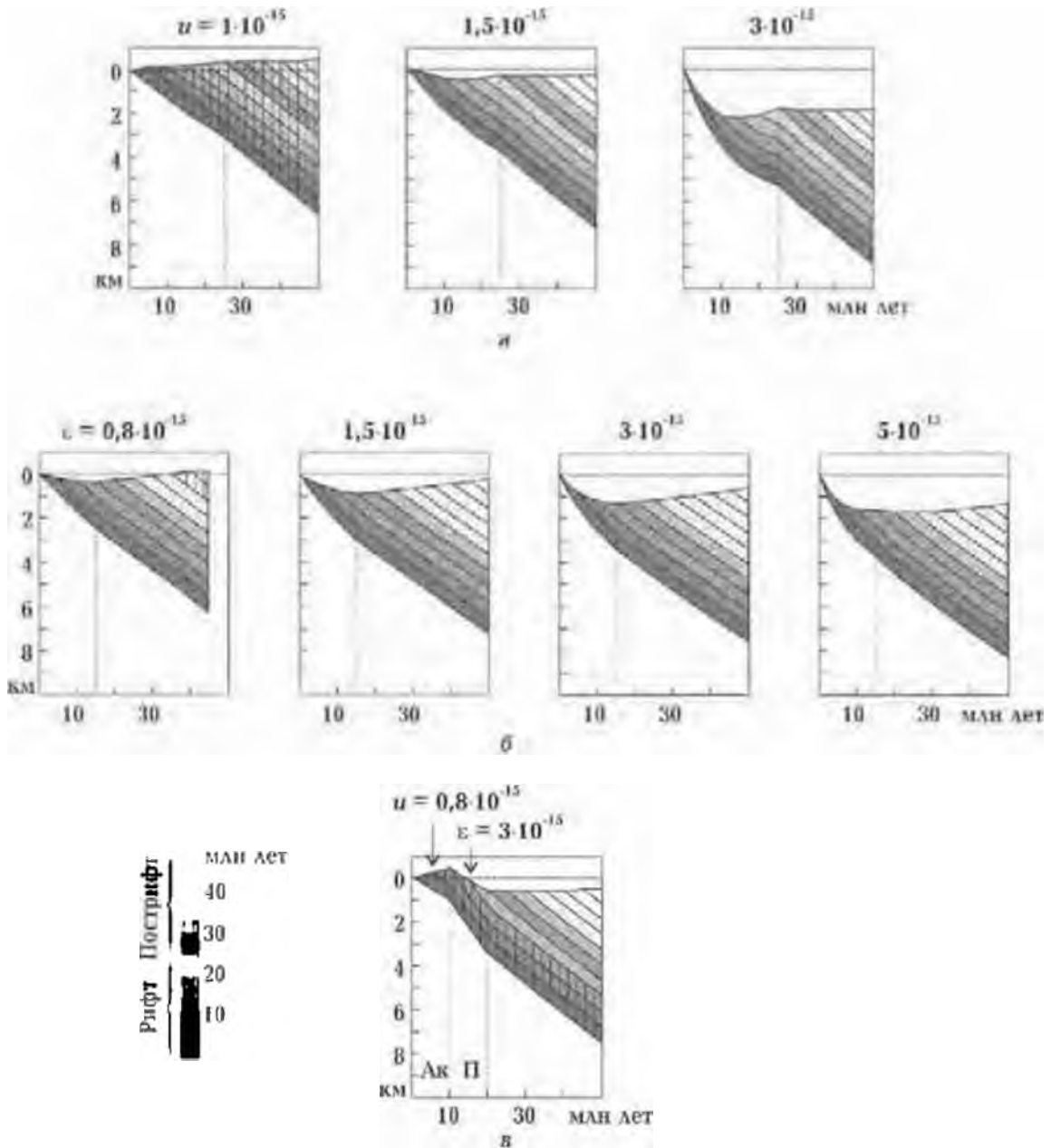


Рис. 5. Модели «свободного» осадконакопления на син- и пострифтовом этапах, дающие изменение уровня седиментации (фаций глубинности): а — активный рифтогенез, б — пассивный рифтогенез; в — схема последовательных фаз активного (Ак) и пассивного (П) рифтинга, моделирующая трансгрессивный переход от континентального к морскому осадконакоплению, континентальные осадки заштрихованы.

ниях скорости растяжения литосферы ($\dot{\epsilon} < 3 \cdot 10^{-15} \text{ c}^{-1}$), при больших — трансгрессивная глубоководная серия затягивается в область пострифтового этапа. Только низкая скорость растя-

жения обеспечивает выход к 35 млн лет на континентальные условия седиментации. Таким образом, модели с единственным действующим механизмом утонения литосферной мантии: ак-

тивным (см. рис. 5, а) или пассивным (см. рис. 5, б), предсказывают монотонное в отношении фаций глубинности осадконакопление и, что принципиально, не предполагают континентальный/морской фациальный переход в трансгрессивном осадконакоплении рифтового этапа. Чтобы воспроизвести его, воспользуемся схемой последовательного соединения активного и пассивного механизмов рифтогенеза по примеру модели рис. 3, б. Если допустить (рис. 5, в), что первые 10 млн лет рифтогенеза определялись утонением коры со скоростью $u=0,8 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ при термальном утонении мантийной части литосферы, а последующие 10 млн лет — общим растяжением литосферы с $\varepsilon=3 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$, то получим начальное син-рифтовое континентальное осадконакопление в течение 14 млн лет, которое является первоначально регрессивным (идет с повышением гипсометрии кровли осадочной колонны), а затем, с началом фазы пассивного рифтинга, — трансгрессивным, переходящим в морские фации син- и пострифтового этапов.

Приведенные примеры указывают на необходимость уделять внимание фациальным особенностям осадочных разрезов в контексте гипсометрии накопления не только для более точного определения величин тектонического погружения (поднятия), но и для выводов о действовавших тектонических механизмах.

Реконструкция погружений в пермско-триасовом бассейне Эбро (Испания). В пределах современной юго-западной окраины Западной Европы, вдоль Средиземноморского побережья, выявляются реликты пермско-триасовых осадочных бассейнов, выполненных преимущественно терригенными континентальными отложе-

ниями, с переходом в среднем триасе к мелководноморским карбонатным осадкам [Bourquin et al., 2007]. Суммарная их мощность невелика: до 1,5—2 км наблюдаются в Иберии (северо-восток Испании) [Arche, Lopez-Gomez, 1996; Vargas et al., 2009], при этом на разрезах фиксируются как минимум двукратные размывы [Bourquin et al., 2007]. Происхождение этих бассейнов проблематично с геодинамической точки зрения, так как последний период тектономагматической активизации в регионе, с которой можно очевидным образом связать рифтогенез, завершился за 20 млн лет до того в ранней перми (примерно 285 млн лет) [Циглер, 1981; Van Wees et al., 2000].

Было выполнено моделирование погружения и формирования осадочной колонки впадины Эбро (рис. 6, а), расположенной на северо-западе Иберийского бассейна [Arche, Lopez-Gomez, 1996; Vargas et al., 2009; Lopez-Gomez et al., 2010]. Стратегия моделирования строилась на допущении нескольких этапов активного рифтогенеза, для которых также допускалось внутреннее разделение на фазы, характеризующиеся разными режимами. Последние определялись вариацией скорости утонения. Исходя из разреза и общей известной ситуации в Европе в перми и триасе [Циглер, 1981], можно предполагать наличие минимум двух отдельных проявлений рифтогенеза: в позднем карбоне — ранней перми и в поздней перми. Первый приурочен к региональной активизации, когда обширно проявились вулканические процессы в обстановке диффузного сдвигового тектогенеза [Циглер, 1981; McCann et al., 2006]; в разрезе исследуемого бассейна ему соответствует базальный слой кислых вулканитов мощностью до 100 м (рис. 6, а, 1). Дли-

тельность первого рифтогенного события принята равной 15 млн лет в интервале 300—285 млн лет, причем накопление эффузивной толщи соотносится с последними 5 млн лет рифтогенеза. Вулканиды перекрываются обломочной серией, накопление которой соотносено с пострифтовым процессом. Второе проявление рифтогенеза отнесено к концу перми (260—245 млн лет), его начало связывается с размывом пострифтовой толщи — первым стратиграфическим несогласием пермской части разреза. Для первого этапа рифтогенеза выбрана скорость утонения коры $0,4 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ (рис. 6, б); второй этап характеризуется варьированием коэффициента (т. е. режимов рифтогенеза) в порядке трех фаз с $n=0,6$; $0,7$ и $0,4$ и длительностью 3, 7 и 5 млн лет соответственно. Выбранные параметры в целом обеспечивают (при заданных скоростях седиментации) континентальные условия осадконакопления в течение перми, раннего и большей части среднего триаса, что соответствует литофациальным особенностям разреза и палеогеографии региона [Bourquin et al., 2007]. Скорость утонения коры $0,6 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ в начале второго этапа пермского рифтогенеза приводит к подъему фундамента и размыву, увеличение ее до $0,7 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ приводит к погружению фундамента и накоплению синрифтовой толщи конгломератов и сменяющих их алевролитов (см. рис. 6, а). Последняя фаза с $n=0,4 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ обеспечивает новый подъем и эрозию, которая сменяется в разрезе уже пострифтовой серией раннего триаса. В обоих случаях рифтогенез протекает на фоне термального подъема подошвы литосферы исходной мощностью 120 км (см. рис. 6, б). К концу первого этапа кровля астеносферы поднимается до уровня 55 км, в конце перми она оказывается

на уровне 32 км, остаточная мощность литосферной мантии составляет при этом порядка 10 км, т. е. моделирование дает достаточно продвинутый уровень рифтогенного преобразования тектоносферы к концу перми при том, что вулканических проявлений в регионе в это время не зафиксировано, за исключением грабена Осло [Циглер, 1981].

Полученную величину утонения литосферы в модели можно проверить независимо с помощью методики анализа скоростей пострифтового осадконакопления [Гончар, 2011, 2013]. Сопоставление скоростей триасовой части разреза с теоретическими кривыми скоростей шельфового осадконакопления (рис. 7, в) показывает их следование в диапазоне траекторий $k=5\div 7$ (пространственного коэффициента остывания). Оценив коэффициент утонения литосферы по формуле $\beta=8,5/(8,5-k)$ с $k=6$, получаем $\beta=3,4$, что при исходной мощности 120 км даст конечную мощность утоненной литосферы 36 км, а это практически совпадает с полученной в нашей модели. Данный результат также косвенно свидетельствует в пользу пострифтовой природы триасовых отложений.

Таким образом, в модели, объясняющей происхождение пермо-триасовой осадочной колонки Иберии, в отличие от предшествующих построений [Arche, Lopez-Gomez, 1996; Vargas et al., 2009; Lopez-Gomez et al., 2010], воспроизводятся палеогеографические особенности осадконакопления: континентальное в перми и раннем триасе с переходом в морское в конце среднего триаса, а также раскрывается неопределенность стратиграфических несогласий поздней перми. Остается сравнить выводы о тектоническом погружении, полученные здесь, с аналогичными выводами, сделанными в рамках

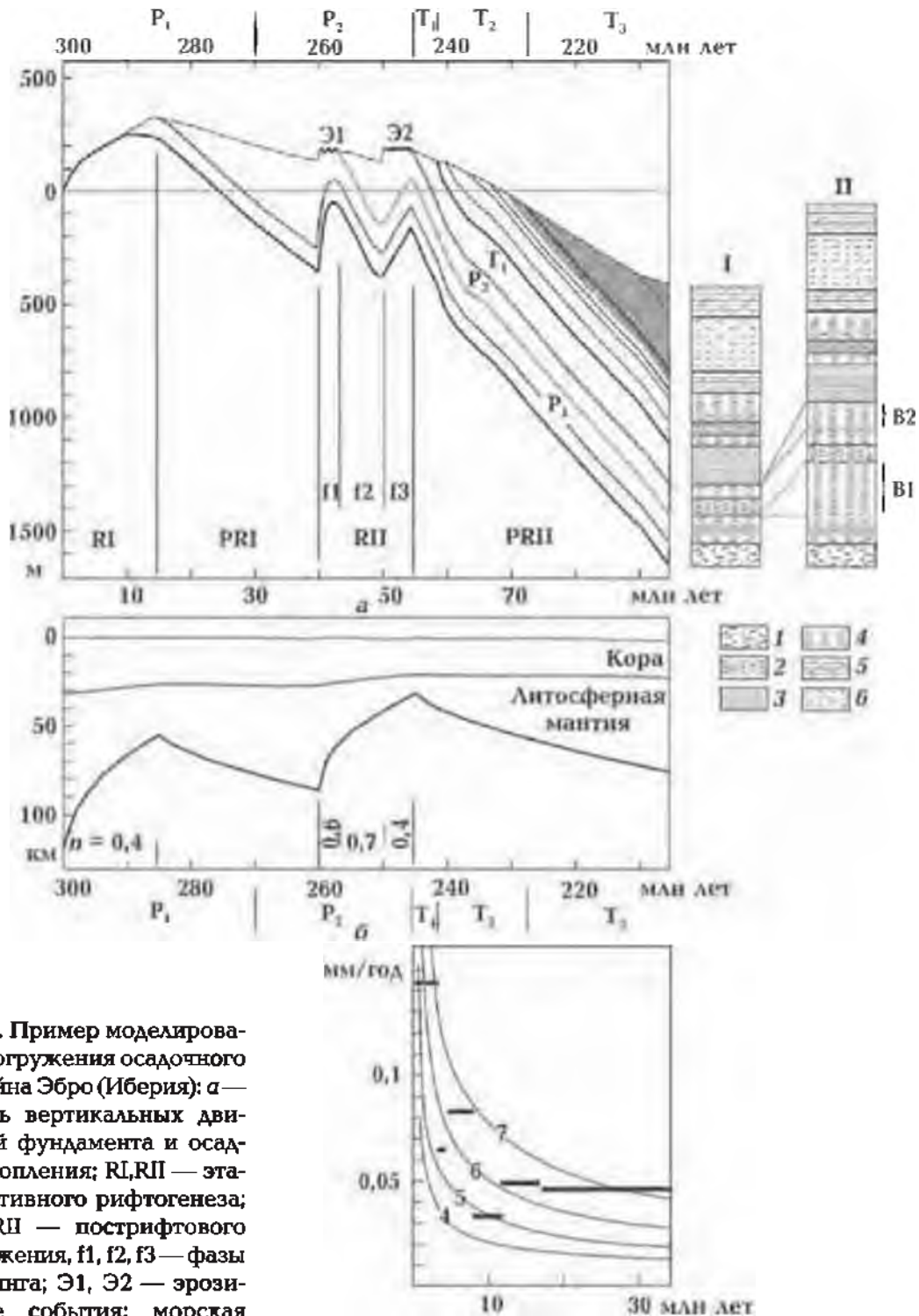


Рис. 6. Пример моделирования погружения осадочного бассейна Эбро (Иберия): а — модель вертикальных движений фундамента и осадконакопления; RI, RII — этапы активного рифтогенеза; PRI, PRII — пострифтового погружения, f1, f2, f3 — фазы рифтинга; Э1, Э2 — эрозионные события; морская часть модельного разреза тонирована (I — наблюдаемый осадочный разрез северо-западной части впадины Эбро (по [Vargas et al., 2009]), II — тоже, но с восстановленными эродированными отложениями (B1, B2); 1 — вулканиты, 2 — конгломераты, 3 — песчаники, 4 — глины, 5 — доломиты, 6 — эвапориты); б — смещение границ литосферы в модели; для этапов рифтогенеза показаны принятые величины индекса утонения коры n ; в — диаграмма скоростей осадконакопления для триасовой части моделируемого разреза; оцифрованные кривые — теоретическая скорость компенсированного осадконакопления в условиях пострифтового остывания литосферы [Гончар, 2013].

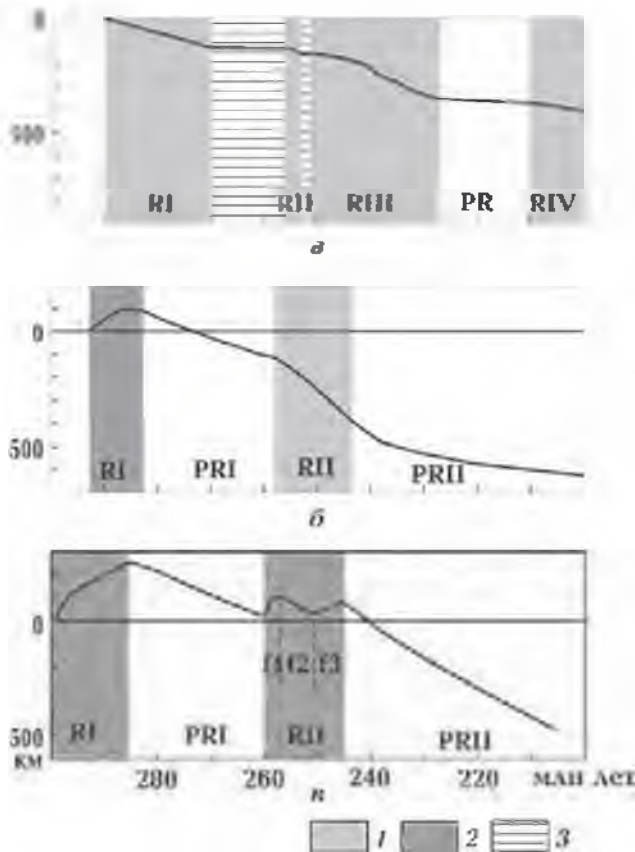


Рис. 7. Сравнение кривых тектонического погружения для пермско-триасовых бассейнов Западной Европы: а — участка Молина де Арагон в Иберии [Vargas et al., 2009]; б — скважины в пределах Южно-пермского бассейна северо-западной части Европы [van Wees et al., 2000]; в — впадины Эбро в настоящей статье (1, 2 — этапы пассивного и активного рифтогенеза соответственно, 3 — периоды тектонически неопределенного развития бассейна в связи с размывом отложений [Vargas et al., 2009]).

бэкстриппинга (см. рис. 7). Первые две кривые отражают непосредственный подбор прямым моделированием кривых тектонического погружения, полученных по стандартной методике для пермско-триасовых бассейнов Иберии [Vargas et al., 2009] и СЗ Франции [Van Wees et al., 2000]. В первом случае, «не мудрствуя лукаво», авторы традиционно отнесли крутые участки кривой погружения к рифтовым событиям (RI—RIV), пологие — к пострифтовым;

стратиграфические отрезки, осложненные размывом, обозначены как неопределенные в плане механизма тектогенеза. В уже упоминавшейся работе [Van Wees et al., 2000], посвященной анализу погружения Южно-пермского бассейна северо-запада Европы, приняв во внимание отсутствие прямых геологических доказательств существенного растяжения коры, более значимую роль в создании потенциала погружения отнесли к рифтогенному событию в ранней перми [Циглер, 1981; McCann et al., 2006]. Было предложена модель с активным термальным утонением литосферной мантии в ранней перми (RI), последующим термальным погружением в средней перми и дополнительным растяжением литосферы в поздней перми — раннем триасе (RII) [Van Wees et al., 2000] (см. рис. 7, б). В этой модели предсказывается начальное син- и пострифтовое положение кривой тектонического движения (RI и частично PRI) выше нулевой отметки, т. е. континентальные условия, что сближает ее с предлагаемым подходом. Правда, авторы заложили допущение о значительной задержке начала осадконакопления, старт которого наступил в конце перми — начале триаса вместе с морской трансгрессией после 20 млн лет седиментационного «молчания», что представляется маловероятным.

Недостатками также являются игнорирование размывов в поздней перми и неучет варьирования фациальных условий накопления в поздней перми — триасе. Кривая тектонических движений, соответствующая предлагаемой методике расширенного прямого моделирования (см. рис. 7, в), предсказывает более сложный характер рифтогенеза, обусловленный двумя этапа-

ми активного рифтинга RI и RII, когда для второго (позднепермского) предусматривается варьирование режима в виде трех фаз с различными индексами утонения коры (см. рис. 6). Активный рифтогенез при соответствующем умеренном утонении коры обеспечивает длительное положение тектонической кривой выше нулевой отметки рельефа (континентальные условия), а фазы рифтинга — чередование размыва и осадконакопления.

Условия осадконакопления и погружение юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. История погружения юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и накопление в ее пределах мощных полифациальных толщ карбона, включая угленосные, не вписывается в простую схему пострифтового развития, последовавшего за позднедевонским рифтогенезом; неопределенности добавляет парадоксально медленное погружение в турнейско-ранневизейское время [Van Wees et al., 1996; Стифенсон и др., 1997; Стовба, Майстренко, 2000; Стовба, 2008]. Для объяснения накопления значительных объемов отложений привлекались схемы с дополнительными актами растяжения (на границе раннего и позднего визе, в серпуховское время, в конце карбона), усиливавшими пострифтовое опускание [Van Wees et al., 1996; Стифенсон и др., 1997], также предполагалось участие оттока девонской соли, освобождавшей пространство для дополнительного погружения [Стовба, Майстренко, 2000; Стовба, 2008].

Хотя в пользу активизаций растяжения в каменноугольном периоде приводились сейсморазведочные данные, нет уверенности в том, что видимые на сейсмических временных разрезах сбросы действительно ответственные

за масштабное погружение литосферы, учитывая в целом ограниченный потенциал тектоники растяжения [Артюшков, 1993]. Кажущееся (в рамках постулата о компенсированном осадконакоплении) медленное погружение бассейна в турне — раннем визе условно было отнесено на счет «фазы тектонического покоя» [Стифенсон и др., 1997; Стовба, 2008], постулирование которой после прекращения рифтогенеза неадекватно ситуации, так как это время, вообще говоря, должно быть отмечено наиболее активными пострифтовыми нисходящими движениями [Гончар, 2013].

По-видимому, следует обратиться к «старому, доброму» формационному анализу, из которого, в частности, следует, что начиная с позднего визе Донбасс и примыкающая к нему юго-восточная часть ДДВ стали местом накопления мощной толщи паралической угленосной молассы, фактически — предгорным прогибом перед герцинским складчатым сооружением и вовлеченным в активизацию восточным участком УЩ [Хаин, 1977]. Как элементы системы краевых прогибов, опоясывающих Восточно-Европейский кратон в позднем палеозое, рассматриваются юго-восток ДДВ и Донбасс авторами работы [Nikishin et al., 1996]. Таким образом, проблемы количественной интерпретации величин нисходящих движений литосферы ДДВ в карбоне можно попытаться решить с привлечением моделей формирования краевых прогибов. Однако представляется, что основная причина противоречий — методическая.

Неточности в реконструкции тектонического погружения, возникающие при игнорировании глубины моря. Формационный, палеогеографический анализ осадочного заполнения ДДВ об-

наруживает закономерное изменение условий седиментации в карбоне с юго-востока на северо-запад и вверх по разрезу: от морских и лагунно-морских до континентальных [Лукин, 1977; Геологическая..., 1993] (рис. 8, а). Определяемый в юго-восточной части ДДВ максимум глубин морского бассейна (200 м и более [Геологическая..., 1993], 500—1000 м [Лукин и др., 2001]) сохранялся на протяжении турне — раннего визе, что отобразилось в формировании терригенно-кремнисто-карбонатной формации с некомпенсированными условиями осадконакопления [Лукин, 1977] (рис. 8, б). Переходной на юго-востоке оказалась следующая, терригенно-угленосная полифациальная формация позднего визе — серпухова, для которой предполагается цикличность условий седиментации: чередование фаз некомпенсированного, относительно глубоководного (известняки), квазикомпенсированного (терригенные породы) и полной компенсации или даже перекомпенсации (угли). Береговая линия, разделявшая континентальное и морское осадконакопление в ДДВ в поздневизейско-серпуховское время, замыкалась к западу от Полтавы. Несмотря на ее высокую мобильность, в целом морские условия к востоку от Полтавы сохранялись стабильными [Dvorjanin et al., 1996; Стомба, 2008]. Какова была глубина моря во второй половине раннего карбона неизвестно, но, скорее всего, не больше, чем в первой.

Можно ли считать глубину моря 200 м и более в осевой части юго-востока ДДВ незначительной, чтобы, отбросив ее как несущественный член уравнения изостатического равновесия, рассчитывать величины тектонического погружения, и насколько ошибочными могут быть такие по-

строения и основанные на них выводы? Для примера воспользуемся моделью пострифтового погружения в рамках одномерной задачи остывания мантийного полупространства [Гончар, 2011] (мощности сводного стратиграфического разреза взяты из работы [Shimanovskyy et al., 2004]). Определяемое в данном случае тектоническое погружение соответствует термальному. Моделью предсказывается начальный уровень глубины моря 200 м (рис. 9, а), что обеспечивается пятикратной степенью утонения исходной литосферы и мощностью накопленного позднедевонского синрифтового чехла 5600 м. Далее следует ускоренное погружение депоцентра, к концу турнейского века глубина моря составляет 420 м.

Величина тектонического погружения при локальной изостатической компенсации находится из уравнения [Галушкин, 2007]

$$h_t = \Delta h_w \frac{\rho_a - \rho_w}{\rho_a} + h_s \frac{\rho_s - \rho_a}{\rho_a}, \quad (1)$$

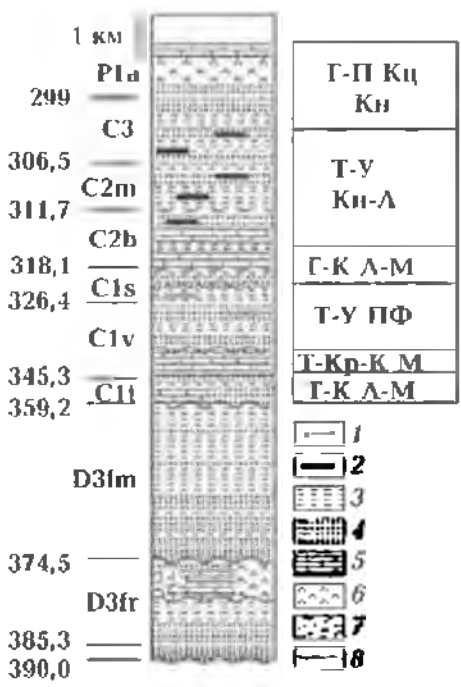
где $\Delta h_w = h_{w0} - h_w$, h_w и h_{w0} — величины текущего и начального морского погружения, а последнее слагаемое дает вклад чехла (без учета эвстатических колебаний уровня моря). Если игнорируется глубина моря, то тектоническое погружение прямо пропорционально мощности накапливающихся осадочных пород h_s . Принимая $\rho_w = 1030 \text{ кг/м}^3$, $\rho_s = 2550 \text{ кг/м}^3$, $\rho_a = 3200 \text{ кг/м}^3$ и полагая $\Delta h_w = 0$, на основании (1) получим кривую тектонического погружения обратной задачи бэкстриппинга, в которой не учитываются морские глубины (рис. 9, б). Для конца турнейского века, когда мощность чехла составляет 710 м, $h_t = 142 \text{ м}$. Это более чем в два раза меньше, чем в ситуации, учитывающей относительное морское погружение (кривая

Рис. 8. Схема осадочного выполнения ДДВ с элементами палеогеографии (а): 1 — глубина залегания подошвы осадочного чехла [Атлас..., 1984]; 2 — область некомпенсированного осадко накопления в раннем визе (заштрихована, по [Лукин, 1977] и ее предполагаемое продолжение — штриховые линии); 3 — линия разграничения внешней и внутренней зон литорали Полтавского палеоморя в позднем визе [Стовба, 2008]; сводная стратиграфическая колонка ДДВ (б) (по [Shimanovskiy et al., 2004]), справа — формации каменноугольных отложений (по [Лукин, 1977]):

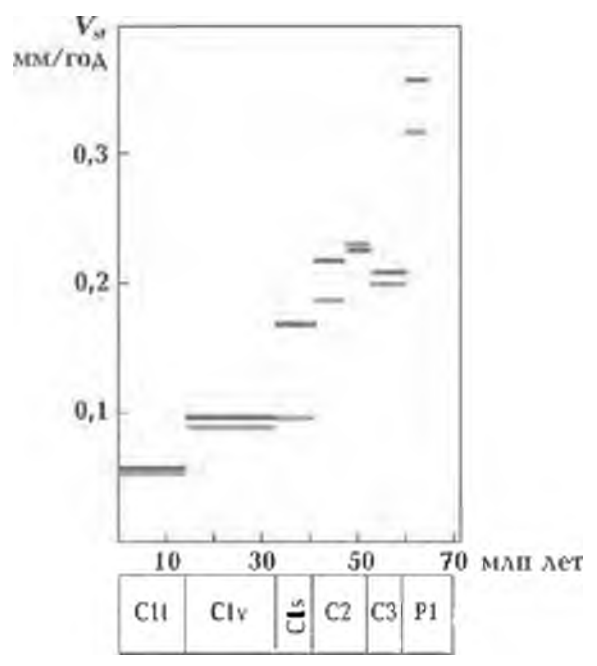
Т-К Л-М — терригенно-карбонатная лагунно-морская, Т-Кр-К М — терригенно-кремнисто-карбонатная морская, Т-У ПФ — терригенно-угленосная полифациальная, Г-К Л-М — глинисто-карбонатная лагунно-морская, Т-У Кн-Л — терригенно-угленосная континентально-лагунная, Г-П Кц Кн — глинисто-песчаная красноцветная континентальная; (1—2 — угленосные формации раннего (1), среднего (2) карбона, 3 — аргиллиты, сланцы, 4 — песчаники, 5 — карбонаты, 6 — эвапоприты, 7 — вулканиты, 8 — стратиграфические перерывы) и диаграмма скоростей осадконакопления (в) в юго-восточной части ДДВ на пострифтовом этапе, демонстрирующая ускоренное накопление в карбоне (1 — [Геология..., 1988], 2 — [Shimanovskiy et al., 2004]).



а



б



— 1 — 2
в

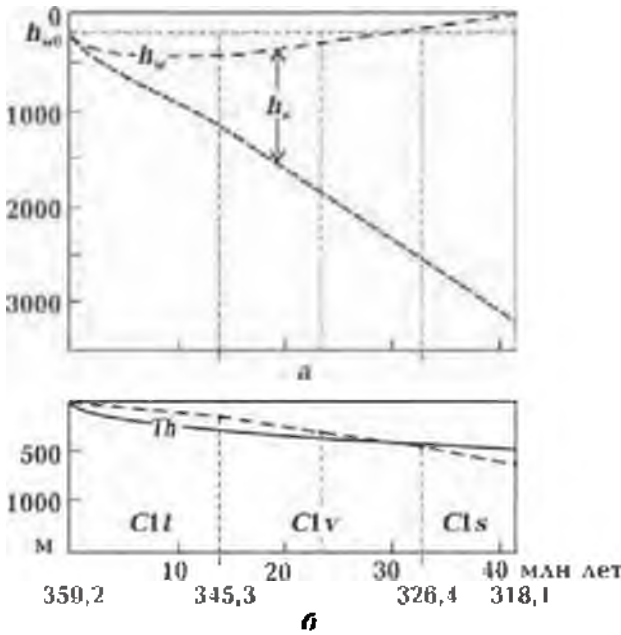


Рис. 9. Пример расчета погружений фундамента и морских глубин депоцентра юго-восточной части ДДВ в раннем карбоне (а) и траектории термального погружения в модели (th) и реконструированного тектонического методом бэкстриппинга без учета морских глубин (пунктир) (б). См. пояснения в тексте.

th). Здесь видно, как получается занижение тектонической составляющей вследствие неучета батиметрической поправки. В конце визейского века относительная глубина моря равна -50 м, мощность чехла 2340 м. Здесь разница в оценках наименьшая. В конце серпуховского века происходит полное обмеление, соответственно относительное изменение глубины моря равно -200 м, а мощность чехла составляет 3200 м. При игнорировании глубины моря $h_f=640$ м, а с ее учетом — 504 м. Таким образом, после недооценки тектонического погружения следует его переоценка. Максимальные величины отклонений составляют около 140 м. Это может показаться несущественным в масштабах долговременного опускания, но этого достаточно, чтобы

кривая бэкстриппинга потеряла характерный экспоненциальный профиль пострифтового термального погружения. Как следствие, неверными будут тектоническая интерпретация этого отрезка истории, основанное на ней прямое моделирование и общие выводы.

Воспроизведение морского погружения юго-восточной части ДДВ (базовая модель). В геодинамическом плане трудно представить более элементарную модель: этап рифтогенеза с монотонным утонением коры (скорость $1,1 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$) и последующим пострифтовым погружением вплоть до конца каменноугольного периода (рис. 10). В исходном состоянии литосфера содержит слои коры и мантии мощностью 43 и 137 км соответственно. Длительность рифтогенеза установлена равной 26,1 млн лет, что соответствует позднему девону (International Stratigraphical Chart, 2004). Пострифтовая эволюция прослеживалась до конца карбона. Скорости осадконакопления вводились на основании мощностей стратиграфических подразделений сводной колонки ДДВ [Shimakovskiy et al., 2004], эффект уплотнения пород при погружении не учитывался. При оценке получаемых результатов по осадконакоплению ориентиром служили формационные характеристики чехла ДДВ [Лукин, 1977] (см. рис. 8, б), а также данные об интенсивности угленакпления, установленные для соседнего Донбасса [Феофилова, Левенштейн, 1963] (см. ниже). Рифтогенез завершается 2,5-кратным утонением коры и ее конечная мощность составляет 17 км (рис. 10, а), что примерно совпадает с мощностью, определяемой для юго-восточной части ДДВ сейсморазведочными методами [Чекунов и др., 1991].

Сравнение движения подошвы литосферы в модели с данными о глубинах генерации рифтогенных магм показывает удовлетворительную аппроксимацию подъема кровли астеносферы.

Кривые тектонического погружения и его скорости (рис. 10, б) отражают вклад эндогенных сил и его динамику. Траектория тектонического погружения включает рифтовый отрезок

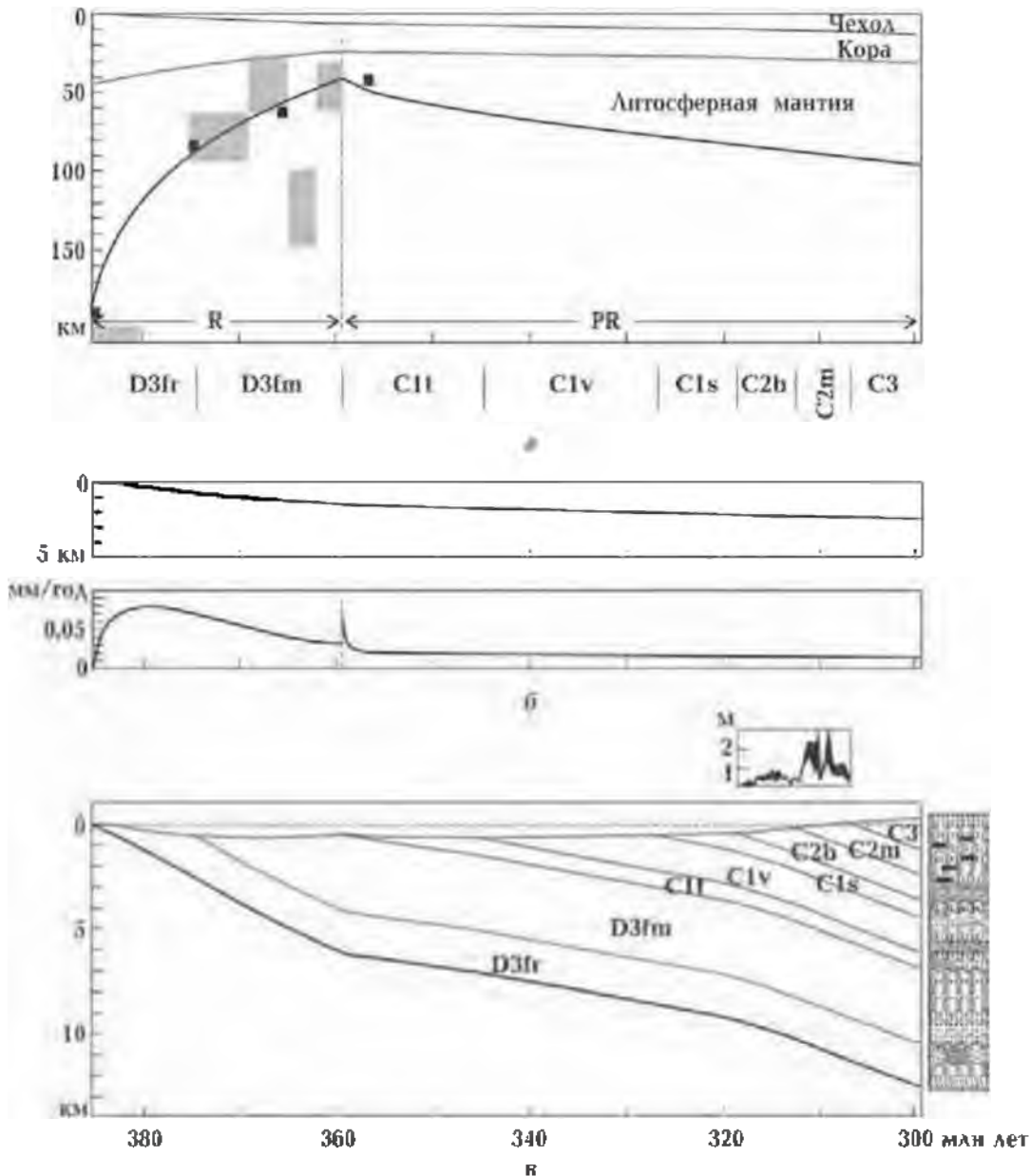


Рис. 10. Модель погружения осевой зоны юго-восточной части ДДВ: а — эволюция литосферы (показаны положения очагов магмы при формировании рифтов Восточной Африки и ДДВ, по [Wendlandt, Morgan, 1982; Усенко, 2004] (см. рис. 1, а)); кривые тектонического погружения (вверху) и его скорости (б) и осадконакопление (в) (вверху — график изменения средней мощности угольных пластов во времени для паралической угленосной формации Донбасса [Феофилова, Левенштейн, 1963]).

основного накопления глубин, который незаметно переходит в пострифтовый. Последнее связано с тем, что скорость тектонического погружения, сначала возраставшая до величины 0,08 мм/год, к концу рифтового этапа существенно падает. Начало пострифтового этапа отмечено кратковременным всплеском скорости, которая затем быстро стабилизируется на уровне 0,02 мм/год.

Рифтовый этап в первые 3 млн лет отмечается (рис. 10, в) начальным медленным опусканием, которое усиливается, приводя к относительно глубоководному осадконакоплению. Максимум глубины моря в 650 м достигается к концу первой половины фамена; далее из-за замедления тектонического погружения происходит обмеление и к концу девона морское дно поднимается до 400 м. Пострифтовое погружение, вследствие ограниченного поступления осадочного материала в раннем карбоне, начинается с опускания морского дна. Максимальные глубины моря на пострифтовом этапе (до 600 м) не противоречат данным о некомпенсированном глубоководном осадконакоплении в раннем карбоне [Лукин, 1977; Геологическая..., 1993; Лукин и др., 2001]. Они достаточны для того, чтобы создать пространство для морского накопления осадков раннего и среднего карбона, не прибегая к фазам дополнительного растяжения. Медленный подъем дна на пострифтовом этапе начинается с раннего визе, в конце первой половины московского века достигается нулевая отметка и далее следует континентальное осадконакопление, охватывающее конец среднего и поздний карбон. В финале отметки уровня осадконакопления достигают 300 м выше нуля.

Сопоставление с формационным подразделением разреза каменно-

угольного чехла ДДВ (по А. Е. Лукину) дает следующее соотношение формаций и палеоглубин (см. рис. 8, б и 10, в): группе морских формаций турне — начала башкирского века соответствуют глубины от 600 до 300 м. Определяемая далее терригенно-угленосная континентально-лагунная формация развивается при глубинах от 300 м до 0, захватывая в конце положительные отметки континентального рельефа до 200 м в середине позднего карбона. Поднятию выше 200 м соответствует красноцветная континентальная формация позднего карбона — ранней перми.

Важным фаціальным маркером являются обстановки угленакпления [Крашенинников, 1957]. Раннекарбоновая угленосная формация развита локально в виде достаточно узкой полосы вдоль юго-западного фланга ДДВ, в направлении к осевой части бассейна угольные пласты исчезают, замещаясь флишовой толщей [Феофилова, Левенштейн, 1963; Корреляция..., 1972]. Так что эта обстановка угленакпления, внесенная авторами работы [Shimanovskyy et al., 2004] в сводный разрез, не показательна для рассматриваемого депоцентра, где в это время господствовали морские условия, что и демонстрирует модель. Наступившая среднекаменноугольная эпоха принесла кардинальные изменения в палеогеографическую обстановку, что хорошо читается в пределах Донецкой части бассейна [Феофилова, Левенштейн, 1963; Корреляция..., 1972]. В результате, сформировалась мощная, широко распространенная угленосная формация среднего карбона, угли которой отличаются устойчивым составом, а угольные пласты — исключительной площадной выдержанностью. Показательным для обоснования приводимой модели по-

гружения юго-восточной части ДДВ представляется график средней мощности пластов угля во времени, составленный для Донецкого бассейна [Феофилова, Левенштейн, 1963] (см. рис. 10, в). Допустимость привлечения данных по Донбассу подтверждается тем, что все его основные угольные пласты прослеживаются и в пределы ДДВ [Майданович, Радзивилл, 1984]. Начало башкирского века отмечено пологим подъемом графика мощности пластов, не достигающего в середине века 1 м. В московском веке угленакopление достигает максимума, отмеченного двумя крутыми пиками, до 3 м средней мощности. Начальному этапу умеренного угленакopления в модели соответствует обстановка обмеления от 300 до 100 м; наиболее мощное угленакopление приходится на переходные условия от мелководноморских (менее 100 м) к лагунным (около 0 м) и далее к континентальным (до 200 м) условиям.

Обсуждение. Моделирование показало, что «парадоксы» каменноугольного осадконакопления в юго-восточной части ДДВ исчезают, если используется прямое моделирование погружения исходной платформенной литосферы сначала в рифтовых, а затем в пострифтовых условиях при «свободном» осадконакоплении. Появляется возможность сопоставлять прогнозную глубину моря с литофациальными данными о палеобатиметрии. Кажущиеся малые скорости опускания в начале каменноугольного периода могут быть следствием недооценки тектонического погружения при игнорировании морских глубин. Выполненное моделирование дает величину порядка 600 м глубины для максимума на рубеже турнейского и визейского веков, что соответствует выводам литологов о палеобатиметрии в раннем

карбоне: от 200 до 1000 м [Геологическая..., 1993; Лукин и др., 2001]. В дальнейшем эффект «свободного» осадконакопления отражается в замедленном обмелении, когда запаса пространства погружения, созданного ранним пострифтовым этапом, хватает, чтобы вместить морские осадки визейского и серпуховского ярусов раннего карбона и почти весь средний карбон.

Переходная тенденция накопления угленосной паралической формации среднего карбона в принципе удовлетворяет требуемым палеогеографическим условиям накопления угольных пластов в чередовании с песчаными и карбонатными слоями — седиментационной цикличности, отражающей чередование условий болотного, аллювиально-лагунного и морского осадконакопления [Крашенинников, 1957]. Такая периодичность, скорее всего, является следствием ритмических колебаний уровня моря, вызванных климатическими условиями и другими факторами. Типичные значения коротко- и среднепериодических (десятки — сотни тыс. лет) колебаний уровня моря изменяются от нескольких десятков до 100—150 м [Боуэн, 1981; Шимкус, 2005; Naq et al., 1987].

Выход осадконакопления на континентальные условия с превышениями над уровнем моря более 200 м в позднем карбоне может потребовать введения в пострифтовую модель дополнительного механизма погружения, чтобы уменьшить масштаб поднятия. В этой связи следует обратить внимание на определение юго-восточной части ДДВ и Донбасса как краевых прогибов в позднем палеозое [Хаин, 1977; Nikishin et al., 1996]. Действительно, размыв и резкая смена формационной принадлежности отложений на рубеже раннего и позднего визе и после-

довавшее затем нарастание скоростей осадконакопления (см. рис. 8, в) заставляют задуматься о масштабах тектонических причинах этих изменений. Как известно, в это время начались глобальные орогенические события, ознаменовавшие переход южной окраины Восточно-Европейской платформы из пассивной в активную, с наращиванием гранитно-метаморфического слоя, аккрецией и метаморфизмом осадочных отложений, мощным вулканизмом [Хаин, 1977; Белов, 1981; Nikishin et al., 1996]. Начало роста аккреционной призмы на границе Восточно-Европейской платформы и океана Палеотетис могло дать толчок к усилению осадконакопления в пределах краевой части ДДВ и определить иной формационный облик формирующегося чехла. Подтверждающим элементом здесь служит указание на изменение источников сноса обломочного материала в период формирования угленосной молассы [Лукин, 1977]: первоначально (с позднего визе до начала среднего карбона) бассейн питали удаленные источники, со второй половины башкирского века резко начали преобладать обломки, представляющие фундамент УЩ. Весьма вероятно, что удаленным источником служил молодой аккреционный ороген на юге. По мере нарастания аккреции и усиления давления на Восточно-Европейскую платформу (а может быть, и вследствие наступившей коллизии) в орогеническое развитие вступил южный борт ДДВ — сформировался Азовский выступ, размыв которого изменил состав поступающих обломков.

Учитывая изложенное, функционирование юго-восточной части ДДВ как краевого прогиба (разумеется, в составе Большого Донбасса) можно разделить на две фазы: формационную и

геодинамическую. Первая отразилась в резкой смене состава осадков со второй половины визе, вторая должна означать подключение типичного для краевых прогибов механизма погружения форланда. Здесь пока непонятно, когда и в каких масштабах действовал этот дополнительный (компрессионный) механизм погружения в ДДВ, но в пределах Донецкого бассейна, где мощность средне-позднекаменноугольных отложений существенно выше, его влияние более очевидно.

Предлагаемый в настоящей работе принцип расширенного прямого моделирования погружений (вместо обратного моделирования в бэкстриппинге) предполагает включение в анализ стратиграфических несогласий. В сводных стратиграфических колонках присутствует серия таких несогласий (размывов), влияние которых ослабевает с северо-запада к юго-востоку и от бортов к оси впадины [Вакарчук, Гавриш, 1991], поэтому, не все из размывов могут быть значимыми для рассматриваемой зоны ДДВ. Наиболее крупным считается предкаменноугольный региональный перерыв, сопровождающийся угловым несогласием, который протягивается и в Донбасс, с ним связаны изменения структурного плана, формирование коры выветривания [Вакарчук, Гавриш, 1991; Кабышев, Клочко, 1991]. Таким образом, в будущем, в первую очередь следует учесть именно перерыв на рубеже девона и карбона.

Заключение и выводы. Обобщение и анализ режимов континентального рифтогенеза по признаку вертикальных движений были выполнены на основе представлений о совместном действии термального утонения литосферной мантии (активной составляющей рифтинга) и формально независимого мультифакторного утонения

коры. Такой упрощающий подход позволил, абстрагируясь от конкретики механизмов рифтогенеза (во многом проблемных), сосредоточить внимание на потенциальном разнообразии режимов изменения литосферы и их диагностических параметрах. Разнообразие в формах проявления рифтогенеза на поверхности создается варьированием скорости утонения коры, при этом установлен достаточно узкий диапазон индекса этой скорости n , управляющего формой рифтогенеза — от 0,1 до 3 — в выражении $u = n \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$. Обозначенные крайними значениями $n=0,1$ и 3 границы соответствуют известным крайним формам континентального рифтогенеза: сводового рифта с высоким положительным рельефом (тектонотип современной Восточно-Африканской рифтовой системы) и глубоководной субокеанической впадины (тектонотип Тирренского морского бассейна). Так как нет формального запрета на колебания скорости утонения коры во всем исследованном диапазоне, следует ожидать, что наряду с «истинными» рифтами существуют промежуточные формы рифтогенеза, чье поверхностное выражение в разной степени нивелировано. Часть из них можно назвать скрытыми или квазирифтами, критериями выделения которых для современной Земли являются высокое положение границы раздела литосфера/астеносфера, слабо выраженный положительный рельеф или незначительное погружение, умеренно утоненная кора. В их случае максимумы погружений литосферы и осадочного заполнения образующейся впадины переносятся на пострифтовый этап. С этим связаны потенциальные трудности при палеотектоническом распознавании рифтогенных бассейнов промежуточного типа, что в первую очередь

требует более тщательного подхода в разделении син- и пострифтовых осадочных серий.

В связи с проблематикой палеотектонических реконструкций на основе анализа стратиграфической записи погружения апробирован расширенный вариант прямого моделирования осадочного бассейна, базирующийся на принципе «свободного» осадконакопления (отказ от условной фиксации поверхности седиментации), как следствие — на учете фациальных особенностей разреза по вертикали, разделении континентальных и морских серий, моделировании размывов и перерывов. Использование указанных особенностей существенно влияет (по принципу обратной связи) на выбор модели — количество, длительность, динамику проявлений этапов рифтогенеза, длительность разделяющих их периодов пострифтового погружения. К появлению новых неопределенностей следует относиться как к неизбежной плате за увеличение объективности в палеотектоническом исследовании.

В модели, объясняющей происхождение пермо-триасовой осадочной колонки Иберии, в отличие от предшествующих построений, воспроизводятся палеогеографические особенности осадконакопления: континентальное в перми и раннем триасе с переходом в морское в конце среднего триаса, а также раскрывается неопределенность стратиграфических несогласий поздней перми. Предсказывается сложный характер рифтогенеза, обусловленный двумя этапами активного рифтинга R I и R II, когда для второго (позднепермского) предусматривается варьирование режима в виде трех фаз с различными индексами утонения коры. Активный рифтогенез, при соответствующем

умеренном утонении коры, обеспечивает длительное положение тектонической кривой выше нулевой отметки рельефа (континентальные условия), а фазы рифтинга — чередование размыва и осадконакопления.

Особенности осадконакопления и погружения юго-восточной части ДДВ, характеризующейся аномально высокими мощностями каменноугольных отложений, в первом приближении воспроизводятся в рамках простой модели, включающей рифтогенное погружение в позднем девоне и пострифтовое термальное опускание. При истощенном поступлении осадочного материала это сводится к морскому некомпенсированному погруженному состоянию с глубинами моря до 600 м

на рубеже турне и визе. Пострифтовые условия, возможно с наложенной обстановкой краевого прогиба с начала среднего карбона, способствовали замедленному обмелению морского бассейна и выходу на континентальные условия в конце среднего карбона. Получаемые в рамках модели изменения глубины моря сопоставлены с формационными подразделениями каменноугольного чехла ДДВ и интенсивностью угленакопления. Задействованные механизмы погружения соответствуют основным общепризнанным геодинамическим обстановками южной окраины Восточно-Европейской платформы в среднем—позднем палеозое и не содержат никаких дополнительных гипотез.

Список литературы

- Артюшков Е. В. Происхождение больших напряжений в коре. *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1972. № 8. С 3—25.
- Артюшков Е. В. Физическая тектоника. Москва: Наука, 1993. 456 с.
- Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины. Под ред. Ю. А. Арсирия. Киев: Изд. Мингео УССР, 1984. 190 с.
- Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. Москва: Наука, 1981. 212 с.
- Боуэн Д. Четвертичная геология. Москва: Мир, 1981. 270 с.
- Вакарчук Г. И., Гавриш В. К. Перерывы и несогласия в разрезе палеозоя Днепровско-Донецкой впадины. *Геолог. журн.* 1991. № 1. С. 119—130.
- Вержбицкий Е. В. Геотермический режим и тектоника дна акваторий вдоль Альпийско-Гималайского пояса. Москва: Наука, 1996. 131 с.
- Галушкин Ю. И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. Москва: Научный мир, 2007. 456 с.
- Геологическая история территории Украины. Палеозой. Под ред. П. Д. Цегельнюк. Киев: Наук. думка, 1993. 199 с.
- Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Стратиграфия. Гл. ред. Е. Ф. Шнюков. Киев: Наук. думка, 1988. 148 с.
- Гирглер Р. У. Сравнение Восточно-Африканской рифтовой системы пермского рифта Осло. В кн.: *Континентальные рифты*. Москва: Наука, 1981. С. 415—427.
- Гончар В. В. Погружение субокеанических впадин. *Изв. вузов. Геология и разведка*. 2011. № 3. С. 4—14.

- Гончар В. В. Рифтовый и пострифтовый этапы формирования осадочных бассейнов (методика выделения). *Изв. вузов. Геология и разведка*. 2013. № 5. С. 12—19.
- Зорин Ю. А., Лелина С. В. К вопросу о термическом утонении литосферы под континентальными рифтами. *Геология и геофизика*. 1984. № 7. С. 99—106.
- Кабышев Б. П., Клочко В. П. История развития ДДА. Герцинский этап. В кн.: *Блоковая тектоника кристаллического фундамента Днепровско-Донецкого авлакогена*. Киев: Наук. думка, 1991. С. 22—32.
- Казьмин В. Г. Формирование высоких плато в условиях растяжения. В кн.: *Геодинамика внутриконтинентальных горных областей*. Новосибирск: Наука, 1990. С. 329—336.
- Корреляция угленосных отложений и угольных пластов в Донецком бассейне. Отв. ред. А. В. Македонов. Ленинград: Наука, 1972. 112 с.
- Крашенинников Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1957. 292 с.
- Кутас Р. И., Цвященко В. А., Корчагин И. Н. Моделирование теплового поля континентальной литосферы. Киев: Наук. думка, 1989. 191 с.
- Лукин А. Е. Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений ДДВ в связи с нефтегазоносностью. Москва: Недра, 1977. 102 с.
- Лукин А. Е., Вакарчук С. Г., Корженев П. М. Турнейско-ранневизейский тектоно-седиментационный комплекс Днепровско-Донецкого авлакогена. *Геол. журн.* 2001. № 1. С. 7—16.
- Ляшкевич З. М. О формационной принадлежности пород Днепровско-Донецкой впадины. В кн.: *Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса*. Киев: Наук. думка, 1977. С. 90—98.
- Майданович И. А., Рагзивилл А. Я. Особенности тектоники угольных бассейнов Украины. Киев: Наук. думка, 1984. 118 с.
- Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Гл. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1994. 331 с.
- Стифенсон Р. А., Ван Вейс Я. Д., Стомба С. Н., Шимановский В. А. Численное одномерное моделирование тектонического погружения ДДВ в рамках концепции растяжения континентальной литосферы по Мак Кензи. *Геофиз. журн.* 1997. Т. 19. № 3. С. 25—41.
- Стовба С. Н., Майстренко Ю. П. Особенности формирования юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины (данные прямого и обратного двумерного тектонического моделирования). *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. № 2. С. 80—94.
- Стовба С. Н. Геодинамическая эволюция Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса: автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Киев, 2008. 49 с.
- Усенко О. В. Состав магматических пород как отражение глубинного процесса (на примере герцинских геосинклинали Донбасса и рифта Днепровско-Донецкой впадины). *Геофиз. журн.* 2004. Т. 26. № 3. С. 111—119.
- Феофилова А. П., Левенштейн М. Л. Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна. Москва: Изд-во АН СССР, 1963. 175 с.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Москва: Недра, 1973. 477 с.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. Москва: Недра, 1977. 359 с.
- Циглер П. А. Развитие рифта и впадины Се-

- верного моря. В кн.: *Континентальные рифты*. Москва: Наука, 1981. С. 359—381.
- Чекунов А. В., Пашкевич И. К., Калюжная Л. Т., Рябчун Л. И., Кучма В. Г. Глубинное строение авлакогена. В кн.: *Блоковая тектоника кристаллического фундамента Днепровско-Донецкого авлакогена*. Киев: Наук. думка, 1991. 156 с.
- Шимкус К. М. Процессы осадконакопления в Средиземном и Черном морях в позднем кайнозое. Москва: Научный мир, 2005. 280 с.
- Arche A., Lopez-Gomez J., 1996. Origin of the Permian-Triassic Iberian basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics* 266, 443—464. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00202-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00202-8).
- Artemieva I. M., 2006. Global 1°×1° thermal model TC1 for the continental lithosphere: implications for lithosphere secular evolution. *Tectonophysics* 416(1-2), 245—277. doi:10.1016/j.tecto.2005.11.022
- Baur F., Littke R., Wielens H., Lampe C., Fuchs T., 2010. Basin modelling meets rift analysis — a numerical modelling study from the Jeanne d'Arc basin offshore Newfoundland, Canada. *Marine and Petroleum Geology* 27(3), 585—599. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.06.003.
- Bourquin S., Bercovici A., Lopez-Gomez J., Diez J. B., Broutin J., Ronchi A., Durand M., Arche A., Linol B., Amour F., 2007. The Permian-Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the north-western pery-Tethyan domain scale: palaeogeographic maps and geodynamical implications. *J. Iber. Geol.* 33, 221—236.
- Cloetingh S., van Wees J. D., Ziegler P. A., Lenkey L., Beekman F., Tesauro M., Forster A., Norden B., Kaban M., Hardebol N., Bonte D., Genter A., Guillou-Frottier L., Ter Voorde M., Sokoutis D., Willingshofer E., Cornu T., Worum G., 2010. Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: an integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems Explorations in Europe. *Earth-Sci. Rev.* 102(is. 3), 159—206. doi:10.1016/j.earscirev.2010.05.003
- Crough S. T., Thompson G. A., 1976. Numerical and approximate solution for lithosphere thickening and thinning. *Earth Planet. Sci. Lett.* 31(3), 397—402.
- Dvorjanin E. S., Samoyluk A. P., Egunova M. G., Zaykovsky N. Ya., Podladchikov Yu. Yu., van den Belt F. J. G., de Boer P. L., 1996. Sedimentary cycles and paleogeography of the Dnieper Donets basin during the late Visian-Serpukhovian based on multiscale analysis of well logs. *Tectonophysics* 268, 169—188.
- Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235 (4793), 1156—1167.
- Lopez-Gomez J., Arche A., Vargas H., Marzo M., 2010. Fluvial architecture as a response to two-layer lithospheric subsidence during the Permian and Triassic in the Iberian basin, eastern Spain. *Sediment. Geol.* 223, 320—333. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.11.017>.
- McCann T., Pascal C., Timmerman M. J., Krzywiec P., Lopez-Gomez J., Wetzel A., Czaczyk C. M., Rieke H., Lamarche J., 2006. Post-Variscan (end Carboniferous — Early Permian) basin evolution in Western and Central Europe. In: D. G. Gee, R. A. Stephenson (eds). *European Lithosphere Dynamics*. Geol. Soc. London Spec. Publ. Memories 32. P. 355—388.
- Moreschal J.-C., Gliko A., 1991. Lithospheric thinning and heat flow preceding rifting. *Tectonophysics* 197, 117—126.
- Nikishin A. M., Ziegler P. A., Stephenson R. A., Cloetingh S. A. P. L., Furne A. V., Fokin P. A., Ershov A. V., Bolotov S. N., Korotaev M. V., Alekseev A. S., Gorbachev V. I., Shipilov E. V., Lankreijer A., Bembinova E. Yu., Shalimov I. V., 1996. Late Precambrian to Triassic history of the East European Cra-

- ton: dynamics of the sedimentary basin evolution. *Tectonophysics* 268, 23—63.
- Shimanovskiy V. A., Sachsenhofer R. F., Izart A., Li Y., 2004. Numerical modelling of the thermal evolution of the northwestern Dnieper-Donets basin (Ukraine). *Tectonophysics* 381(1-4), 61—79. doi:10.1016/j.tecto.2003.10.013.
- Vargas H., Caspar-Escribano J., Lopez-Gomez J., De la Horra R., Arche A., Van Wees J. D., Cloetingh S., 2009. Comparison of the Iberian and Ebro basins during Permian and Triassic, eastern Spain: a quantitative subsidence modelling approach. *Tectonophysics* 474(1-2), 160—183. doi:10.1016/j.tecto.2008.06.005.
- Van Wees J. D., Stephenson R. A., Stovba S. M., Shimanovskiy V. A., 1996. Tectonic variation in the Dnieper-Donets basin from automated modeling of backstripped subsidence curves. *Tectonophysics* 268(1-4), 257—280.
- Van Wees J. D., Stephenson R. A., Ziegler P. A., Bayer U., Scheck M., McCann T., Gaupp R., Dadlez R., Narkiewicz R., Bitzer F., 2000. On the origin of the Southern Permian basin, Central Europe. *Marine and Petroleum Geology* 17, 43—59. doi:10.1016/S0264-8172(99)00052-5.
- Wendlandt R. F., Morgan P., 1982. Lithospheric thinning associated with rifting in East Africa. *Nature* 244, 337—339.
- Yegorova T. P., Starostenko V. I., 2002. Lithosphere structure of European sedimentary basins from regional three-dimensional gravity modeling. *Tectonophysics* 346(1-2), 5—21. doi:10.1016/S0040-1951(01)00225-6.
- Ziegler P. A., Cloetingh S., 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Sci. Rev.* 64, 1—50. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252\(03\)00041-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00041-2).

Vertical tectonic movements and sedimentary filling of basins during syn-rift and post-rift stages of lithosphere development

© V. V. Gonchar, 2017

One-dimensional numerical modeling of isostatic response of lithosphere to thermal uplift of its bottom (active rifting) and interconnected formally independent thinning of the crust has been fulfilled. Evolution curves of vertical movements and interfaces displacements velocities have been examined. Depending on the introduced index of thinning of the crust velocity $n=0,1\div 3$ spectrum of surface expression has been segregated: from the arc rift via annectent forms ($n=0,8\div 1,5$) to deep water depressions. In relation to a set of problems of paleo-tectonic reconstructions of sedimentary basins modeling of vertical movements accompanied by sedimentation was conducted. Situations have been examined when syn-rift sedimentation and dipping are much less than post-rift ones. Possibilities of establishment of conditions and evolution of continental and marine sedimentation within the limits of different regimes of riftogenesis have been investigated. In order to overcome limitations specific to methods of modern back-stripping an expanded variant of direct modeling has been tested based on the principle of «free sedimentation», taking into account facial vertical heterogeneity of the sec-

tion and stratigraphic unconformities. In the model which explains formation of the Permian-Triassic sedimentary column of the Ebro depression (Iberia) paleogeographic features of sedimentation are replicated: it was the continental one in the Permian and early Triassic with transition to marine in the end of Middle Triassic, uncertainty of stratigraphic unconformities of the Late Permian is also revealed. Accordingly, the complicated character of active riftogenesis consisting of two stages is predicted; for the second (Late Permian) variation of regime as three phases with different indices of thinning the crust is provided.

Sedimentation and dipping of southeastern part of DDD which is characterized by abnormally high thicknesses of Carboniferous deposits are replicated at first approximation within the limits of a model including riftogenic dipping in the Late Devonian and the post-rift thermal one in the Carboniferous.

The obtained changes of the sea depths are correlated with formational subdivisions of the Carboniferous cover and the intensity of coal accumulation.

Key words: vertical movements, dipping of sedimentary basins, one-dimensional modeling, sedimentation, back-stripping, Ebro basin (Iberia), Dnieper-Donets depression.

References

- Artyushkov E. V., 1972. The origin of large stresses in the cortex. *Izv. AN SSSR. Fizika Zemli* (8), 3—25.
- Artyushkov E. V., 1993. Physical tectonics. Moscow: Nauka, 456 p. (in Russian).
- Atlas of the geological structure and oil and gas potential of the Dnieper-Donets Basin, 1984. Ed. Yu. A. Arsiriy. Kiev: Publ. USSR Ministry of Geology, 190 p. (in Russian).
- Belov A. A., 1981. Tectonic development of the Alpine folded area in Paleozoic. Moscow: Nauka, 212 p. (in Russian).
- Bowen D., 1981. Quaternary geology. Moscow: Mir, 270 p. (in Russian).
- Vakarchuk G. I., Gavrish V. K., 1991. Breaks and disagreement in the Paleozoic section of the Dnieper-Donets Basin. *Geologicheskii zhurnal* (1), 119—130 (in Russian).
- Verzhbitskiy E. V., 1996. Geothermal mode and the tectonics of a sea-bottom along the Alpine-Himalayan belt. Moscow: Nauka, 131 p. (in Russian).
- Galushkin Yu. I., 2007. Modelling of sedimentary basins and the assessment of their petroleum potential. Moscow: Nauchnyy Mir, 456 p. (in Russian).
- The geological history of the territory of Ukraine. Paleozoic, 1993. Ed. P. D. Tsegelnyuk. Kiev: Naukova Dumka, 199 p. (in Russian).
- Geology and petroleum potential of the Dnieper-Donets Basin, 1988. Stratigraphy. Ed. E. F. Shnyukov. Kiev: Naukova Dumka, 148 p. (in Russian).
- Girdler R. W., 1981. Comparison of the East African Rift System Permian rift Oslo. In: *Continental rifts*. Moscow: Nauka, 415—427 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2011. Submergence of suboceanic troughs. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka* (3), 4—14 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2013. Rift and post-rift stages of sedimentary basins formation (the method of separation). *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka* (5), 12—19 (in Russian).
- Zorin Yu. A., Lepina S. V., 1984. To a question on a thermal thinning of the lithosphere beneath continental rifts. *Geologiya i geofizika* (7), 99—106 (in Russian).

- Kabyshev B. P., Klochko V. P.*, 1991. History of DDA. Hercynian stage. In: *Block tectonics of the crystalline basement of the Dnieper-Donets aulacogene*. Kiev: Naukova Dumka, P. 22—32 (in Russian).
- Kazmin V. G.*, 1990. Formation of the high plateaus under tension. In: *Geodynamics in-land mountain areas*. Novosibirsk: Nauka, P. 329—336 (in Russian).
- Correlation of coal-bearing sediments and coal seams in the Donets Basin, 1972*. Ed. A. V. Macedonov. Leningrad: Nauka, 112 p. (in Russian).
- Krasheninnikov G. F.*, 1957. Conditions of accumulation of coal-bearing formations of the USSR. Moscow: Moscow University Press, 292 p. (in Russian).
- Kutas R. I., Tsvyashchenko V. A., Korchagin I. N.*, 1989. Modelling of the thermal field of the continental lithosphere. Kiev: Naukova Dumka, 191 p. (in Russian).
- Lukin A. E.*, 1977. Formation and secondary changes of coal deposits DDD in connection with oil and gas content. Moscow: Nedra, 102 p. (in Russian)
- Lukin A. E., Vakarchuk S. G., Korzhnev P. M.*, 2001. The Turney-Early Visean Tectonic-sedimentation complex of the Dnieper-Donets aulacogene. *Geologicheskii zhurnal* (1), 7—16.
- Lyashkevich Z. M.*, 1977. About the formation type rocks of the Dnieper-Donets Basin. In: *Volcanism and ore formations of the Dnieper-Donets depression and Donbas*. Kiev: Naukova Dumka, P. 90—98 (in Russian).
- Maydanovich I. A., Radziwill A. Ya.*, 1984. Features of tectonics of coal basins of Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 118 p. (in Russian).
- Young platform and Alpine fold belt. The lithosphere of Central and Eastern Europe, 1994*. Ed. A. V. Chekunov. Kiev: Naukova Dumka, 331 p. (in Russian).
- Stephenson R. A., Van Wees J. D., Stovba S. N., Shymanovskiy V. A.*, 1997. Numerical 1-D modelling of tectonic plunge of DDB within the scope of the conception of continental-lithosphere extension according to McKenzie. *Geofizicheskii zhurnal* 19(3), 25—41 (in Russian).
- Stovba S. N., Maystrenko Yu. P.*, 2000. Features of the formation of the south-eastern part of the Dnieper-Donets Basin (data of a direct and inverse 2-D tectonic modeling). *Geofizicheskii zhurnal* 22(2), 80—94 (in Russian).
- Stovba S. N.*, 2008. Geodynamic evolution of the Dnieper-Donets Basin and the Donbas: Dis. Dr. geol. sci. Kyiv, 495 p. (in Russian).
- Usenko O. V.*, 2004. The composition of magmatic rocks as a reflection of deep-seated processes (by the example of the Hercynian geosyncline of the Donbas and the rift of the Dnieper-Donets depression). *Geofizicheskii zhurnal* 26(3), 111—119 (in Russian).
- Feofilova A. P., Lovenshteyn M. L.*, 1963. Features sedimentation and coal accumulation in the Lower and Middle Carboniferous Donets Basin. Moscow: Publ. House of the USSR AS, 175 p. (in Russian).
- Khain V. E.*, 1973. General Geotectonics. Moscow: Nedra, 477 p. (in Russian).
- Khain V. E.*, 1977. Regional Geotectonics. Outside the Alpine Europe and Western Asia. Moscow: Nedra, 359 p. (in Russian).
- Ziegler P. A.*, 1981. Development rift and hollow of the North Sea. In: *Continental rifts*. Moscow: Nauka, P. 359—381 (in Russian).
- Chekunov A. V., Pashkevich I. K., Kalyuzhnaya L. T., Ryabchun L. I., Kuchma V. G.*, 1991. Deep structure aulacogene. In: *Block tectonics of the crystalline basement of the Dnieper-Donets aulacogene*. Kiev: Naukova Dumka, 156 p. (in Russian).
- Shimkus K. M.*, 2005. Processes of sedimentation in the Mediterranean and Black Seas

- in the Late Cenozoic. Moscow: Nauchnyy Mir, 280 p. (in Russian).
- Arche A., Lopez-Gomez J., 1996. Origin of the Permian-Triassic Iberian basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics* 266, 443—464. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00202-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00202-8).
- Artemieva I. M., 2006. Global 1°×1° thermal model TC1 for the continental lithosphere: implications for lithosphere secular evolution. *Tectonophysics* 416(1-2), 245—277. doi:10.1016/j.tecto.2005.11.022
- Baur F., Littke R., Wielens H., Lampe C., Fuchs T., 2010. Basin modelling meets rift analysis — a numerical modelling study from the Jeanne d'Arc basin offshore Newfoundland, Canada. *Marine and Petroleum Geology* 27(3), 585—599. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.06.003.
- Bourquin S., Bercovici A., Lopez-Gomez J., Diez J. B., Broutin J., Ronchi A., Durand M., Arche A., Linol B., Amour F., 2007. The Permian-Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the north-western pery-Tethyan domain scale: palaeogeographic maps and geodynamical implications. *J. Iber. Geol.* 33, 221—236.
- Cloetingh S., van Wees J. D., Ziegler P. A., Lenkey L., Beekman F., Tesauro M., Forster A., Norden B., Kaban M., Hardebol N., Bonte D., Genter A., Guillou-Frottier L., Ter Voorde M., Sokoutis D., Willingshofer E., Cornu T., Worum G., 2010. Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: an integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems Explorations in Europe. *Earth-Sci. Rev.* 102(is. 3), 159—206. doi:10.1016/j.earscirev.2010.05.003
- Crough S. T., Thompson G. A., 1976. Numerical and approximate solution for lithosphere thickening and thinning. *Earth Planet. Sci. Lett.* 31(3), 397—402.
- Dvorjanin E. S., Samoyluk A. P., Egurnova M. G., Zaykovsky N. Ya., Podladchikov Yu. Yu., van den Belt F. J. G., de Boer P. L., 1996. Sedimentary cycles and paleogeography of the Dnieper-Donets basin during the late Visean-Serpukhovian based on multiscale analysis of well logs. *Tectonophysics* 268, 169—188.
- Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235 (4793), 1156—1167.
- Lopez-Gomez J., Arche A., Vargas H., Marzo M., 2010. Fluvial architecture as a response to two-layer lithospheric subsidence during the Permian and Triassic in the Iberian basin, eastern Spain. *Sediment. Geol.* 223, 320—333. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.11.017>.
- McCann T., Pascal C., Timmerman M. J., Krzywiec P., Lopez-Gomez J., Wetzel A., Czaczyk C. M., Rieke H., Lamarche J., 2006. Post-Variscan (end Carboniferous — Early Permian) basin evolution in Western and Central Europe. In: D. G. Gee, R. A. Stephenson (eds). *European Lithosphere Dynamics*. Geol. Soc. London Spec. Publ. Memories 32. P. 355—388.
- Moreschal J. -C., Gliko A., 1991. Lithospheric thinning and heat flow preceding rifting. *Tectonophysics* 197, 117—126.
- Nikishin A. M., Ziegler P. A., Stephenson R. A., Cloeting S. A. P. L., Furne A. V., Fokin P. A., Ershov A. V., Bolotov S. N., Korotaev M. V., Alekseev A. S., Gorbachev V. I., Shipilov E. V., Lankreijer A., Bembinova E. Yu., Shalimov I. V., 1996. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of the sedimentary basin evolution. *Tectonophysics* 268, 23—63.
- Shimanovskiy V. A., Sachsenhofer R. F., Izart A., Li Y., 2004. Numerical modelling of the thermal evolution of the northwestern Dnieper-Donets basin (Ukraine). *Tectonophysics* 381(1-4), 61—79. doi:10.1016/j.tecto.2003.10.013.
- Vargas H., Caspar-Escribano J., Lopez-Gomez J., De la Horra R., Arche A., Van Wees J.

- D., Cloetingh S.*, 2009. Comparison of the Iberian and Ebro basins during Permian and Triassic, eastern Spain: a quantitative subsidence modelling approach. *Tectonophysics* 474(1-2), 160—183. doi:10.1016/j.tecto.2008.06.005.
- Van Wees J. D., Stephenson R. A., Stovba S. M., Shimanovskiy V. A.*, 1996. Tectonic variation in the Dnieper-Donets basin from automated modeling of backstripped subsidence curves. *Tectonophysics* 268(1-4), 257—280.
- Van Wees J. D., Stephenson R. A., Ziegler P. A., Bayer U., Scheck M., McCann T., Gaupp R., Dadlez R., Narkiewicz R., Bitzer F.*, 2000. On the origin of the Sothern Permian basin, Central Europe. *Marine and Petroleum Geology* 17, 43—59. doi:10.1016/S0264-8172(99)00052-5.
- Wendlandt R. F., Morgan P.*, 1982. Lithospheric thinning associated with rifting in East Africa. *Nature* 244, 337—339.
- Yegorova T. P., Starostenko V. I.*, 2002. Lithosphere structure of European sedimentary basins from regional three-dimensional gravity modeling. *Tectonophysics* 346(1-2), 5—21. doi:10.1016/S0040-1951(01)00225-6.
- Ziegler P. A., Cloetingh S.*, 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Sci. Rev.* 64, 1—50. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252\(03\)00041-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00041-2).

Еволюція расплавов и флюидов в процесі формирования кори и мантии в палеопротерозое (2,2—1,75 млрд лет назад). Стратиграфия и магматизм

© *О. В. Усенко, 2017*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 21 ноября 2016 г.

Стратиграфія метаморфічних комплексів, що належать до палеопротерозою, є предметом дискусії. Додатковою ознакою, що дає змогу здійснити кореляцію докембрійських товщ, може бути речовинний склад, оскільки в докембрії склад глибинних флюїдів змінювався закономірно. Тоді має існувати закономірність у зміні складу магматичних і метаморфічних порід. Порооди, утворені в цей час — доломіт і кальцитит, також поширені кварцити, вуглісті сланці та графітові гнейси. Тільки в цій активізації докембрію проявлено карбонатитовий вулканізм.

При узагальненні особливостей магматичних і метаморфічних порід Українського щита використано методику автора, за якою можна відновити перебіг глибинного процесу і склад расплавів та флюїдів у шарі плавлення. Запропоновано поділ щита на блоки двох видів: власне блоки і ділянки, які просторово тяжіють до шовних зон. Блоки відрізняє: визначальна роль розломних зон, утворених перед гранітизацією; наявність масивів габромонзонітів—трахітоїдних гранітів, сформованих до гранітизації (2,1—1,99 млрд років тому); взаємопереходи між інтрузивними і палінгенними гранітами; формування масивів анортозитів—гранітів рапаківі після гранітизації.

Активізація складається з двох тектономагматичних циклів, розділених гранітизацією. При утворенні порід, поширених на територіях, що тяжіють до шовних зон, проявлено вплив окиснених глибинних расплавів і флюїдів.

Про геодинамічний процес і склад глибинних флюїдів на блоках можна робити висновки за складом магматичних порід. На блоках утворюються розломні зони, по яких відбувається багаторазове проникнення расплавів, диференційованих під корою. У диференціації расплавів беруть участь нейтральні—слаболужні водно-хлоридно-калієві флюїди.

Склад флюїдів змінюється після гранітизації під усім щитом. Безпосередньо після неї утворюються масиви карбонатитів і лужних порід, в яких наявні й лужні ультрабазити. На територіях, що тяжіють до шовних зон, з'являються карбонатні залізисті пласти, що містять ксенокристали.

На блоках, у місцях перетину субмеридіональних і субширотних зон, у залишкових осередках відбуваються змішування расплавів, расплавлених водно-хлоридно-калієвими флюїдами, і плавлення глибинних карбонатно-фторидно-натрієвих порід. Утворюються масиви анортозитів—гранітів-рапаківі з титаном. Вони супроводжуються пегматитовими полями, альбіт-

урановими метасоматитами, для формування яких необхідна спільна участь карбонатно-фторидно-натрієвих і водних флюїдів.

Ключові слова: Український щит, карбонатити, палеопротерозой, гранітизація, флюїд, еволюція, родовища заліза, магматизм, стратиграфія, астеносфера, літосфера.

Введение. Данная статья продолжает исследование геодинамического развития Украинского щита (УЩ), в котором предложена корреляция стратиграфических подразделений на основе структурно-вещественных признаков в случаях, когда изотопный возраст не установлен [Усенко, 2016а, б]. Это актуально, так как стратиграфия метаморфических комплексов, относящихся к палеопротерозою, является предметом дискуссии. В основу исследования положено утверждение, что в докембрии закономерно изменяется состав глубинных флюидов, участвующих в дифференциации расплавов. Тогда должна существовать закономерность в изменении состава магматических и метаморфических пород.

В настоящей статье исследуются события третьей активизации, протекавшей 2,2—1,75 млрд лет назад. Период 2,2—1,7 млрд лет как геохронологический рубеж формирования коры и верхней мантии зафиксирован еще при исследовании ксенолитов базальтов Байкало-Монгольского региона с применением изотопных систем Sm-Nd [Коваленко и др., 1990]. Было показано, что этот рубеж имеет глобальное развитие. В это время произошло деплетирование примитивной мантии, формирование мантии, базит-гранулитовой и «гранитной» коры, состав которых близок к современному. После этого истощение и обогащение мантии были возможны лишь в результате привнесения тепла и вещества извне. Определение изотопного возраста ксенолитов, вынесенных ким-

берлитовыми расплавами из мантии и коры, показывает, что образование литосферы всех кратонов мира имело длительную историю, но во всех случаях включает этап 2,1—1,7 млрд лет [Condie, 2011; Ionov et al., 2015; Liu et al., 2016 и др.]. Это время является и пиком карбонатитового вулканизма на всех щитах планеты [Когарко, 2005; Condie, 2011]. Образуются оригинальные комплексы магматических пород. Изучение их состава и строения позволяет судить о протекании геодинамического процесса, о флюидном режиме дифференциации расплавов на разных уровнях, об условиях, благоприятных для формирования месторождений полезных ископаемых на поверхности.

В работе использованы данные из литературных источников (описания метаморфических и магматических комплексов [Стратиграфические..., 1985; Геолого-геоэлектрическая..., 2005; Щербаков, 2005; Геолого-геофизическая..., 2008, 2009 и др.], определения изотопного возраста [Геохронология..., 2008; Пономаренко и др., 2014 и др.], время образования разломов [Гинтов, 2014]), а также обобщения, сделанные в работе [Бордунов, 1983].

Существуют особенности, которые позволяют идентифицировать разрезы, образованные 2,2—1,75 млрд лет назад. Цель статьи — доказать, что эти отличия связаны с протеканием глубинного процесса и могут быть объяснены закономерными изменениями состава флюидов и расплавов, поступающих из глубинных оболочек, а вещественный состав магматических и метаморфиче-

ских пород можно считать признаком для корреляции.

Главными являются два тезиса:

- в третьей активизации изменяется конфигурация территорий, развивающихся по близким схемам глубинного процесса;
- в третьей активизации изменяется состав вещества, выносимого из глубинных оболочек.

Предлагается общая модель, которая не может претендовать на объяснение детального строения разрезов, так как тектонические движения, особенно интенсивно проявленные в это время, остаются за пределами метода. Главное внимание уделяется выявлению тенденций изменения состава пород и применению установленных зависимостей для корреляции стратиграфических подразделений УЩ. Преимуществом данного исследования является использование представлений о протекании разномасштабных процессов (от перемещения плюмов и астенолитов до самоорганизации вещества на разных уровнях) в *PT*-условиях коры и мантии.

Терминология и методы исследований. Накопление вулканогенных, эксгальационных, осадочных пород, их метаморфические преобразования, мигматизация и плавление, а также тектонические движения являются следствием глубинного геодинамического процесса. Изучение химического и минерального состава магматических и метаморфических пород позволяет определить глубину размещения границы литосфера—астеносфера (ЛАГ), а установление последовательности ее изменения — восстановить геодинамический процесс. Состав глубинных расплавов и флюидов, достигающих поверхности, обусловлен последовательностью физико-химических взаимодействий на кровле слоя плавления [Усенко, 2014].

В статьях [Усенко, 2016а, б] было предложено следующее.

1. Выделить активизации, каждая из которых характеризуется специфическим флюидным режимом дифференциации расплавов, т. е. разделить время.

2. По составу метаморфизованных магматических и эксгальационно-осадочных пород установить протекание процесса — разделить активизацию на тектономагматические циклы (ТМЦ), а ТМЦ на этапы, в течение которых размещение ЛАГ постоянно.

3. Установить условия дифференциации расплавов астеносферы (состав флюидов) на каждом этапе (при известных *PT*-условиях).

4. Выделить территории, на которых в течение одного ТМЦ глубинный процесс протекал сходно, при близком составе глубинного флюида.

5. Провести сопоставление структур, сходных по развитию.

Можно обозначить три периода вынесения глубинного вещества. До 2,8 млрд лет преобладают окисленные расплавы, в которых растворена вода, присутствуют хлорид-ионы и металлы, образующие с ними комплексные соединения. Затем (приблизительно до 2,0 млрд лет) на блоках активны слабощелочные флюиды, содержащие воду, обогащенные хлором и калием. Шовные зоны образованы около 2,5 млрд лет, в них проявлены более окисленные флюиды, переносящие железо в виде хлоридных комплексов. Около 2,0 млрд лет появляются ультращелочные и щелочные расплавы сопряженные с карбонатно-фторидно-натриевым флюидом.

В работах [Усенко, 2014, 2016а, б] выделены три глобальные активизации, которые представлены комплексами магматических и метаморфических по-

род. Они протекали 3,2—2,8; 2,7—2,2; 2,2—1,75 млрд лет назад. Активизация 3,7—3,2 млрд лет не рассматривается, так как невозможно провести исследования по предложенной схеме.

Активизации неогархея и палеопротерозоя состоят из двух ТМЦ. На начальных этапах происходит утонение литосферы. На пике активизации (конец первого — начало второго ТМЦ) образуется слой плавления в коре, затем мощность литосферы увеличивается. Так как состав расплавов определяется глубиной расположения ЛАГ, то магматические породы первых этапов представлены ультрабазитами (если мощность 150 км и более), затем базальтами (если мощность 100 км). Если ЛАГ размещается под корой, на поверхности появляется серия от ультраосновных пород до андезитов-базальтов, затем происходит образование слоя плавления на глубине 20—40 км, продуцирующего исключительно граниты. На эродированных блоках докембрийских щитов этот слой может быть выведен на современную поверхность. Поэтому можно видеть граниты, образованные непосредственно в очаге плавления (неперемещенные или палингенные).

Названные глубины реперные. Они могут быть использованы при построении общей модели. Размещение слоя плавления в коре контролируется линией солидуса пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации в присутствии воды. Для плавления пород гранулитовой фации, располагающихся в общем случае глубже 35—40 км, требуются температуры более 1000 °С [Гордиенко, 2007]. В работе [Гинтов и др., 2016] показано, что в условиях стрессовых нагрузок при сдвиговых перемещениях блоков температура и давление на отдельных участках могут резко возрастать. Воздействие высоко-

температурных расплавов, химически активных флюидов и гидротермальных растворов, которые заполняют образующиеся проницаемые зоны, также оказывает существенное влияние, так как происходит не только плавление, но и растворение пород. Тогда размещение слоя плавления в коре, как и степень метаморфических преобразований, будет зависеть не только от литостатического давления.

В процессе первой активизации образована архейская гранит-зеленокаменная область Среднеприднепровского мегаблока (СПМБ) Украинского щита, которая практически не задействована в более поздних процессах. Во время второй активизации западнее Ингулецко-Криворожской шовной зоны (ИКШЗ) в течение двух ТМЦ на блоках накапливаются толщи вулканогенно-осадочных пород, а в обрамлении СПМБ во втором цикле закладываются шовные зоны — ИКШЗ и Орехово-Павлоградская (ОПШЗ). Голованевская шовная зона (ГШЗ) во втором ТМЦ закладывается на неогархейской днестровско-бутской серии, накопленной в первом [Усенко, 2016б]. Следствия каждой следующей активизации накладываются на результат предыдущих.

Во второй и третьей активизациях изменение состава флюидов, образование разломных зон, самые активные тектонические движения происходят на пике активизации в конце первого — начале второго ТМЦ, после формирования слоя плавления в коре. Граниты, образованные около 2,0 млрд лет назад, слагают значительную часть территории не только УЩ, но и всех щитов мира.

Промежуток времени 2,7—2,1 млрд лет относительно мало охарактеризован определениями изотопного возрас-

та, поэтому время окончания второй и начала третьей активизации привязано относительно образования палингенных микроклиновых гранитов палеопротерозоя — 2,1—1,99 млрд лет назад [Пономаренко и др., 2014]. Возраст чарнокитов Мангушского комплекса Западного Приазовья — 2,16 млрд лет [Геохронология..., 2005]¹. Так как образование кислых расплавов происходит в коре на пике активизации, то ее начало отнесено ко времени 2,2 млрд лет назад. Есть и дополнительные датировки, относящиеся к началу активизации. Пироксеновые гнейсы днестрово-бугской серии датированы 2,23 млрд лет. Возраст биотитовых гнейсов западной части ГШЗ — 2,26 млрд лет [Геохронология..., 2008]. В Бугском мегаблоке (БМБ) и ГШЗ возраст плагиогнейсов составляет 2,57, а плагиогранитов побужского комплекса Савранского рудного поля — 2,5÷2,6 млрд лет [Геохронология..., 2005], т. е. они образованы в процессе второй активизации. Многочисленные определения 1,96—2,06 млрд лет [Геохронология..., 2008] датируют последнюю глобальную гранитизацию. В Хашчевато-Завальевском районе присутствуют эксталяционно-осадочные карбонатные и железистые породы (мрамор с. Завалье — 2,04 млрд лет и эвлизит — 1,91 млрд лет) [Геохронология..., 2008]). В первой и во второй активизациях мраморы и эвлизиты не образуются.

Корреляция разрезов второй активизации (2,7—2,2 млрд лет назад) по данным изотопного возраста с учетом состава магматических и мета-

¹ Мангушский блок отнесен к Западному Приазовью, так как его геодинамическое развитие сходно с развитием ОПШЗ и Западного Приазовья. Граница проведена по Малоянисольской зоне разломов.

морфических комплексов (табл. 1) приведена в работе [Усенко, 2016б]. В этой работе указаны причины отнесения нижней части тетеревской серии ко второй активизации. Сходство состава городской свиты тетеревской серии и темрюкской свиты центрально-приазовской серии с росинско-тикичской серией не позволяет настаивать на таком разделении. Во многих работах породы Волинского мегаблока (ВМБ) считаются исключительно палеопротерозойскими, образованными 2,3—2,08 млрд лет назад [Пономаренко и др., 2014]. Однако веским доводом представляется возраст магматических комплексов западной и центральной частей щита. На границе Росинско-Тикичского мегаблока (РТМБ) и Подольского мегаблока (ПДМБ) в породах юрьевского и тетиевского комплексов обнаружены цирконы, возраст которых 2,48—2,82 млрд лет [Геохронология..., 2005]. Изотопный возраст шереметьевских гранитов ВМБ (2,43 млрд лет) приведен в работе [Верхогляд, Скобелев, 1995]. И для побужского, и для шереметьевского комплексов имеется две датировки, более поздняя около 2,0 млрд лет. Однако наличие нескольких датировок является частым явлением для гранитоидов высокометаморфизованных блоков и отражает время не только образования, но и преобразования пород. Поэтому можно лишь утверждать, что кочеровская свита несомненно относится к первому ТМЦ третьей активизации.

Нет изотопных дат времени начала образования криворожской и бугской серий. Кластогенные цирконы, обнаруженные в низах этих серий, отражают возраст не самих пород, а обломочного материала. По изотопным датировкам можно утверждать, что бугская серия образована не ранее 2,7, но не позд-

нее 2,06 млрд лет назад [Пономаренко и др., 2014]. Изотопный возраст пород кошаро-александровской свиты, вскрытых скважиной-3560 IV в западном обрамлении Капитанской интрузии (5 анализов), составляет 2,016—2,024 млрд лет [Геохронология..., 2008; Геолого-геофизическая..., 2008]. Присутствие здесь и кластогенного циркона, образованного 2,8 млрд лет назад, означает, что накопление осадков началось позже. Подобным образом установлен и возраст криворожской серии [Пономаренко и др., 2014].

Есть затруднения и в использовании метода, предложенного автором, так как гнейсы и сланцы с биотитом, амфиболом, силлиманитом, кордиеритом и графитом образуются на блоках в течение трех ТМЦ. Выводы сделаны на основе представлений о протекании глубинных процессов и составе выносимого вещества. Можно говорить, что они не противоречат имеющимся определениям абсолютного возраста. Однако могут быть уточнены впоследствии.

Необходим поиск более частных геохимических характеристик, присущих породам каждого ТМЦ, а также развитие представлений о глубинных процессах, зафиксированных в строении метаморфических комплексов докембрия, поскольку суждения исследователей отражаются в трактовке геолого-аналитической информации. Перспективным направлением представляется дополнение геохимических и тектонофизических методов модели протекания геодинамических процессов, в которых проведен учет эволюции состава глубинного вещества.

Разделение УЩ на территории, в которых 2,2—1,75 млрд лет назад образуются сходные метаморфические и магматические комплексы. Породы, образованные в третьей активизации,

схожи между собой и отличны от более ранних толщ (см. табл. 1). Общие признаки проявлены в обязательном присутствии карбонатных магматических и эксталяционных пород, сложенных доломитом и кальцитом, а также в широком развитии кварцитов, углистых сланцев и графитовых гнейсов. Только в этой активизации докембрия проявлен карбонатитовый вулканизм. По мнению И. Н. Бордунова, с которым полностью согласен автор, содовые растворы и известково-кремнистые эксталяции как спутники карбонатитов — источник известково-кремнистого осадконакопления, объемы которого намного превосходят интрузивные тела карбонатитов [Бордунов, 1983].

Накопление железистых пород продолжается. Однако состав и железистых, и вмещающих пластов существенно изменяется. В третьей активизации образуется железисто-кремнисто-карбонатная формация, состав которой отличен от продуктивных пластов саксаганской свиты криворожской серии широким развитием именно карбонатных пород, в том числе железисто-карбонатных [Усенко, 2015].

Существуют особенности и в составе магматических пород. Широко распространены ультраосновные породы, состав которых близок к коматитовому стандарту, а также карбонатиты. Палингенные граниты представлены микроклиновыми разновидностями. Присутствуют массивы габбро-анортозитов, гранитов рапакиви и щелочных пород.

В третьей активизации изменяются площади, на которых глубинный процесс протекает одинаково. Наследуются уже существующие структурные элементы, появляются новые. От первой к третьей активизации все сложнее унифицировать тектонические еди-

Таблица 1. Схема корреляции стратиграфических разрезов УЩ. Состав свит и серий приведен по работе [Стратиграфические..., 1985]

| Возраст, млрд лет | ВМБ, ПДМБ | РТМБ | БМБ, ГШЗ | ИМБ | ККЗ | ОПШЗ, ПМ |
|---------------------------------------|---|---|---|-----|---|--|
| Третья активизация. Второй ТМЦ | | | | | | |
| 1,75 | — | — | — | — | Глееватская свита Сланцы карбонат-биотит-кварцевые, метапесчаники | Саговая свита — |
| Третья активизация. Первый ТМЦ | | | | | | |
| Гранитизация | | | | | | |
| 2,0 | Тетеревская серия Кочеровская свита Верхняя подсвита: чередование силикатных, силикатно-карбонатных, карбонатных пород. Кальцифиры и карбонатно-диопсидовые кристаллосланцы. Амфиболиты Нижняя подсвита: биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и сланцы | Белоцерковская толща Кальцифиры, скарноиды, мраморы, пироксен-магнетитовые железистые кварциты Володарская толща Кварциты, железистые кварциты, гнейсы гранат-биотитовые, кристаллосланцы биотит-амфиболовые, амфиболиты | Бугская серия Хащевато-завальевская свита Мраморы, кальцифиры, графит-биотитовые, гранат-биотитовые, пироксеновые гнейсы, железистые кварциты Березнинская толща Гранат-биотитовые (с кордиеритом) гнейсы с прослоями гиперстен-плагиоклазовых сланцев и кальцифиров Кошаро-александровская свита Кварциты, гнейсы биотит-гранат— | — | Криворожская серия Гранцевская свита Кварцито-песчаники, сланцы графит-углистые, кварц-биотитовые. Мраморы доломитовые. Сланцы карбонат-альп-тремолитовые. Кварциты гематит-магнетитовые | Сачкинская свита Карбонатно-графитовая пачка. Магнетит-пироксеновые кварциты. Пироксен-графит-гранатовые гнейсы. Пироксен-магнетитовые кварциты, амфибол-биотитовые и пироксен-амфиболовые сланцы. Темрюкская свита Гнейсы биотитовые, |

| | | | | | | | | |
|---------------------------------------|--|--|---|--|---|--|---|--|
| 2,2 | | | графитовые, амфибол-гиперстен-плагиоклазовые кристаллосланцы | | | амфибол-биотитовые, графит-биотитовые, диопсид-плагиоклазовые | | |
| Вторая активизация. Второй ТМЦ | | | | | | | | |
| | <i>Городская свита</i> Биотитовые, силлиманитовые, графитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и сланцы | <i>Росинско-тикичская свита</i> Биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты с прослоями гранатсодержащих гнейсов, кварцитов, мегакварцитов, ультрабазитов и пироксеновых амфиболитов | <i>Днестрово-бугская серия Павловская толща</i> Магнетит-двупироксеновые, гиперстеновые, магнетит-гранат-гиперстеновые гнейсы, железистые кварциты | <i>Ингуло-ингулецкая серия</i> <i>Роцаховская свита</i> Гранат-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы | | <i>Чечелевская свита</i> Биотитовые гнейсы с гранатом кордиеритом, графитом, диопсидовые гнейсы | <i>Саксаганская свита</i> <i>Скелеватская свита</i> <i>Новокриворожская свита</i> Амфиболиты, кварц-хлорит-биотитовые сланцы | <i>Гуляйпольская и белозерская свиты</i> |
| Вторая активизация. Первый ТМЦ | | | | | | | | |
| Гранитизация | | | | | | | | |
| 2,5 | | | | | | | | |
| 2,7 | <i>Васильевская свита</i> Биотитовые с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, графитом гнейсы Амфиболиты | | <i>Тывровская толща (накопление)</i> Биотит-двупироксен-плагиоклазовые с амфиболом, магнетитом кристаллосланцы, гнейсы биотит-ортопироксеновые | <i>Каменно-костоватская свита</i> Гранат-графит-биотит-пироксеновые (гиперстеновые) гнейсы с силлиманитом и кордиеритом | <i>Спасовская свита</i> Пироксеновые гнейсы с биотитом, магнетитом, гранатом | | | |

ницы. Учет районирования важен для данного исследования, так как региональные структуры различаются глубинным развитием, в них накапливаются разные по составу эксталяционно-осадочные и магматические комплексы. Общая схема районирования щита (рис. 1) является одним из результатов работы. Данное деление проведено ис-

ключительно по вещественному составу пород и не совпадает с современной разломно-блоковой структурой. Речь идет о выделении площадей, развитие которых было различным в активизации, происходившей 2,2—1,75 млрд лет назад. Вещественный состав пород каждой выделенной территории, геодинамический процесс, физико-

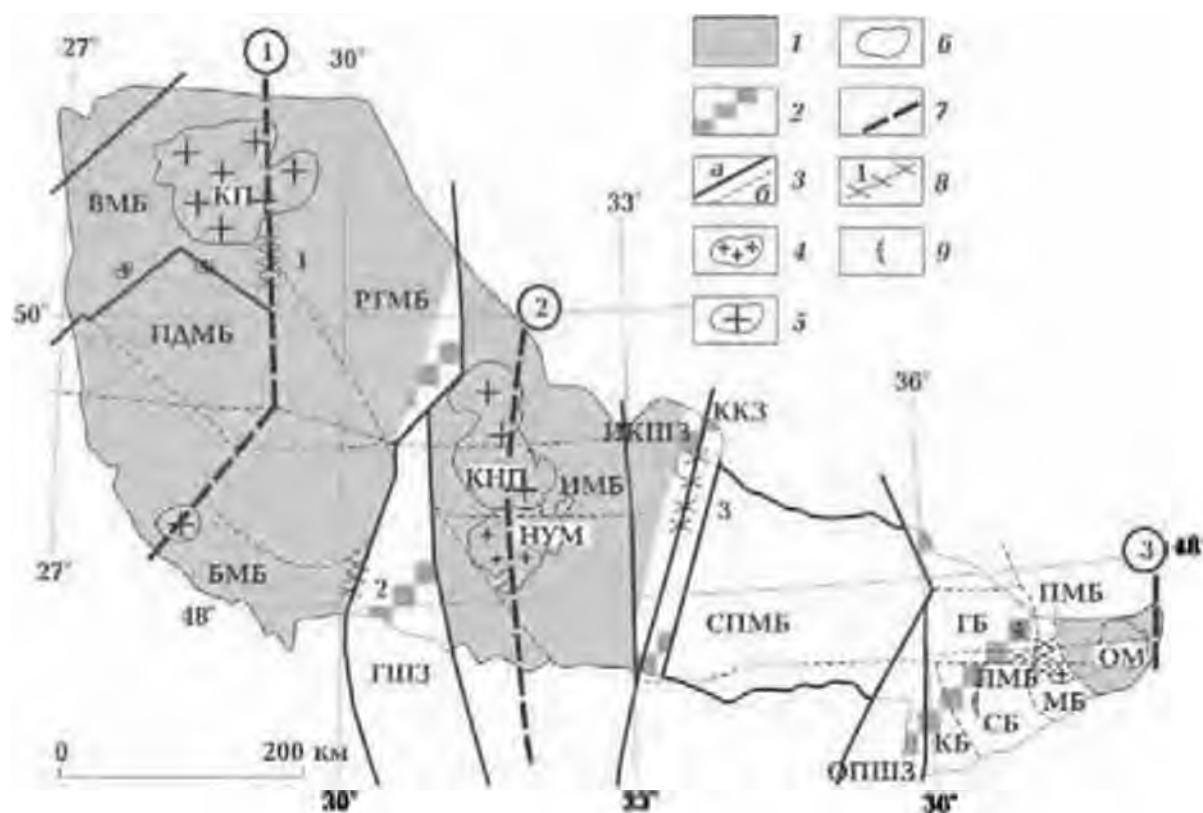


Рис. 1. Схема районирования УЩ в третьей активизации (~2,2—1,75 млрд лет назад): 1 — блоки, участвующие в активизации; 2 — территории, пространственно тяготеющие к шовным зонам; 3 — разломы; 4 — массивы монзонитов-калиевых гранитов; 5 — плутоны анортозитов-гранитов рапакиви; 6 — Октябрьский массив; 7 — разломные зоны, образованные в процессе третьей активизации; 8 — распространение пород первого ТМЦ (1 — кочеровская свита; 2 — бутская серия; 3 — гданцевская свита; 4 — демьяновская (сачкинская) свита); 9 — Черниговский комплекс карбонатитов. ВМБ — Волынский мегаблок; ПДМБ — Подольский мегаблок; РТМБ — Росинско-Тичикский мегаблок; БМБ — Бутский мегаблок; ИМБ — Ингульский мегаблок; СПМБ — Среднеприднепровский мегаблок; ПМБ — Приазовский мегаблок; ГПШЗ — Голованевская шовная зона; ИЖШЗ — Ингуло-Криворожская шовная зона; ККЗ — Криворожско-Кременчугская зона; ОПШЗ — Орехово-Павлоградская шовная зона; КБ — Корсунский блок; ГБ — Гайчурский блок; СБ — Салтычанский блок; МБ — Мангушский блок; КП — Коростенский плутон; КНП — Корсунь-Новомиргородский плутон; НУМ — Новоукраинский массив; ОМ — Октябрьский массив. Современное разломно-блоковое строение УЩ приведено по работе [Гинтов, 2014].

химические процессы, протекавшие на кровле астеносферы, детально рассмотрены далее.

В работе предложено деление УЩ на блоки двух видов: собственно блоки и участки, пространственно тяготеющие к шовным зонам. Их конфигурация не совпадает с конфигурацией современных шовных зон.

Признаки территорий, тяготеющих к шовным зонам:

- пространственная близость к шовным зонам, образованным на границе архея и протерозоя;
- присутствие железистых пород железисто-кремнисто-карбонатной формации, а также кварцитов, графитовых гнейсов и углистых сланцев;
- связь железистых пород с кальцифирами (доломитовыми и кальцитовыми);
- широкое развитие ультрабазитов, часто вулканогенных, присутствие карбонатитов.

Первая территория тяготеет к ГШЗ, но захватывает Хащевато-Завальевский блок и продолжается на север в РТМБ, где находятся месторождения Одесско-Белоцерковского железорудного района. Здесь распространены руды мариупольского и побужского типов [Металлические..., 2005]. Это определяет их как относящиеся к железисто-кремнисто-карбонатной формации, образованной в третьей активизации.

Ко второй относится часть ИКШЗ — Криворожско-Кременчугская зона (ККЗ), в которой накапливается гданцевская свита, западнее в пределах ИКШЗ — родионовская, не содержащая железистых пластов.

Третья охватывает часть СПМБ (Конкско-Белозерскую структуру), северную часть ОПШЗ, распространяется на все Западное Приазовье. Верхняя часть белозерской серии СПМБ сопо-

ставляется с гданцевской свитой ККЗ [Усенко, 2016б]. Рядом находятся Малотерсянский массив щелочных пород. В северной части ОПШЗ (Васильковский профиль) Е. Б. Глевасским описаны кварциты, высокоглиноземистые и графитсодержащие гнейсы, эвлизиты и железистые кварциты, состав которых свидетельствует о том, что они образованы в палеопротерозое. [Геолого-геоэлектрическая..., 2005]. Это подтверждается определениями абсолютного возраста. На Васильковском участке архейский возраст установлен для тоналитов (3,5 млрд лет) и мафических даек (2,88 млрд лет). Следующий этап активности начинается позже 2,3 млрд лет, а время метаморфических преобразований около 2,1 млрд лет [Lobach-Zhuchenko et al., 2014]. Породы третьей активизации широко представлены в Западном Приазовье. В Приазовском мегаблоке (ПМБ) породы железисто-кремнисто-карбонатной формации образуются до гранитизации в Корсакском блоке, а также на стыке Западного и Восточного Приазовья (Мангушский блок, Мариупольское рудное поле). В работе [Стратиграфические..., 1985] они описаны как сачкинская свита. Садовая свита вскрыта на юге Сорокинской структуры (Салтычанский блок ПМБ). В этом же блоке находится Черниговский комплекс карбонатитов (ЧКК), приуроченный к разломной зоне. Он образован в третьей активизации.

Вторая и третья территории смыкаются севернее Днепровско-Донецкой впадины в единую Курскую магнитную аномалию.

На блоках первично-осадочная толща известна только в пределах ВМБ, однако магматические комплексы блоков различаются, что однозначно указывает на разное протекание глубинного процесса.

Признаки территорий, относимых к блокам (даты по работе [Пономаренко и др., 2014]):

- наличие и определяющая роль разломных зон, образованных перед гранитизацией;
- присутствие массивов габбро-монзонитов—трахитоидных гранитов (2,08—2,04 млрд лет назад);
- взаимопереходы между интрузивными и палингенными гранитами (2,1—1,99 млрд лет назад);
- формирование массивов анортзитов—гранитов рапакиви (1,8—1,74 млрд лет назад).

Можно предполагать существование на блоках метаморфической толщи, эродированной позднее. Условия кристаллизации всех перечисленных массивов указывают на наличие сверху толщи пород. Породы ингуло-ингулецкой серии метаморфизованы до гранулитовой фации. На многих участках блоков на поверхность выведены неперемещенные граниты, возраст которых около 2,0 млрд лет. Они соседствуют с интрузивными, которые были насыщены флюидом, так что глубина слоя плавления, закладываемая в общую модель (20 км), могла быть существенно меньше, однако наличие метаморфической толщи сверху несомненно.

В центральных частях блоков на пике первого — в начале второго ТМЦ образуются разломные зоны Грузско-Еланчикская и тектонический шов Херсон—Смоленск. В Западной части УЩ в период 2,0—1,8 млрд лет назад образуются Звиздаль-Залесская, Брусиловская и Немировская разломные зоны [Гинтов, 2014]. По разломным зонам происходит вынесение расплавов из астеносферы, располагающейся под корой и в коре, во время и после гранитизации. Проекция на поверхность разломной зоны Херсон—

Смоленск представлена территорией от Звенигородско-Братского до Кировоградского разломов, а проекция Грузско-Еланчикской зоны охватывает все Восточное Приазовье. Разломные зоны протягиваются далеко за пределы щита. Особенностью их существования является постоянная активность от момента образования (2,05 млрд лет назад) до конца палеопротерозойского этапа (1,75—1,6 млрд лет назад). Об этом свидетельствует многократно возобновлявшаяся магматическая и гидротермальная деятельность. К этим зонам территориально привязаны массивы монзонитов—микроклиновых гранитов (Букинский, Новоукраинский (НУМ), Хлеבודаровский), анортзитов—гранитов рапакиви (Коростенский плутон, Дрокийский массив, Корсунь-Новомиргородский плутон) и щелочных пород (Октябрьский массив), а также месторождения золота, поля редкометалльных пегматитов. Именно с этими разломными зонами связаны месторождения титана в ВМБ, урана в Ингульском мегаблоке (ИМБ).

Эти зоны активны и в фанерозое [Щербаков, 2005; Пашкевич, Бакаржиева, 2016]. С Грузско-Еланчикской связаны практически все магматические комплексы Донбасса (образованы от 0,4 до 0,175 млрд лет назад). Она определяет развитие Донецкой складчатой области. В настоящее время вдоль тектонического шва Херсон—Смоленск на УЩ, на его продолжении в Днепровско-Донецкой впадине [Старостенко и др., 2014], а также на продолжении Грузско-Еланчикской разломной зоны — на Нагольном кряже [Усенко, 2002] происходит вынесение гидротермальных растворов.

В пределах Кочеровской площади между Звиздаль-Залесской и Брусиловской зонами разломов присутству-

ют проявления палеопротерозойского карбонатитового вулканизма, ореолы фенитизации, что, по всей видимости, служило основанием для ее описания как Немировско-Кочеровской шовной зоны в работе [Геолого-геофизическая..., 2009]. Но шовные зоны образуются ранее — на рубеже архея и протерозоя и различаются составом накапливаемых толщ. В третьей активизации образуются железисто-кремнисто-карбонатные породы, однако во всех шовных зонах или в непосредственной близости от них присутствуют и железистые породы железисто-кремнисто-сланцевой формации, образованные во втором ТМЦ второй активизации. Тогда как вышеперечисленные разломы образованы 1,85 млрд лет назад [Гинтов, 2014].

Развитие территорий, тяготеющих к шовным зонам, в третьей активизации. Рассмотрение магматических и метаморфических комплексов этих территорий позволяет оценить изменение состава глубинных расплавов и флюидов. Даже в случае, когда непосредственное вынесение осуществляется с границы кора—мантия (при размещении ЛАГ на 50 км), поверхности достигают недифференцированные расплавы, которые во многом сохраняют состав и структуру первичных, вынесенных с глубин более 250 км. Инверсия состава флюида (смена водно-хлоридно-калиевого карбонатно-фторидно-натриевым) проявлена перед гранитизацией (2,0 млрд лет назад) и отражается появлением мощной пачки карбонатных пород. Изменяется и состав железистых. Силикат-магнетитовые сменяются карбонат-магнетитовыми, но и те, и другие относятся к железисто-кремнисто-карбонатной формации, образующейся только в это время [Усенко, 2015]. В Салтычанском блоке

Западного Приазовья образуется ЧКК.

Метаморфические комплексы. Взаимоотношения с более ранними толщами отчетливо устанавливаются в *гданцевской свите криворожской серии*. Она накапливается в первом ТМЦ и состоит из последовательно залегающих железисто-карбонатных пород (сидерит-кальцитовых, кварц-кальцитовых и др.), безрудных кварцитов, которые сменяются полосчатыми железистыми силикатно-магнетитовыми и внутрiformационными магнетитовыми рудами. На них залегают кальцитовые и кальцит-доломитовые мраморы, слюдистые сланцы и ультрабазиты, которые еще выше сменяются полосчатыми силикатно-магнетитовыми кварцитами, глиноземистыми и слюдисто-графитовыми сланцами. Выше размещаются ультрабазиты и слюдистые метапелитовые и метаалевролитовые сланцы и силикатно-магнетитовые кварциты (описание приведено по работам [Железисто-кремнистые..., 1978; Стратиграфические..., 1985]). Здесь помимо карбонатных и силикатных пород присутствуют метаморфизованные ультрабазиты и базиты (сланцы хлорит-актинолит-тремолитовые, амфиболит тремолититовый, тремолититы). Гданцевская свита сопоставляется с зеленосланцево-метабазитовой подсвитой Белозерской структуры (на западе и востоке СПМБ продолжается накопление сходных толщ в близких геодинамических процессах) [Усенко, 2016б].

Во втором ТМЦ образуется глееватская свита. Отличительные особенности ее состава — широкое развитие метапесчаников, метаконгломератов, кварцитов. Резко возрастает доля обломочных пород, что однозначно объясняется тектоническими движениями.

ми, которые начинаются перед гранитизацией и продолжаются (многократно возобновляются) после 2,0 и до 1,75 млрд лет.

Сачкинская (гибровская) свита Западного Приазовья на Демьяновском участке Мариупольского рудного поля (ПМБ) представлена пироксен-магнетитовыми кварцитами, которые чередуются с амфибол-биотитовыми, амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми сланцами, а сверху разреза появляются кальцифиры. Над ней располагается пачка амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев с прослоями пироксен-графит-гранатовых гнейсов, иногда гранатовых кварцитов с фаялитом и графитом (до 160 м). Вверх по разрезу увеличивается содержание магнетита, появляются магнетит-пироксеновые кварциты. Выше размещается карбонатно-графитовая пачка (до 105 м), сложенная графитсодержащими гнейсами и кальцифирами. Продуктивная свита Демьяновского участка образована при расположении кровли астеносферы под корой. Об этом свидетельствует и связь с ультрабазами (см. ниже).

В Салтычанском и части Мангушского блоков, а также в Конкско-Ялынской впадине накапливается темрюкская свита. Она характеризуется ритмичным строением. Начальные части всех шести ритмов представлены кварцитами и высокоглиноземистыми гнейсами, средние части сложены графитовыми, биотитовыми, гранатовыми и амфиболовыми гнейсами, верхние части ритмов — или карбонатные породы, или биотит-амфибол-пироксеновые гнейсы, которые иногда содержат до 10 % магнетита. Состав толщи, появление мраморов и кальцифиров предполагает отнесение их к третьей активизации. Ее соотношение с сачкинской

свитой не установлено. Возможно, в темрюкской свите более представлены нижние горизонты. Ритмичность и состав указывают на образование при расположении ЛАГ на 100 км.

Вещественный состав толщ позволяет предполагать, что в Западном Приазовье первый ТМЦ представлен темрюкской и сачкинской свитами. Во втором ТМЦ третьей активизации метаморфические комплексы территории представлены садовой свитой, которая по составу очень близка к глееватской.

Доказательством образования *бугской серии* в процессе третьей активизации служит ее состав. Нижняя кошаро-александровская свита сложена преимущественно кварцитами (до 50 %), высокоглиноземистыми породами и основными кристаллосланцами (по 20—25 %). В составе хашчевато-завальевской свиты широко развиты карбонатные породы (мраморы и кальцифиры), которые ассоциируют с графит-биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотитовыми и пироксеновыми гнейсами, а также железистые кварциты, перемежающиеся с пироксенсодержащими гнейсами и кристаллосланцами.

Во многих случаях установить последовательность появления пород в Среднем Побужье очень сложно, так как залегание нарушено. Но главные признаки третьей активизации — обязательное присутствие кальцитовых и доломитовых мраморов и пород железисто-кремнисто-карбонатной формации в породах бугской серии — отчетливо проявлены.

Породы росинско-тикичской серии представлены в реститовых блоках очень разного возраста, сохранившихся в полях развития гранитов и мигматитов. Среди них присутствуют представители железисто-кремнисто-

карбонатной формации третьей активизации, магматические и метаморфические породы второй и третьей активизаций [Геохронология..., 2008; Пономаренко и др., 2014]. В связи с этим можно предположить, что развитие восточной части РТМБ в третьей активизации было сходным с развитием всей территории, тяготеющей к ГШЗ.

Железисто-кремнисто-карбонатная формация — обязательная составляющая разрезов. Особенностью метаморфических разрезов территорий, пространственно тяготеющих к шовным зонам, является обязательное присутствие железистых пластов железисто-кремнисто-карбонатной формации третьей активизации. Непосредственно с формированием шовных зон связано образование железисто-кремнисто-сланцевой формации во второй активизации.

Железистые породы гданцевской свиты ККЗ представляют собой эксгальационные осадки, откладывающиеся из гидротерм на дне морского бассейна. Расплавы и растворы по проницаемым зонам выносятся на поверхность, а затем подвергаются уплотнению и метаморфическим преобразованиям.

В ОПШЗ и Западном Приазовье представлены все три железистые формации (железисто-кремнисто-вулканогенная архея, железисто-кремнисто-сланцевая второй активизации и железисто-кремнисто-карбонатная третьей), поэтому отчетливо видны различия между ними. На месторождении Куксунгур (Корсакский блок) рудная толща сложена итабиритами (состоят из кварца, магнетита и амфибола и/или пироксена) с прослоями и линзами биотитовых, гранат-биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов, кристаллических известняков, кальцифиров и графитовых сланцев. Кристаллические извест-

няки состоят из карбоната (доломита), моноклинного пироксена, амфибола, оливина, флогопита, хлорита. Оливин (форстерит) замещен карбонатом, серпентином, хлоритом, оксидами железа. В центральной части месторождения на поверхность выходят более молодые мраморы, тогда как на флангах более представлены железисто-кремнистые породы. Это не синклиальная складка, а три блока с разным уровнем эрозионного среза. Здесь фиксируются не пликативные структуры, как предполагается в работе [Железисто-кремнистые..., 1978], а тектонические движения блоков, мигматизированных в разной степени.

Железные руды в ГШЗ и прилегающем Хащевато-Завальевском (Бандуровском) блоке силикат-магнетитовые и карбонат-магнетитовые железисто-кремнисто-карбонатной формации [Ярошук, 1983]. Среди силикат-магнетитовых преобладают железистые кварциты (итабириты) в центре пластов, которые в местах выклинивания сменяются кварц-силикатными глиноземисто-железисто-кремнистыми сланцами. В разрезах месторождений часто присутствуют пачки карбонатных пород, гранат-биотитовых гнейсов. Месторождения прилегающего к ГШЗ Ананьевского района, как и месторождения Западного Приазовья, по всей видимости, образуются в первом ТМЦ, так как гранитизация наложена. Подобные руды представлены в РТМБ и Западном Приазовье, где пачки, содержащие железистые пласты, залегают в полях развития гранитов и мигматитов. Карбонат-магнетитовые руды ГШЗ состоят из оливина, магнетита и карбоната, содержат пироксены, амфиболы, серпентин, флогопит и шпинель. Карбонаты представлены кальцитом и доломитом, оливин — форстеритом.

Рудные пласты крутопадающие, их мощность составляет 20—30 м. Возраст эвлизитов с. Завалье 1,91 млрд лет [Геохронология..., 2008].

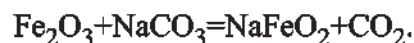
И в Западном Приазовье, и особенно в ГШЗ (например, в Молдовской структуре) часть железа выносится карбонатным «расплавом». Никакое «уплотнение» и метаморфизм не приведет к образованию форстерита, распространенного в карбонат-магнетитовых рудах, равно как и диопсида, так как в присутствии карбонатных флюидов кристаллизуются щелочные пироксены. Это ксеногенные минералы, вынесенные из мантии. Присутствие оливина и диопсида позволяет утверждать, что это не метаморфизованные первично-осадочные породы, а карбонатиты или переслаивание карбонатитов и эксгальционно-осадочных пород. Поскольку появление карбонатитов на УЩ фиксируется после 2,0 млрд лет, то, вероятно, часть железистых пород (содержащих карбонат-магнетитовые руды), относится ко второму ТМЦ [Ентин и др., 2015; Усенко, 2015].

Эксгальции, концентрирующие и переносящие железо, образуются вследствие протекания физико-химических взаимодействий на кровле астеносферы, которые можно восстановить по форме нахождения железа в пластах. Необходимо учитывать состав и магматических, и эксгальционно-осадочных пород, образованных на одном этапе. В большинстве случаев они залегают в непосредственной близости [Усенко, 2015]. Кроме того, сравнению подлежат расплавы и флюиды, образованные на одной глубине дифференциации (при одинаковом расположении ЛАГ). В данном случае — под корой (~50 км), так как в протерозое максимальное количество железа выносится на этапе, когда ЛАГ размещается на грани-

це кора—мантия. Источники вещества глубинные, так как железистые пласты часто сопряжены с ультраосновными породами. В случае резкого снятия давления в кислой среде образуются минералы группы магнезита-сидерита (как в зеленокаменных структурах СПМБ) при повышении щелочности доломита-кальцита, а железо входит в состав магнетита и гематита (как в ГШЗ).

Поливалентные металлы (железо, хром, марганец, европий и др.) являются четкими индикаторами Eh-pH условий. Степень окисления железа принято объяснять активностью кислорода. Соотношение FeO/Fe_2O_3 в фазе зависит как от соотношения свободного кислорода и железа, так и от щелочности. Подвижность железа во всех случаях определяется его устойчивостью в виде хлоридных комплексов. При давлении 1,5 ГПа в кислых условиях устанавливаются высокие концентрации железа в форме $FeCl_2$.

В силикатном расплаве в кислой среде железо подвижно, а в нейтральной и щелочной среде происходит распад комплексного соединения. Железо в двухвалентной форме в виде катионов Fe^{2+} входит в состав силикатов, например в массивах габбро-анортозитов. При еще большем повышении щелочности, особенно в условиях дефицита кислорода, железо будет выступать окислителем, поэтому более предпочтительна его трехвалентная форма. Оно появляется в составе силикатов в виде Fe^{3+} . В ультращелочной среде в присутствии карбонатно-фторидно-натриевого флюида и при крайнем дефиците кислорода железо входит в состав кремнекислородных тетраэдров (например, в породах ЧКК):

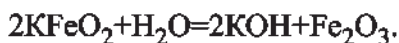


Эта реакция идет в одном направле-

нии, так как углекислый флюид отводится из реакционного объема. Появление карбонатно-натриевого флюида происходит при повышении содержания фтора во флюидной фазе.

При высоких содержаниях соединений железа во флюиде, отделяющемся с кровли астеносферы, образуются эксталяционно-осадочные железистые пласты. При высокой активности кислорода активны водные флюиды с хлором, среда окислительная. Железо равномерно распределяется между силикатной и карбонатной фазами, а его содержание коррелирует с содержанием магния. В архейских зеленокаменных структурах встречаются пары коматиит-брейнерит, сидерит-куммингтонит, а относительное содержание магнетита (но не гематита) увеличивается при расположении ЛАГ на глубине 150 км. На этой глубине вода неустойчива, а железо соединяется непосредственно с кислородом.

При снижении окислительного потенциала и повышении щелочности железо концентрируется в отдельной фазе (хлоридно-водно-силикатном флюиде) в виде магнетита и гематита (как в ККЗ). В щелочной среде, но в присутствии водного хлоридно-калиевого флюида, находится в форме оксида:



Направление этой реакции зависит от количества воды и состава остальных компонентов, так как в расплаве более вероятно существование K^+ и OH^- .

При меньшей степени дифференциации железо также входит в состав сидерита.

В слабокислых и нейтральных расплавах и флюидах при $P < 1,5$ ГПа пред-

почтительна двухвалентная форма (образуются сидерит и магнетит), если в фазе существует дефицит кислорода (воды) — трехвалентная. Железо выступает восстановителем. Возрастает доля гематита. Дефицит кислорода в силикатном расплаве вызван преимущественно отделением (ликвацией) углекислого флюида в условиях высокой щелочности, что, в свою очередь, связано с участием фторидно-натриевых флюидов в дифференциации. Если присутствует даже незначительное количество водного флюида с хлором, железо концентрируется в отдельной водно-силикатной флюидной фазе в виде хлоридных комплексов. Образуются силикат-магнетитовые руды (итабириты) более характерные для первого ТМЦ. При высоких содержаниях фторидно-натриевых флюидов вода неустойчива. Железо концентрируется непосредственно в карбонатной фазе, куда перераспределяется максимум свободного кислорода. Соответственно, эти условия благоприятны для формирования карбонат-магнетитовых руд второго ТМЦ.

Появление ультрабазитов с хромитами и «железистых карбонатитов» в начале второго ТМЦ в ГШЗ связано с относительно быстрым вынесением глубинного расплава, содержащего карбонатный флюид, возможно, по существующим (образующимся) в это время проницаемым зонам, коренящимся глубоко в мантии. В ГШЗ поверхности достигают ультраосновные расплавы капитанского комплекса, в Западном Приазовье появляются карбонатиты и щелочные ультрабазиты ЧКК. Смесируемость силикатной и карбонатной фаз резко снижается уже при давлении 4,5 ГПа [Girnis et al., 1995]. При давлении около 1,5 ГПа и высоком содержании фтора и натрия

отделение флюидной фазы происходит взрывообразно.

Магматические комплексы. **Ультрабазиты** деренюхинского и капитанского комплексов ГШЗ и БМБ образованы на разных этапах. Можно предположить, что расплавы, из которых кристаллизуются интрузивные породы деренюхинского комплекса, образуются при подъеме кровли астеносферы в течение нескольких этапов в первом ТМЦ. Соответственно, мощность литосферы сокращалась 200 км → 150 → 100 → 50 км. Породы деренюхинского комплекса более дифференцированы, чем породы капитанского, которые по всем признакам близки к коматиитам архея или ультрабазитам траптовых провинций фанерозоя. Возраст 2,3 млрд лет установлен в ультрабазитах с. Чаусово [Геохронология..., 2008]. Возможно, они относятся к этому комплексу.

Гипербазиты (серпентиниты) капитанского комплекса тесно ассоциируют с железистыми породами железисто-кремнисто-карбонатной формации. На Демовяровском участке ГШЗ скважиной 1016А пройдены серпентинит-тремолитовая (3,6 м) и оливин-пироксен-актинолит-тремолитовая породы. Мощность пироксенитового слоя, перемежающегося с базальтовым, около 70 м. Содержание MgO ~ 22÷32 %, FeOт ~ 10 %, SiO₂ ~ 40 % соответствует коматиитовым стандартам. Но оливин — хризолит, содержание железистого компонента в ортопироксене 12 % [Злобенко и др., 1983].

Ультрамафиты капитанского комплекса ГШЗ характеризуются высокими содержаниями MgO и Cr₂O₃ и низкими TiO₂, CaO и FeOт. Долгое время считалось, что породы капитанского комплекса образованы в архее как коматииты СПМБ. До настоящего

времени принято считать, что их возраст составляет 3,0 млрд лет. Однако в работе [Геохронология..., 2008] указано, что это модельный возраст, полученный для хромитов по Re-Os методу. Мнение, что породы капитанского комплекса образованы около 2,0 млрд лет назад (либо перед гранитизацией, либо сразу после нее), обосновано в работе [Геолого-геофизическая..., 2008]. По мнению автора, доказательством палеопротерозойского времени образования ультрабазитов Капитанского массива служит ассоциация серпентинитов и хромитовых руд с кальцифирами. Высокое содержание магния в ультрабазитах и обогащение хромитом свидетельствуют об очень высоком окислительном потенциале, который может быть следствием только большой глубины формирования первичного расплава [Кадик и др., 1990; Walter, 1998]. Появление кальцифиров (даже на отдельном этапе) может объясняться только повышенной щелочностью и разделением на несмешиваемые фазы силикатного расплава и карбонатного флюида. Совместное нахождение серпентинитов и кальцифиров однозначно указывает на палеопротерозойский возраст ультрабазитов, так как в архее на всех уровнях дифференциация протекает при высоком окислительном потенциале в кислой среде. Соответственно, в архее кальцифиры и глиноземистые кварциты не образуются. Коматииты архея сопровождаются магнезиальным брейнеритом и хлорит-талк-карбонатными сланцами [Усенко, 2016а].

Гипербазиты мангушского комплекса широко развиты в пределах всего Западного Приазовья. По петрохимическим параметрам они сходны с побужскими [Щербаков, 2005]. На месторождениях железисто-крем-

нисто-карбонатной формации Западного Приазовья (Мариупольском, Куксунгур, Корсак-Могила) представлены тремолит-серпентин-хлоритизированные, антофиллит-тремолит-серпентинизированные и антофиллит-серпентинизированные разности. Серпентиниты Липовецкой и Куйбышевской аномалий залегают среди гранат-биотитовых гнейсов, гранат-пироксеновых железистых и безрудных кварцитов. Среди серпентинитов есть составы с повышенным содержанием K_2O . Их изотопный возраст 2,16 млрд лет. Температуры метаморфизма 750 °С [Щербаков, 2005]. Они, по всей видимости, также образованы в первом ТМЦ, как и породы деренюхинского комплекса.

Карбонатиты ЧКК являются идеальным объектом при изучении условий дифференциации расплавов в условиях крайне высокой щелочности. Во-первых, это уникальный магматический комплекс, во-вторых, уникальна его изученность [Глевасский, Кривдик, 1981]. Изотопный возраст ЧКК — 2,09 млрд лет [Щербак и др., 1995]. Однако из описания воздействия щелочно-карбонатных флюидов на микроклиновые палингенные граниты следует, что образование ЧКК (или большей части слагающих его пород) происходило после гранитизации.

Расплавы, из которых образованы породы, слагающие ЧКК, не могли быть дифференцированы в одном очаге. Можно утверждать, что породы комплекса образованы в одной активизации, но на этапах, в течение которых ЛАГ располагалась на разных уровнях. Черниговская зона разломов, вмещающая породы комплекса, была активна в течение всего процесса, что характерно для всех разломных зон того времени.

Состав пород комплекса позволяет предполагать схему образования, пред-

ставленную в табл. 2. Нельзя исключать возможности образования пород 1—3 этапов (щелочных пироксенитов, эссекситов) до гранитизации.

Общая зависимость изменения минерального состава от глубины дифференциации расплава сохраняется. В глубинных разностях преобладают пироксены, в дифференцированных на глубине 100 км — амфиболы. Фельдшпатоиды и полевые шпаты (альбит и санидин) формируются при размещении ЛАГ на 100 км и выше. Микроклипертит и кварц появляются при кристаллизации конечных порций расплава. Кварц в составе щелочной серии возможен вследствие контаминации веществом коры.

Влияние карбонатно-фторидно-натриевых флюидов на дифференциацию расплава астеносферы приводит к обогащению Nb, Ta, Ce (с которыми фтор образует комплексные соединения). Zr, Nb, Ta, TR (Ce, La, Nd) могут попасть в расплав только вследствие растворения в присутствии HF. В расплавах и флюидах они существуют в виде комплексных соединений с фтором. В ЧКК представлены три вида магматических фаз, кристаллизующихся у поверхности: карбонатная, силикатная и фосфатная. Первые две в близких пропорциях. Доля фосфатных расплавов невелика, но присутствие их зафиксировано.

Зависимость содержания петрогенных оксидов от давления в силикатных породах ЧКК отличается от результата плавления лерцолита (рис. 2). Она отражает физико-химические взаимодействия на кровле слоя плавления — разделение на несмешиваемые фазы и распределение катионов между фазами (Fe и Ca), экстракцию в силикатную фазу Al и Na, что возможно при влиянии фтора. При $P \geq 4,5$ ГПа расплавы обогащены

Таблица 2. Минеральный состав, порядок образования [Глевасский, Кривдик, 1981] и изменение расположения ЛАГ [Усенко, 2003] при образовании пород ЧКК.

| Этап | Породы | Породообразующие | Акцессорные | ЛАГ, км |
|------|---|--|--|---------|
| 1 | Щелочные пироксениты 0,53/0,47 | Клинопироксен (эгирин-диопсид, эгирин-салит), магнетит, ильменит, амфибол, биотит, кальцит, апатит, сфен | Графит | 200 |
| 2 | Эссекситы 0,69/0,26 | Баркевикит, альбит, клинопироксен, кальцит, апатит | Сфен | 100 |
| | Канадиты 0,61/0,25 | Альбит, нефелин, биотит, кальцит, микроклин, апатит | Гатчетолит, ниобиевый рутил, монацит | |
| | Севиты 0,55/0,31 | Кальцит (50—90 %), биотит, амфибол, клинопироксен (эгирин-салит), апатит, альбит (до 15—30 %) | Пирохлор, сфен, гатчеттолит, колумит, магнетит | |
| 3 | Твейтозит-пироксениты (0,46/0,41), твейтозиты (0,52/0,48), щелочные сиениты | Клинопироксен, микроклин-пертит, кварц, сфен, кальцит, апатит, ортит | Циркон, апатит, пирохлор | 200→50 |
| | Рингиты | Кальцит — породообразующий, остальные минералы как в щелочных сиенитах | — | — |
| | Нордмаркиты, щелочные граниты (0,56/0,39) | Клинопироксен-микроклин-пертит, кальцит, апатит, ортит, кварц, сфен | Циркон, пирохлор | 50—20 |
| 4 | Альвикиты 0,46/0,39 | Кальцит (50—90 %), оливин (до 25 %) — фаялитовой молекулы 25—76 %, флогопит, клинопироксен (диопсид, эгирин-салит), амфибол, апатит, магнетит (до 15—30 %) | Пирохлор, колумбит, ильменит, сфен, графит | 200→50 |
| | Ийолит-мельтейгиты (0,41/0,29) | Клинопироксен (40—70 %), оливин (гортонолит) 0—15 %, нефелин (25—50 %), кальцит (до 30 %), амфибол, биотит, альбит, апатит (до 5—10 %) | Циркон, ортит, графит, сульфиды | |
| 5 | Бефорситы (0,38/0,41) | Кальцит (50—90 %), оливин (до 25 %), доломит (5—80 %), флогопит, апатит, магнетит (до 20 %) с вростками шпинели (ганит, плеонаст), ильменит | Цериевый фергюсонит, колумбит, карбоцернаит, бадделеит, графит | 200→50 |
| | Фоскориты | Апатит, оливин, флогопит, магнетит | — | |
| | Оливинит-мельтейгиты | Оливин (30—44 % фаялитовой молекулы), нефелин, Са—На амфибол, кальцит, флогопит, клинопироксен, графит | Молибденит | |
| 6 | Щелочные сиениты | Микроклин, альбит | — | 100 |
| 7 | Кимберлитовые карбонаты (0,19/0,46) | Кальцит, флогопит, оливин (8—25 % фаялитовой молекулы) | Циркон, бадделеит, апатит, магнетит, шпинель (плеонаст) | 150 |

Примечание: в числителе — $(Fe+Mn)/(Fe+Mn+Mg)$, в знаменателе — $Fe^{3+}/Fe_{общ}$ [Глевасский, Кривдик, 1981].

ΣFeO и CaO , т. е. карбонатная и силикатная фазы смеси.

На этапе 2, когда кровля астеносферы находится на глубине 100 км, т. е. при давлениях 3 ГПа и менее, происходит ликвидация на карбонатную и силикатную фазы. При этом кальций и железо концентрируются в карбонатной фазе, а в силикатной наблюдается их дефицит. Алумосиликатные породы (канадиты) появляются прежде карбонатных. Появление канадитов до карбонатитов свидетельствует о меньшей плотности расплава, что предполагает преобладание легкого флюида. При давлении 3 ГПа в присутствии фтора, наблюдается дефицит кремнезема. Происходит отделение флюида, обогащенного глиноземом и фтором, а затем

карбонатного. В карбонатитах концентрируются кальций и железо (содержание CaO в севитах 40 %, оксидов железа — 5—10 %). Карбонатный расплав обогащен Ca и Fe , дефицит которых наблюдается в канадитах (см. рис. 2). В канадиты из расплава экстрагируются натрий и глинозем. При кристаллизации образуются фельдшпатоиды, а не полевые шпаты.

Возможно, следует говорить об «образовании» расплава из флюида вследствие экстракции в него глинозема, кремнезема, натрия. Происходит разрушение связей Si—O и Al—O в части кремнекислородных тетраэдров. При отсутствии воды не фиксируется. Высвободившийся кислород тратится на окисление углерода с образованием

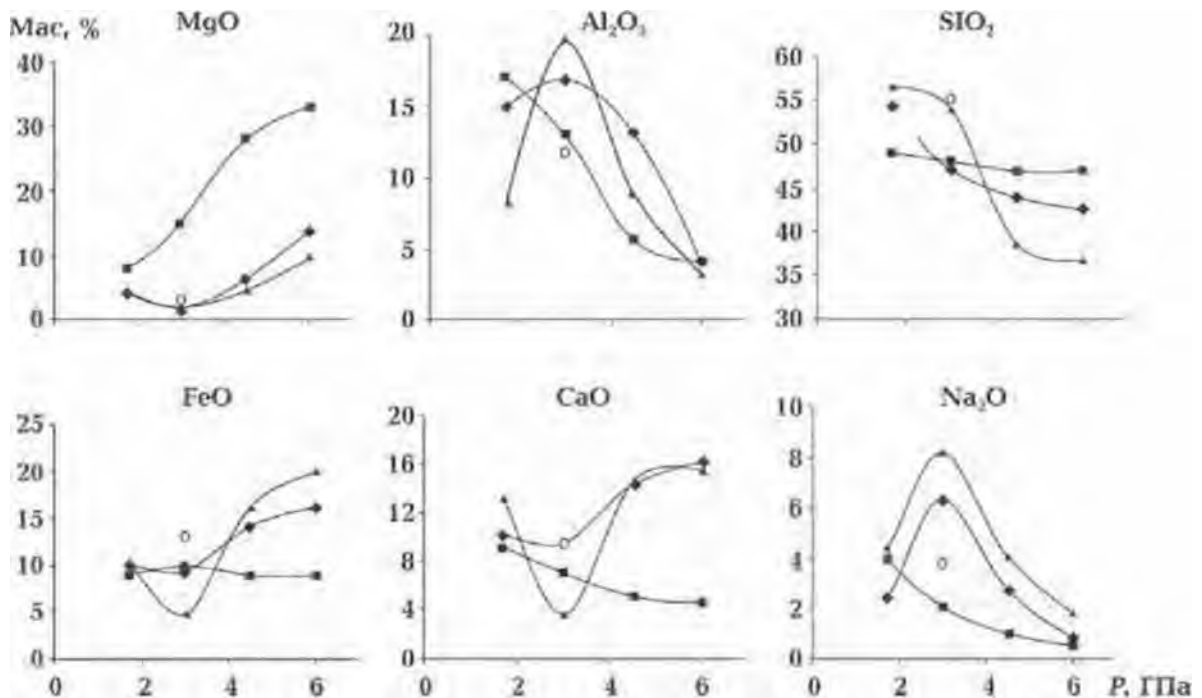


Рис. 2. Влияние давления на химический состав расплавов ЧКК и Донбасса и инверсия состава расплавов в процессе активизации [Усенко, 2014]. Породы: треугольники — щелочной пироксенит, эссексит, канадит, твейтозит ЧКК [Глевасский, Кривдик, 1981]; полый кружок — щелочной сиенит южного выклинивания ЧКК (3 ГПа) и оливинит-мельтейгит (7 ГПа); ромбы — пироксенит, базальт покровный, малингит, монзонит-порфир герцинской геосинклинали Донбасса; квадраты — результат плавления лерцолита [Кадик и др., 1990].

СО и СО₂, отделяющихся в карбонатную фазу, а HF вновь поступает в реакционный объем, являясь инициатором цепной реакции.

Вода может взаимодействовать и со щелочными металлами, образуя раствор щелочи, а затем силикаты и алюмосиликаты:



Водород взаимодействует с углеродом с образованием углеводородов, которые присутствуют в виде включений разного объема в большинстве магматических пород ЧКК.

Силикатные расплавы, типичные для этой глубины дифференциации, образуют эссекситы, сложенные амфиболом, клинопироксеном. Повышенная щелочность частично объяснима присутствием СО₂. Углекислый флюид в породе находится в виде кальцита. Амфиболы содержат структурную воду и фтор.

Протекание глубинного процесса на территориях, тяготеющих к шовным зонам, в третьей активизации установить сложно, так как в большинстве случаев разрезы редуцированы. Можно утверждать, что здесь присутствует первая часть, в которой кровля астеносферы от этапа к этапу расположена выше. Накапливается нижняя (малокarbonатная) часть толщи. Отделение флюидов, обогащенных кремнеземом, вероятнее всего при размещении ЛАГ на 150 км, при расположении ЛАГ на 100 км толща представлена ритмичным чередованием высокоглиноземистых пород и основными кристаллосланцами, графит-биотитовыми гнейсами. Был этап вынесения вещества под кору с образованием мощной карбонатной пачки, также было повторение этого этапа с образованием итабиритов и

ультрабазитов (антофиллит-тремолит-серпентиновых сланцев).

Предполагаемая последовательность расположения ЛАГ в первом ТМЦ: 200 км → 150 → 100 → 50 → 50 → 20 км (гранитизация). На этапе, когда ЛАГ располагалась на глубине 150, 100 км, накапливались осадки, из которых образованы породы кошаро-александровской и темрюкской свит. На этапе, когда кровля астеносферы располагалась под корой, могли возникнуть породы, сходные с ультрабазитами деренюхинского комплекса и железистые пласты Ананьевского района. При его повторении образуются карбонатные пачки и железистые пласты, содержащие силикат-магнетитовые руды в ГШЗ и Западном Приазовье. Наличие слоя плавления под корой и его пополнение глубинным расплавом в течение нескольких этапов является причиной гранитизации.

Промежутка между первым и вторым ТМЦ, скорее всего, нет. Вероятно, присутствует этап, когда ЛАГ размещается на глубине 100 км. Если ультрабазиты капитанского комплекса и большая часть пород ЧКК образованы во втором ТМЦ, то можно предположить многократное пополнение слоя плавления под корой глубинным расплавом (100 (?) → 50 → 50 → 50 → 100 км).

Появление слоя плавления в коре начинается с блоков щита, однако фиксируется и в шовных зонах, где развиты мигматиты.

Особенности строения шовных зон, накапливающихся в них толщ и состав вулканогенных пород демонстрируют главные тенденции.

1. Нет причин считать, что глубина дифференциации расплавов (изменение расположения ЛАГ в геодинамическом процессе) существенно отличается от второй активизации.

2. Отмечается инверсия состава глу-

бинного флюида. В первом ТМЦ расплавы и флюиды, выносимые из мантии, еще содержат незначительное количество (по сравнению с археем и второй активизацией) водного флюида с хлором, однако в значительно большей степени сказывается присутствие карбонатных флюидов. После гранитизации во втором ТМЦ активны исключительно сухие карбонатно-фторидно-натриевые флюиды. Они являются причиной появления карбонатитов и карбонат-магнетитовых руд.

3. Пространственная и генетическая связь последних с ультрабазитами, состав которых соответствует коматиитовому стандарту, указывает на большую глубину источников вещества (250 км и более) и относительно быстрый подъем глубинного вещества к поверхности. Ультрабазиты и карбонатиты приурочены к узким разломным зонам, активность которых многократно возобновляется. Это отличает их от коматиитов архея, которые одновременно появляются на территории всего СПМБ.

Блоки щита в третьей активизации. Метаморфические комплексы. На блоках щита практически не сохранились первично-осадочные комплексы, поэтому невозможно уверенно восстановить протекание геодинамического процесса. Разрез метаморфической толщи первого тектономагматического цикла представлен кочеровской свитой тетеревской серии ВМБ. Ее остаток сохранился в грабенообразной структуре, образованной Кочеровской разломной зоной (см. рис. 1). В нижней подлите преобладают силикатные породы. Она сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами и сланцами, которые переслаиваются и ритмически чередуются. В центральной части появляются маломощные прослои кальцифиров и карбонатно-диопсидовых

кристаллосланцев. Иногда встречаются горизонты меланократовых амфиболитов с куммингтонитом, горнблендиты и двупироксен-амфиболовые кристаллосланцы. Кальцифиры и мраморы редки. Верхняя подлита представляет собой грубо- и ритмичнослоистую толщу, в которой чередуются силикатные, силикатно-карбонатные и карбонатные породы. Наблюдается чередование биотитовых гнейсов, роговообманковых и диопсидовых гнейсов и кристаллосланцев, кальцифиров, кальцитовых и доломитовых мраморов. В верхней подлите карбонатные породы слагают более половины объема, прорываются гранитами житомирского типа, т. е. образованы в первом ТМЦ.

Очевидно сходство с породами, накапливающимися в шовных зонах. Отсутствуют только железистые пласты и ультрабазиты (серпентиниты). Существенно шире представлены амфиболиты. Таким образом, метаморфическая толща блоков демонстрирует, что на стыке первого и второго ТМЦ (т. е. около 2,0 млрд лет назад) происходит инверсия состава глубинного флюида. Появление кальцитовых и доломитовых мраморов, катионный состав карбонатных толщ (магний и кальций, а не магний и железо) подтверждают повышение щелочности и проявление несмесимости под влиянием фторидно-натриевых флюидов.

Накануне гранитизации тектонический рисунок УЩ изменяется. На блоках образуются разломные зоны, связывающие кору и мантию [Гинтов, 2014]. По ним происходит многократное вынесение вещества, образуются массивы, каждая фаза внедрения которых охарактеризована в датировках изотопного возраста. О глубинном развитии центральных частей блоков, гранитизации и условиях образования

многочисленных и разнообразных по составу и происхождению месторождений полезных ископаемых можно сделать выводы по изменению состава магматических пород.

Магматические комплексы. Массивы габбро-монцонитов—трахитоидных гранитов образуются на пересечениях субмеридиональных разломных зон с широтными глубинными разломами в первом ТМЦ. Это Букинский (на ВМБ), Новоукраинский (на ИМБ), Хлебодаровский (на ПМБ) многофазные массивы. Изменение расположения ЛАГ при формировании массивов одинаково во всех блоках (табл. 3, рис. 3). На блоках можно установить время инверсии флюидного режима, так как понятна последовательность появления пород массивов, установлено время внедрения каждой фазы. Подробно рассмотрено в работе [Усенко, 2013].

Флюидный режим в слое плавления накануне гранитизации можно восстановить по составу магматиче-

ских пород. В НУМ калием обогащены даже наиболее основные породы, дифференциация расплавов которых осуществляется в мантии. Характерно обогащение титаном и железом. Важным признаком, указывающим на флюидный режим дифференциации под корой, является устойчивость плагиоклаза, в котором концентрируется кальций, формирование железистых оливина и ортопироксена. Подобное распределение свидетельствует об активности водного флюида, хлорид-ионов, в присутствии которых подвижны железо и калий. На это указывает и преобладание двухвалентного железа во всех магматических породах НУМ — однозначное доказательство нейтральности среды, т. е. калий нейтрализуется хлором в присутствии воды. Карбонатная составляющая не оказывает влияния на дифференциацию расплава. Окислительно-восстановительный потенциал должен был близок к буферу QFM (к аналогичному выводу пришли авторы работы [Петрология..., 2011]).

Таблица 3. Глубина дифференциации расплавов при формировании Новоукраинского плутона, Хлебодаровского массива и палингенных гранитов (цифры — изотопный возраст по работе [Геохронология..., 2008])

| Ингульский мегаблок | ЛАГ, км | Восточное Приазовье | ЛАГ, км |
|---|---------|--|---------|
| Новоукраинский массив | | Хлебодаровский массив | |
| Основные породы габбро-монцонитовой формации 2,037 | 50 | Габбро, габбро-сиениты | 50 |
| Кварцевые монцониты, сиениты, пироксеновые граниты 2,036—2,025 | 50 | Гиперстеновые и двупироксеновые кварцевые сиениты | 50 |
| Граниты гранат-биотитовые известково-щелочные 2,04—2,02 | 20 | Бiotит-роговообманковые, пироксеносодержащие граниты 2,02 | 20 |
| Граниты кировоградские 2,04—1,97 | 20 | Граниты анадольские 2,08 | 20 |

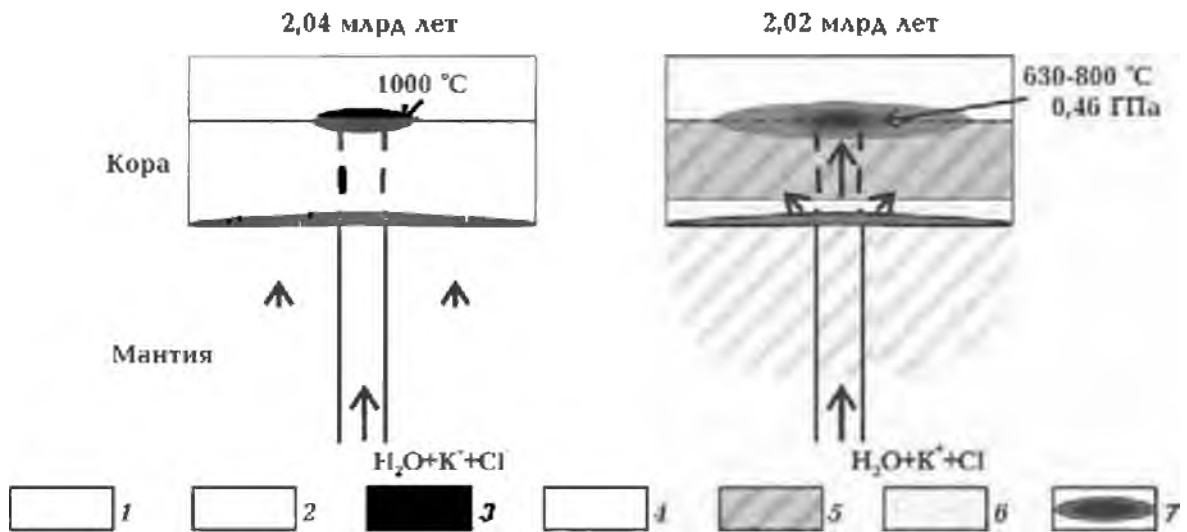


Рис. 3. Схема размещения слоев плавления в процессе образования Букинского, Новоукраинского, Хлебодаровского массивов и гранитизации: 1 — часть коры, размещавшейся выше современного уровня эрозионного среза; 2 — кора; 3 — слой на кровле астеносферы, в котором протекают физико-химические взаимодействия; 4 — мантийная астеносфера; 5 — слой частичного плавления в коре; 6 — размещение пород гранулитовой фации; 7 — многофазные массивы, температуры и давления кристаллизации ранних фаз.

Благодаря наличию этих флюидов, выносимых из мантии, становится возможной глобальная гранитизация.

Если на территориях, тяготеющих к шовным зонам, широко представлены магматические породы, кристаллизующиеся из недифференцированных глубинных расплавов, то на блоках преобладают породы, образованные из расплавов, дифференцированных под корой и в коре. Железистые эксгалационно-осадочные породы появляются вследствие отделения смеси карбонатной и водно-хлоридно-железистой флюидной фазы. Под щитами в виде эксгалационной фазы отделяется только карбонатная, водно-хлоридно-железистая растворена в силикатном расплаве. Содержания железа в породах НУМ очень высоки, а $FeO/Fe_2O_3 > 5$. Однако общее содержание железа в расплавах блоков несопоставимо с его количеством, выносимым в шовных зонах и на прилегающих тер-

риториях. Вследствие протекания дифференциации под корой образуется вода, а присутствие хлора нивелирует наличие калия.

Гранитизация. В конце первого ТМЦ третьей активизации формируется слой плавления под корой. Палингенные граниты в ИМБ представлены кировоградскими (возраст 2,02—2,04 млрд лет), в ВМБ, ПМБ, БМБ — житомирскими (2,09—2,04 млрд лет) и бердичевскими (2,04 млрд лет), в РТМБ — уманскими (2,05—1,99 млрд лет), в Восточном Приазовье — анадольскими (2,03—2,04 млрд лет) [Пономаренко и др., 2014]. Палингенные микроклиновые граниты отсутствуют (или не выведены на поверхность) только в центральной части СПМБ. Воздействие флюида приводит к интенсивной микроклинизации днепропетровских гранитоидов, окружающих ККЗ, образуются ингульские и саксаганские. Это значит, что под большей частью УЩ

около 2,0 млрд лет в коре существовал очаг плавления. В Западном Приазовье он не выведен на поверхность. Его продукты залегают в виде неправильной формы тел среди архейских кристаллосланцев (возраст 2,74 млрд лет [Петрология..., 2011]) в Салтычанском блоке. В эндербитах Мангушского блока присутствуют цирконы двух генераций — 2,73 и 2,16 млрд лет, т. е. на поверхности находятся архейские толщи, испытавшие замещение вследствие проникновения расплавов (флюидов). Условия $T=620\div 730$ °C и $P=0,43\div 0,6$ ГПа [Петрология..., 2011]. Учитывая точность определения, а, возможно, и неравномерный прогрев, очевидно наложение комплекса преобразований, в котором метаморфизм сопровождается привнесением вещества.

В НУМ ИМБ отчетливо проявлена связь между расплавами, дифференцированными в мантии, а также интрузивными и палингенными гранитами. Между последними зафиксированы постепенные переходы. Дифференциация на всех уровнях, в том числе в мантии, происходит в присутствии водных нейтральных хлоридно-калиевых флюидов. В кору внедряются основные расплавы, обогащенные калием, затем образуются локальные очаги плавления, продуцирующие микроклиновые интрузивные граниты (например, новоукраинские). Все палингенные граниты этого возраста содержат микроклин. В архее и во второй активизации (2,45—2,5 млрд лет назад) на всех блоках щита (кроме СПМБ) образуются граниты с плагиоклазом.

Связь проявлений ультраосновного вулканизма и гранитизации рассмотрена для архейского этапа [Усенко, 2016a]. Вероятно, сходный геодинамический процесс протекал и в палеопротерозое. В архее в зеленокаменных струк-

турах представлены все разновидности магматических пород, а палингенные граниты образуют гранитогнейсовые купола. В протерозое ультраосновный магматизм, связанный с глубинным источником, более проявлен в шовных зонах, тогда как переходы между интрузивными и неперемещенными гранитами — в разломных зонах блоков. Однако во всех случаях фиксируется наличие мантийного очага плавления, который пополняется глубинным расплавом. Из него в кору выносятся расплавы и флюиды. Их присутствие — необходимое условие гранитизации, так как для образования обширного слоя плавления в коре необходим источник тепла, обеспечивающий кондуктивный прогрев и поддержание температуры, достаточной для плавления пород амфиболитовой фации метаморфизма (не менее 600 °C) [Гордиенко, 2007]. Источник тепла является и источником вещества, а скорость формирования слоя плавления в коре, как и его распространение, существенно зависит от количества и состава выносимого флюида. Если флюиды представлены водными флюидами с хлором, то процесс плавления существенно ускоряется за счет одновременного растворения вмещающих толщ, что существенно снижает затраты тепловой энергии на плавление.

Катионный состав гранитов зависит от состава флюида. В архее гранитизирующие флюиды, выносимые из мантии, водно-хлоридные с нейтральной и кислой реакцией. Если преобладает HCl, то образуются плагиоклазы, а гранитоиды представлены тоналитами, как в гранит-зеленокаменных областях. Микроклиновые граниты появляются в случае обогащения водного флюида калием и хлором, что и характерно для описываемой гранитизации.

В глобальной гранитизации палеопротерозоя участвуют водные хлоридно-калиевые флюиды с нейтральной и слабощелочной реакцией. На мантийный источник однозначно указывает связь с основными расплавами, обогащенными калием, а на их нейтральный характер (присутствие воды) — обогащение двухвалентным железом.

Мощность астеносферы неизвестна, могла быть разной (от 20 и до 70 км), но во время гранитизации слой, содержащий расплав, существовал под всем щитом, возможно, кроме СПМБ. Другими словами, мощность коры была близка к мощности океанической. Кристаллическая часть коры представляла собой жесткие блоки, разделенные разломами. Каждый современный мегаблок состоял из нескольких блоков. На запад и восток от СПМБ эти блоки размещались поверх слоя частичного плавления, мощность которого была близка или превышала мощность этих блоков. А шовные зоны были ограничены разломами, коренящимися глубоко в мантии.

Комплексы щелочных пород, окруженные ореолами фенитизации, обнаружены в зоне Немировского и Кочеровского разломов. В ВМБ представлены Городницким комплексом оливин-нефелин-пироксеновых пород ийолит-якупирангитового ряда. В ПДМБ и БМБ образуются Проскуровский и Антоновский комплексы щелочно-ультраосновных пород, сложенные мельтейгитами, ийолитами, щелочными сиенитами, возрастом 1,94 млрд лет [Щербаков, 2005]. Они более поздние, чем палингенные граниты, но более ранние, чем плутоны габбро-анортозитов и гранитов рапакиви. Дифференциация происходит при участии карбонатно-фторидно-натриевого флюида и аналогична приведенной для ЧКК.

В ВМБ, БМБ, ИМБ образуются массивы анортозитов—гранитов рапакиви. Дифференциация расплавов, из которых образуются породы Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов происходит по близким схемам (табл. 4, рис. 4).

Таблица 4. Глубина дифференциации расплавов при формировании Корсунь-Новомиргородского плутона и Октябрьского массива (цифры — изотопный возраст по работе [Геохронология..., 2008])

| Ингульский мегаблок | | Восточное Приазовье | |
|--|---------|---|---------|
| Корсунь-Новомиргородский плутон | ЛАГ, км | Октябрьский массив | ЛАГ, км |
| Расслоенные анортозиты, габбро-анортозиты 1,72—1,76 | 50 | Щелочные сиениты с реликтовым оливином (фаялитом) | 50 |
| Жильные нориты, монзониты 1,75 | 50 | Щелочные сиениты, амфибол-пироксеновые 1,79 | 100 |
| Рапакиви 1,75 Дайковые граниты, пегматиты | 20 | — | — |
| Альбититы с ураном | — | Эгирин-альбитовые, нефелиновые сиениты. Мариуполиты | 100 |
| — | — | Нефелиновые твейтозиты-сиениты | 100 |

Содержание железа очень высоко, оно находится в двухвалентной форме. Ультраосновные породы (гарцбургиты) Корсунь-Новомиргородского плутона содержат близкие количества SiO_2 и FeO , а в троктолитах возрастает содержание глинозема и кальция за счет плагиоклаза, количество которого достигает 30 %. Титан образует магматические месторождения. Состав магматических комплексов свидетельствует об удержании воды и кальция в расплаве, дифференциация которого происходит под корой, что и приводит к образованию анортозитов. На это указывают и высокие концентрации двухвалентного железа, тогда как на присутствие фтора указывает обогащение расплавов глиноземом. Но щелочность повышена не существенно — на ликвидусе расплавов, дифференцированных на границе кора—мантия, образуется плагиоклаз,

в основных породах отсутствует отрицательная аномалия европия (он двухвалентен и может замещать кальций в плагиоклазе), что говорит о нейтральной среде и присутствии воды. Карбонатная (или гидрокарбонатная) фаза, вероятно, также присутствует.

В анортозитах отмечается расслоенность [Петрология..., 1990]. В крупных телах габбро-анортозитов выделены макро- и микроритмы толщиной от десятков метров до сантиметров. Более кислая фаза концентрирует титан, железо, кремнезем. «Анортозитовая» фаза обогащена глиноземом, кальцием. Разделение фазы возможно при участии галогенов и щелочей — хлоридно-калиевого водного и фторидно-натриевого водно-водородного (углеводородного) флюидов. Комплекс признаков указывает на смену калиевой щелочности натриевой, активность

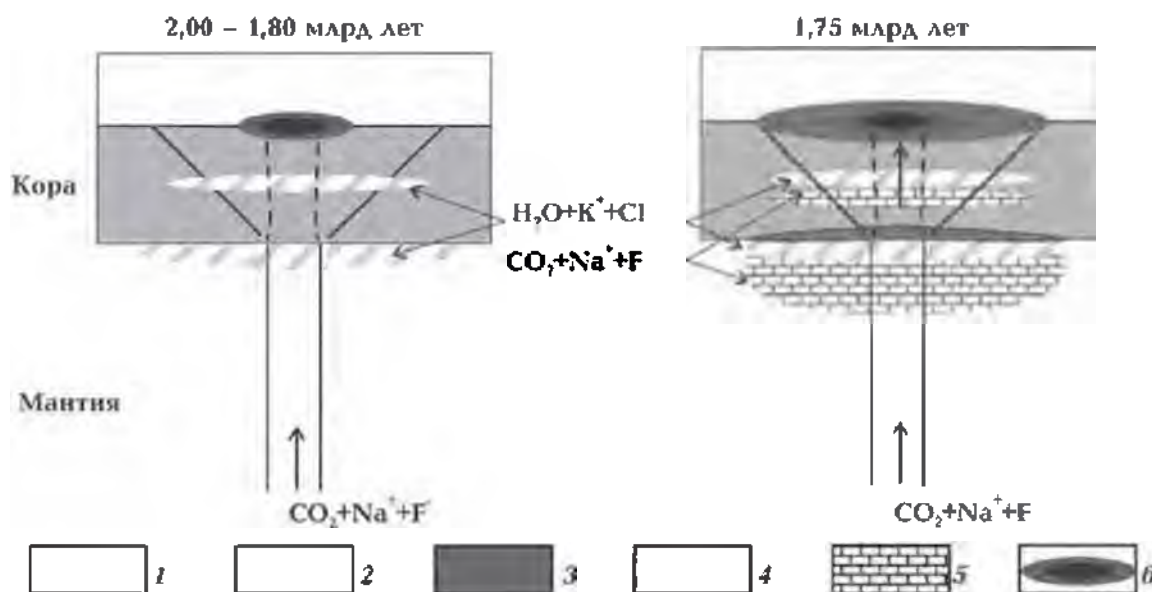


Рис. 4. Схема размещения слоев плавления в процессе образования Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов: 1 — часть коры, размещавшейся выше современного уровня эрозионного среза; 2 — кора; 3 — слой на кровле астеносферы, в котором протекают физико-химические взаимодействия; 4 — слой частичного плавления, обогащенные водным хлоридно-калиевым флюидом; 5 — расплавы, обогащенные карбонатно-фторидно-натриевым флюидом; 6 — многофазные плутоны.

не только хлора, но и фтора во флюиде, поступающем из мантии. При этом при дифференциации силикатного расплава по-прежнему активен водный флюид, а отделение карбонатной фазы с образованием щелочных пород с фельдшпатоидами (как в ЧКК) не происходит. Части расплавов, обогащенные карбонатным (с фтором и натрием) и водным (с хлором, кальцием и калием) флюидами, расслаиваются, экстрагируя из расплава глинозем и кремнезем. Кальций (его часть) остается в водно-силикатном расплаве. Возможно образование нескольких флюидных и силикатных фаз, которые по очереди отделяются с кровли астеносферы. Несмесимость может проявляться и непосредственно при кристаллизации интрузивных тел.

Очевидно, что определяемое по многим признакам присутствие фтора (сопровождение литий-фтористыми гранитами, редкометалльная минерализация пегматитов, расслоенность анортозитов) не приводит к взрывообразному отделению карбонатной фазы, как в шовных зонах. Наоборот, происходит смешение элементов, перераспределяемых с участием хлоридно-калиевых флюидов (лития, рубидия и др.), активных в виде фторидных (ниобия, тантала) и карбонатных (урана) комплексных соединений. Можно предположить, что это вызвано различиями в условиях дифференциации.

Геодинамический процесс (центральная и западная части УЩ) и условия дифференциации расплавов блоков. Гипотетический глубинный процесс в первом ТМЦ на блоках близок к предполагаемому на территориях, тяготеющих к шовным зонам. Состоит из этапов, на которых расположение ЛАГ изменялось 200—250 км (2,2 млрд лет назад) →150 (?) →100 →50 →50

→20 (гранитизация 2,0 млрд лет назад) →100 км. Другими словами, под центральными частями блоков слой плавления 2,2 млрд лет назад располагался на глубине 220 км, затем постепенно поднимался выше, а во время гранитизации обширный слой плавления размещался под всей центральной и западной частями щита и ПМБ. Мощность литосферы на этом этапе не превышала 20 км.

Такое протекание процесса было возможным под западной частью щита, где сохранилась кочеровская свита. В ГШЗ образуется бутская серия близкого состава, что и предполагает сходство глубинного процесса под блоками и шовными зонами в первом ТМЦ. Преобладание силикатных пород может свидетельствовать об этапе, когда ЛАГ размещалась на 150 км. Ритмичные толщи, в которых мраморы редки, а метаморфизованная силикатная часть представлена роговообманковыми и диопсидовыми гнейсами, образуются на этапе, когда ЛАГ располагалась на глубине 100 км. Под центральной частью щита (по магматическим породам НУМ) восстановление процесса гипотетично, но образование многофазных массивов, основные породы в которых представлены габбро-монцититами, возможно при длительном процесс, в котором ЛАГ располагается выше от этапа к этапу [Усенко, 2014]. Под западной и центральной частями щита повторяются этапы, на которых ЛАГ располагается на глубине 50 км и сопровождается образованием слоя плавления в коре (20 км). В работе [Гинтов, 2014] этот режим назван режимом пульсирующего плюма.

Однако присутствие ультрабазитов и железистых пластов на территориях, тяготеющих к шовным зонам, свидетельствует о более высоком окисли-

тельном потенциале, что может быть объяснено большей ролью глубинных источников в формировании расплавов и эксталяций. Сходная схема протекания не предполагает синхронного появления пород, а следовательно, изменение расположения ЛАГ под блоками могло происходить раньше или позже.

После образования под большей частью щита слоя плавления в коре, в который сегрегированы водные флюиды с хлором и калием (гранитизации), во втором ТМЦ из мантии выносятся исключительно сухие карбонатно-фторидно-натриевые флюиды.

В центральной и западной частях щита появляются массивы анортозитов и гранитов рапакиви, которые маркируют разломные зоны. Их состав и сопутствующая рудная минерализация свидетельствуют о смещении глубинных карбонатно-фторидно-натриевых и водно-хлоридно-калиевых флюидов в остаточных очагах плавления под корой и в коре.

Для второго ТМЦ также можно предполагать процесс, аналогичный протекающему на территориях, тяготеющих к шовным зонам. Расположение ЛАГ после гранитизации (~2,0 млрд лет назад) изменялось 100 → 50 → 50 → 100 км. Этапы, на которых ЛАГ располагается на глубине 50 км, повторяются. Внедрение небольших порций основных расплавов из очага, находящегося под корой (на глубине ~50 км) и в Коростенский, и в Корсунь-Новомиргородский плутон происходит многократно. Очаги плавления в коре, пространственно связанные с разломными зонами, также существуют на протяжении всего процесса. Многократно возобновляется гидротермальная деятельность, которая обязательно связана с интрузивной магматической деятельностью.

Если в шовных зонах этапы отчетливо маркируются появлением глубинных ультрабазитов и карбонатитов, то на щитах их появление менее заметно, так как недифференцированные расплавы поверхности не достигают. Происходит многократное пополнение очагов, размещающихся под корой и в коре. В работе [Гинтов, 2014] этот режим назван режимом пульсирующего плюма.

Различия в составе магматических комплексов на территориях, пространственно тяготеющих к шовным зонам, и на блоках можно объяснить различием в глубинном строении. В шовных зонах высокобарные расплавы и флюиды достигают поверхности, тогда как под блоками они задерживаются в слоях плавления, размещающихся под корой и в коре. Поэтому под блоками увеличение относительного содержания фтора и карбонатной фазы происходит постепенно, небольшие порции вновь поступающего вещества смешиваются с расплавом существующей астеносферы. Состав флюидов, проникающих по глубинной проницаемой зоне, соответствующей тектоническому шву Херсон—Смоленск, сменяется с водно-хлоридно-калиевых на карбонатно-фторидно-натриевые. В астеносфере, размещающейся под корой (при $P \sim 1,5$ ГПа), происходит постепенное разбавление и смешение жидкостей. По мере просачивания фторидно-натриевого флюида через расплав астеносферы он обогащается кремнеземом, глиноземом, кальцием и железом и переносит их к кровле. Здесь формируется смешанный расплав, который разделяется на две фазы, одна из которых обогащена глиноземом и кальцием вследствие активности карбонатно-фторидных флюидов, а вторая железом, титаном, кремнием вследствие активности хлоридных

флюидов. И те, и другие содержат воду.

Кроме условий, задаваемых протеканием процесса, смесимость фторидно-карбонатных флюидов с силикатным расплавом по всей видимости вызвана инверсией поведения HF при уменьшении давления.

Экспериментально установлено, что инверсия поведения (разложение) воды наблюдается при давлении 3 ГПа [Фортов и др., 2004]. Она связана с наличием водородной связи. Влияние неустойчивости воды при колебаниях кислотности-щелочности на состав флюидов, отделяющихся с кровли астеносферы, расположенной на глубине 100 км, рассмотрено в работе [Усенко, 2016б]. При меньшем давлении возможна инверсия состава HF, которая может быть вызвана наличием водородной связи. Однако значение давления, при котором происходит инверсия, можно установить только опытным путем.

Совершенно четко она должна проявляться в условиях очага плавления, размещающегося в коре. Экспериментально установлено, что при относительно невысоких давлениях фтор усваивается гранитным расплавом, а его присутствие приводит к целому ряду последствий: понижению температуры обводненного солидуса до 550 °С, расширению поля кристаллизации кварца до образования богатых нормативным альбитом остаточных расплавов. Поэтому из расплава кристаллизуются сосуществующие альбит, калиевый полевой шпат, литиевые слюды, топаз, флюорит, понижается вязкость расплава, повышается растворимость воды [Эндогенные..., 1991]. Для фторсодержащих расплавов равновесные значения комбинированных коэффициентов распределения между кристаллами и расплавом значительно меньше

единицы: 0,14—0,28 (Li), 0,30—0,50 (Cs), 0,08—0,40 (Be), 0,2—0,31 (F), 0,05—0,09 (Nb), 0,02—0,04 (Ta), 0,01—0,20 (W), 0,02—0,20 (Sn). В связи с этим перечисленные компоненты накапливаются в остаточных магмах. Это приводит к формированию литий-фтористых гранитов и редкометалльных пегматитов, обогащенных как элементами, способными изоморфно замещать калий (Li, Rb), так и переносимыми в виде фторидных комплексов (Nb, Ta). Фракционирование кислой магмы при значениях комбинированных коэффициентов распределения меньше единицы приводит к накоплению рудного элемента в остаточном расплаве, что вызывает понижение комбинированного коэффициента распределения, а это в свою очередь приводит к еще большему накоплению элемента в остаточной магме — прогрессивному росту концентрации элемента в расплаве. На пересечениях разломных зон (например, Субботско-Мошоринской и Звенигородско-Братской) образуются редкометалльные пегматиты и литий-фтористые граниты.

Формирование структур минералов, кристаллизующихся на поверхности, начинается в расплаве, который сегрегирован на кровле слоя плавления. Обособление расплава, из которого кристаллизуются анортозиты, должно происходить вследствие разделения на глиноземистую с кальцием водно-силикатную фазу и на более силикатную магнезиально-железистую с титаном. Таким образом, приходится предполагать, что в очагах, размещающихся под корой, создаются условия, при которых фтор усваивается расплавом, т. е. инверсия свойств уже проявлена.

В Восточном Приазовье на сходное протекание процесса могут указывать породы Хлебодаровского массива, об-

разующиеся на стыке с Западным Приазовьем (см. табл. 3).

Геодинамический режим формирования Восточного Приазовья отличается от установленного в центральной и западной частях УЩ, а также в Западном Приазовье. Это фиксируется в составе магматических пород Октябрьского массива. Территория, выходящая на поверхность в Восточном Приазовье сегодня, в протерозое распространялась значительно шире на север и на восток.

В Октябрьском массиве отсутствуют кислые породы, дифференцированные в коре. От этапа к этапу происходит повышение основности и увеличение щелочности пород. Это объясняется боль-

шей глубиной размещения астеносферы и дифференциации расплавов на заключительных этапах формирования массива (табл. 4, рис. 5). Во втором ТМЦ под Восточным Приазовьем очаг плавления в коре не формируется. Наоборот, происходит увеличение мощности астеносферы на заключительных этапах формирования массива. Хлоридно-калиевые водные флюиды, которые активны при образовании анадольских гранитов, заменяются «сухими» щелочными и ультращелочными карбонатно-фторидно-натриевыми, которые и участвуют в образовании ореолов фенитизации силикатных пород с нефелином.

Таким образом, различие в размеще-

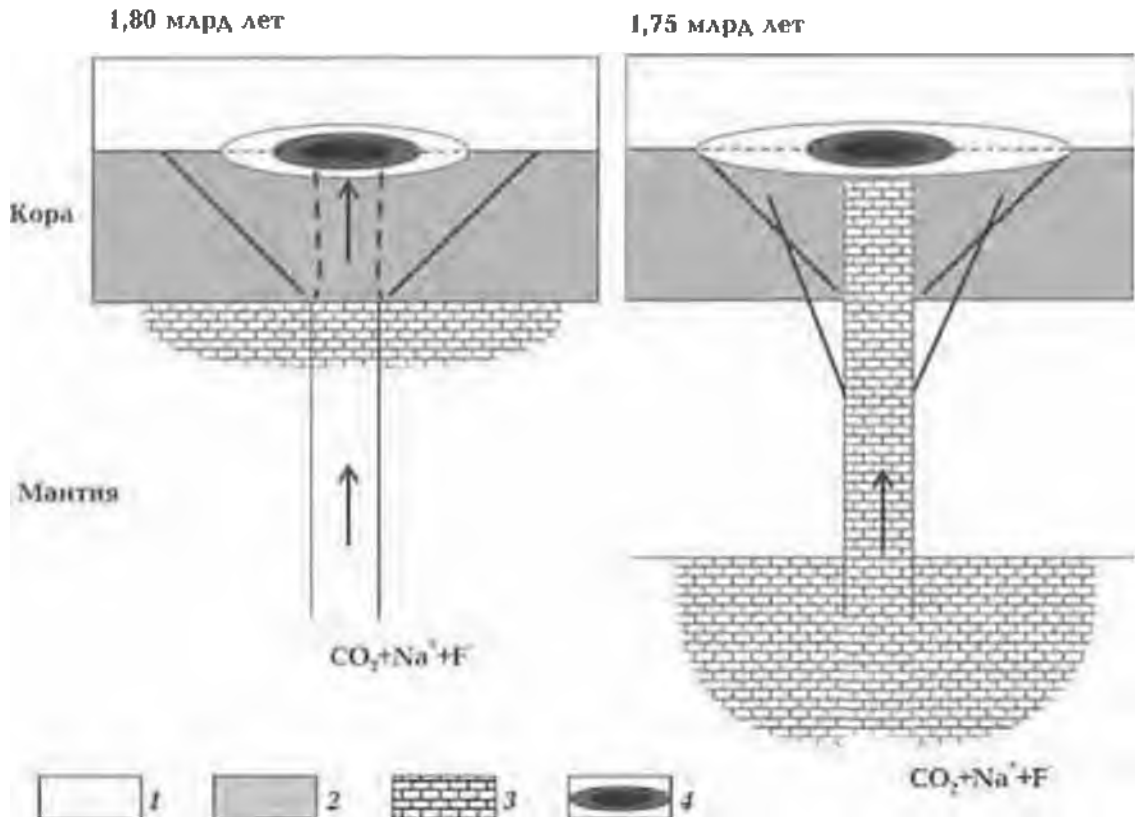


Рис. 5. Схема размещения слоев плавления в процессе образования Октябрьского массива: 1 — часть коры, размещавшейся выше современного уровня эрозионного среза; 2 — кора; 3 — расплавы, обогащенные карбонатно-фторидно-натриевым флюидом; 4 — Октябрьский массив и ореол фенитизации.

нии очагов плавления приводит к тому, что в протерозое в северо-западной и центральной частях УЩ образуются массивы анортозитов и гранитов рапакиви, а в восточной — щелочных пород. Однако появление и тех, и других связано с разломными зонами, по которым осуществлялось вынесение глубинных флюидов и расплавов.

Можно отметить, что разделение территории УЩ наследуется в развитии Днепровско-Донецкого авлакогена в девоне. Сходным является даже состав флюидов, участвующих в дифференциации. В Донбассе осуществляется режим развития складчатой области, а в дифференциации расплавов участвуют фторидно-карбонатно-натриевые флюиды, что приводит к образованию комплексов пород, близких по составу к породам ЧКК (см. рис. 2). В Днепровско-Донецкой впадине наряду с карбонатными участвуют и водные хлоридно-натриевые флюиды, а геодинамический процесс соответствует рифтовому. В Припятском прогибе в девоне проявлено влияние смеси водных хлоридно-калиевых и карбонатных фторидно-натриевых флюидов на дифференциацию, а режим более сходен с режимом развития трапповой провинции (подробно рассмотрено в работе [Усенко, 2014]).

Полезные ископаемые. В шовных зонах состав расплавов и эксгаляций определяется большой глубиной зарождения и высокой скоростью доставки к поверхности. Появление месторождений железисто-кремнисто-карбонатной формации и хромитов обусловлено высоким окислительным потенциалом высокобарных расплавов и практически полным отсутствием дифференциации под корой. В этих условиях при высокой активности хлора подвижны железо и хром. Для

отделения оксидов хрома в самостоятельную фазу достаточно снижения окислительного потенциала. Для резкого повышения содержания железа в фазе благоприятно разделение на несмешиваемые фазы с концентрацией железа в одной из них. Наличие фторидно-карбонатной фазы обуславливает и ускоряет этот процесс даже при практически полном отсутствии времени на дифференциацию в очаге плавления под корой. И минеральный, и химический состав не только магматических и метаморфических пород шовных зон, но и сопутствующие месторождения полезных ископаемых свидетельствуют о связи с большими глубинами вынесения расплавов.

В массивах карбонатитов и месторождениях железисто-кремнисто-карбонатной формации, образующихся во втором ТМЦ, минеральный состав пород отражает как давления на глубине дифференциации, так и физико-химические взаимодействия между расплавом и карбонатно-фторидно-натриевым флюидом. Протекают окислительно-восстановительные реакции, разделение на несмешиваемые фазы. Быстрый подъем к поверхности карбонатных фаз обуславливает присутствие ксеногенных минералов, вынесенных из мантии, присутствие фтора — высокую скорость и высокую эксплозивность карбонатных расплавов, которые достигают поверхности. В расплаве и флюиде концентрируются элементы, образующие комплексные соединения с фтором.

Различное протекание глубинного процесса на блоках и в шовных зонах определяет разное поведение одного и того же набора компонентов. Если в шовных зонах более проявлены глубинные расплавы, практически беспрепятственно достигающие поверх-

ности, то на блоках представлены месторождения с длительной историей накопления полезных компонентов — пегматитов, многофазных массивов, гидротермальных проявлений.

В ИМБ глубинные щелочные карбонатные флюиды в остаточных очагах плавления смешиваются с водными хлоридно-калиевыми флюидами. При давлении 1,3 ГПа и менее присутствие фтора не вызывает разделения на несмешиваемые фазы, а наоборот, приводит к увеличению растворимости воды в расплаве. Появление месторождений урана, синхронных формированию Корсунь-Новомиргородского плутона, связано с активностью глубинных щелочных флюидов. Уран накапливается в карбонатно-натриевых растворах и в расплаве существует в шестивалентной форме в составе карбонатных комплексов. Однако для образования оксидов урана необходимо его восстановление до четырехвалентного. Это возможно при понижении щелочности и повышении окислительного потенциала среды (наличии свободного кислорода). Это и происходит в коре при смешении глубинных щелочных карбонатно-натриевых флюидов, содержащих карбонатные комплексы урана и сохранившихся в очаге плавления водно-хлоридно-калиевых флюидов. При смешении щелочность вновь поступающих флюидов уменьшается, уран выносится к поверхности в составе гидрокарбонатно-натриевых гидротермальных растворов. Чем выше к поверхности, тем меньше щелочность. Натрий входит в состав плагиоклазов (альбита), уран восстанавливается с образованием оксидов.

Присутствие фтора приводит к накоплению в остаточных расплавах очага плавления лития, бериллия, цезия, ниобия и тантала. Образуются литие-

вые граниты и редкометалльные пегматиты. Они широко представлены в ВМБ, присутствуют в ИМБ, а также в Восточном Приазовье. В них концентрируются металлы как изоморфно замещающие калий (активные в водных флюидах с хлором), так и активные в виде фторидных комплексов. Пополнение очагов плавления в коре флюидами, содержащими фтор, происходит по всем разломным зонам на заключительных этапах гранитизации.

Кристаллизация очага плавления в коре в восточной части Приазовского блока на заключительных этапах активизации приводит к формированию месторождений Zr, Nb, Ta, TR (Ce, La, Nd), связанных со щелочными расплавами, дифференцированными при участии только карбонатно-фторидно-натриевых флюидов. Эти элементы могут попасть в расплав исключительно вследствие взаимодействия с фтором, а в расплавах существуют в виде фторидных комплексов.

Выводы. В настоящей статье показано, что глубинные флюиды, сопровождавшие дифференциацию расплавов в мантии и коре 2,2—1,75 млрд лет назад, отличались от проявленных в более ранних активизациях. Установлено, что третья активизация состоит из двух ТМЦ, разделенных гранитизацией.

Выделены территории, характеризующиеся разными условиями дифференциации расплавов астеносферы. Территории, пространственно тяготеющие к шовным зонам, размещаются в шовных зонах, образованных на границе архея и протерозоя или в непосредственной близости от них. Для разрезов характерно обязательное присутствие железистых пород, мощные пачки кварцитов и кальцифиров, широкое развитие ультрабазитов, наличие карбонатитов.

В составе пород, развитых на территориях, тяготеющих к шовным зонам, сказывается влияние окисленных глубинных расплавов и флюидов. При дифференциации под корой в присутствии карбонатных флюидов происходит разделение на фазы, одна из которых представлена водно-хлоридно-силикатной, которая и переносит комплексы железа. И железистые породы, образованные при разгрузке глубинных флюидов, и ультрабазиты, расплавы которых вынесены с больших глубин, залегают вместе с кальцифирами. Это определяет отнесение первых к железисто-кремнисто-карбонатной формации и является косвенным указанием времени образования пород, так как для более ранних толщ мощные пачки мраморов и кальцифиров не характерны.

Блоки отличает определяющая роль разломных зон, образованных перед гранитизацией. О геодинамическом процессе и составе глубинных флюидов на блоках можно судить по составу магматических пород. Характерно присутствие массивов габбро-монзонитов—трахитоидных гранитов, образованных до гранитизации (2,1—1,99 млрд лет назад). Со временем образуется очаг плавления в коре. Интрузивные граниты имеют взаимопереходы с палингенными, образующимися при плавлении—растворении окружающих пород. В дифференциации очага плавления, размещавшегося под корой, образовании интрузивных и палингенных гранитов участвуют нейтральные — слабощелочные водно-хлоридно-калиевые флюиды.

Состав флюидов изменяется после гранитизации под всем щитом. Непосредственно после нее образуются массивы карбонатитов и щелочных пород, в которых присутствуют и щелочные ультрабазиты. На территориях,

тяготеющих к шовным зонам, появляются карбонатные железистые пласты, включающие ксенокристаллы.

На блоках после гранитизации формируются массивы анортозитов — гранитов рапакиви. В местах пересечения субмеридиональных и субширотных зон, в остаточных очагах происходит смешение расплавов, разбавленных водно-хлоридно-калиевыми флюидами, и поступающих глубинных карбонатно-фторидно-натриевых. Образуются массивы анортозитов—гранитов рапакиви с титаном. Они сопровождаются пегматитовыми полями, альбит-урановыми метасоматитами, для образования которых необходимо совместное участие карбонатно-фторидно-натриевых и водных флюидов. При разных давлениях поведение смеси различно. Несмесимость при $P > 1,3$ ГПа приводит к образованию карбонатитов и щелочных пород, тогда в диапазоне давлений коры фторидные флюиды смесимы и с расплавом, и с водным флюидом, обуславливая существенное понижение температуры солидуса, т. е. длительное существование очагов плавления в коре.

Отличие глубинного процесса Восточного Приазовья после гранитизации определяет появление щелочных пород Октябрьского массива.

Таким образом, дополнительным признаком, позволяющим провести корреляцию докембрийских толщ, может служить вещественный состав, так как в докембрии состав глубинных флюидов изменялся закономерно. А использование методики, разработанной автором, позволяет не только в первом приближении установить время появления пород (возможность корреляции разрезов), но и объяснить условия накопления компонентов, что позволяет локализовать площади поиска месторождений полезных ископаемых.

Список литературы

- Бордунов И. Н.* Криворожско-Курская эвгеосинклиналь. Киев: Наук. думка, 1983. 304 с.
- Верхогляд В. М., Скобелев В. М.* Изотопный возраст субвулканизма района г. Новоград-Волынский (северо-западная часть Украинского щита). *Геохимия и рудообразование*. 1995. Вып. 21. С. 47—56.
- Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита.* Под ред. А. В. Анциферова. Донецк: Вебер, 2008. 308 с.
- Геолого-геофизическая модель Немировско-Кочеровской шовной зоны Украинского щита.* Под ред. А. В. Анциферова. Донецк: Вебер, 2009. 253 с.
- Геолого-геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита.* Под ред. Н. Я. Азарова. Киев: Наук. думка, 2005. 190 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита.* Архей. Под ред. Н. П. Щербака. Киев: Наук. думка, 2005. 244 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита.* Протерозой. Под ред. Н. П. Щербака. Киев: Наук. думка, 2008. 240 с.
- Гинтов О. Б.* Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 3—18.
- Гинтов О. Б., Ентин В. А., Мычак С. В., Павлюк В. Н., Зюльце В. В.* Структурно-петрофизическая и тектонофизическая основа геологической карты кристаллического фундамента центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 3. С. 3—28.
- Глевасский Е. Б., Кривдик С. Г.* Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. Киев: Наук. думка, 1981. 228 с.
- Гордиенко В. В.* Адвекционно-полиморфная гипотеза глубинных процессов в тектоносфере. Киев: Корвін пресс, 2007. 170 с.
- Ентин В. А., Гинтов О. Б., Мычак С. В., Юшин А. А.* Структура Молдавского железорудного месторождения (Украинский щит) по геолого-геофизическим данным и его возможная эндогенная природа. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 4. С. 3—18.
- Железисто-кремнистые формации Украинского щита.* Т. 1. Отв. ред. Н. П. Семеновенко. Киев: Наук. думка, 1978. 328 с.
- Злобенко И. Ф., Каневский А. Я., Металиди С. В., Дусяцкий В. А., Лепигов Г. Д.* Коматииты Среднего Побужья (Украинский щит). *Сов. геология*. 1983. № 9. С. 103—108.
- Кадик А. А., Луканин О. А., Портнягин А. Л.* Магмообразование при восходящем движении мантийного вещества: температурный режим и состав расплавов, образующихся при адиабатической декомпрессии ультрабазитов мантии. *Геохимия*. 1990. № 9. С. 1263—1276.
- Коваленко В. И., Ионов Д. А., Ярмолюк В. В., Ягуц Э., Люгмайр Г., Штош Х. Г.* Эволюция мантии и ее корреляция с эволюцией земной коры некоторых районов Центральной Азии по изотопным данным. *Геохимия*. 1990. № 10. С. 1308—1319.
- Когарко Л. Н.* Роль глубинных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей и щелочного магматизма. *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 12. С. 1234—1245.
- Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины.* Т. 1. Металлические полезные ископаемые. Под

- ред. Н. П. Щербака. Киев-Львов: Центр Европы, 2005. 785 с.
- Пашкевич И. К., Бакаржиева М. И. Мафические дайки Ингульского мегаблока (Украинский щит): связь поверхностных и глубинных структур литосферы, разломная тектоника и геодинамика. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 5. С. 49—66.
- Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита. Отв. ред. И. Б. Щербаков. Киев: Наук. думка, 1990. 236 с.
- Петрологія і геохімія чарнокитоїдів Українського щита. Відп. ред. О. М. Пономаренко. Київ: Наук. думка, 2011. 216 с.
- Пономаренко А. Н., Степанюк Л. М., Шумлянський Л. В. Геохронология и геодинамика палеопротерозоя Украинского щита. *Минерал. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 48—58.
- Старостенко В. И., Лукин А. Е., Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А. Геофлюиды и современное проявление активизации Ингульского мегаблока Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 2—25.
- Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. Под ред. К. Е. Есипчука. Киев: Наук. думка, 1985. 168 с.
- Усенко О. В. Развитие Ингульского блока Украинского щита в период формирования Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 3. С. 54—69.
- Усенко О. В. Докембрійський карбонатитовий комплекс Приазов'я. *Доп. НАН України.* 2003. № 6. С. 115—122.
- Усенко О. В. Тепловой поток и современная активизация Донецкого бассейна. *Геофиз. журн.* 2002. Т. 24. № 5. С. 102—111.
- Усенко О. В. Условия формирования железистых пород Среднего Побужья. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 4. С. 32—50.
- Усенко О. В. Формирование расплавов: геодинамический процесс и физико-химические взаимодействия. Киев: Наук. думка, 2014. 240 с.
- Усенко О. В. Эволюция расплавов и флюидов как отражение формирования коры и мантии на примере Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита. Архей. *Геофиз. журн.* 2016а. Т. 38. № 2. С. 35—56.
- Усенко О. В. Эволюция расплавов и флюидов в процессе формирования коры и мантии в неоархее—палеопротерозое. Стратиграфические следствия. *Геофиз. журн.* 2016б. Т. 38. № 6. С. 40—63.
- Фортвов В. Е., Храпак А. Г., Якубов И. Т. Физика неидеальной плазмы. Москва: Физматлит, 2004. 528 с.
- Щербак Н. П., Загнитко В. Н., Артеменко Г. В., Бартницкий Е. Н. Геохронология крупных геологических событий в Приазовском блоке Украинского щита. *Геохимия и рудообразование.* 1995. Вып. 21. С. 112—129.
- Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗукЦ, 2005. 366 с.
- Эндогенные источники рудного вещества. Под ред. Ф. В. Чухрова. Москва: Наука, 1991. 248 с.
- Ярошук М. А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. Киев: Наук. думка, 1983. 224 с.
- Condie K. C., 2011. Earth and evolving planetary system. Elsevier, 574 p.
- Girnis A. V., Brey G. P., Ryabchikov I. D., 1995. Origin of Group 1A kimberlites: Fluid-saturated melting experiments at 45—55 kbar. *Earth Planet. Sci. Lett.* 134, 283—296. doi: 10.1016/0012-821X(95)00120-2.
- Ionov D. A., Doucet L. S., Carlson R. W., Golovin A. V., Korsakov A. V., 2015. Post-Archean formation of the lithospheric

mantle in the central Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 165, 466—483. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2015.06.035>.

Lobach-Zhuchenko S. B., Balagansky V. V., Baltybaev Sh. K., Bibikova E. V., Chekulaev V. P., Yurchenko A. V., Arestova N. A., Artemenko G. V., Egorova Yu. S., Bogomolov E. S., Sergeev S. A., Skublov S. G., Presnyakov S. L., 2014. The Orekhov-Pavlograd zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and

constraints for tectonic models. *Precambrian Res.* 252, 71—87. doi: 10.1016/j.precamres.2014.06.027.

Liu J., Riches A. J. V., Pearson G., Luo Y., Kienlen B., Kjarsgaard B. A., Stachel Th., Armstrong J. P., 2016. Age and evolution of the deep Continental root beneath the central Rae craton, Northern Canada. *Precambrian Res.* 272, 168—184. doi: 10.1016/j.precamres.2015.11.001.

Walter M. J., 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *J. Petrol.* 39(1), 29—60.

Melts and fluids evolution in the process of crust and mantle formation in Paleo-Proterozoic (2,2—1,75 Ga ago). Stratigraphy and magnetic activity

© O. V. Usenko, 2017

Stratigraphy of metamorphic Precambrian complexes related to Paleo-Proterozoic is controversial. An additional sign permitting to correlate strata may be their material composition because in the Precambrian composition of deep fluids changed regularly. Then some regularity in changes of composition of magmatic and metamorphic rocks has to exist. The rocks produced during this time are dolomite and calcite. Quartzite, carbonaceous shist and graphite gneiss are also abundant. Only during this activation of Precambrian carbonatite volcanic activity became apparent.

The author's method has been used generalizing the special features of magmatic and metamorphic rocks of the Ukrainian shield, which allowed reconstructing the course of the deep process and composition of melts and fluids in the layer of melting. Subdivision of the shield into blocks of two types has been proposed: inherent blocks and the areas spatially attached by suture zones.

The blocks differ by decisive role of the fault zones formed before granitization; the presence of gabbro-montsonite-trachite granites massifs formed before granitization (2,1—1,99 Ga ago); mutual transitions between intrusive and palingenuous granites; formation of anorthosite-granite massifs after granitization. Activation consists of two tectono-magmatic cycles separated by granitization. Composition of rocks attached to suture zones is effected by oxidized deep melts and fluids.

We can make estimation on geodynamic process and composition of deep fluids in blocks by composition of magmatic rocks. In blocks fault zones are generated with multiple intrusion of melts along them, differentiated under the crust. Neutral-alkalescent aquatic-chloride-potassium fluids take part in differentiation of melts.

Composition of fluids changes after granitization under the whole shield. Immediately after it the massifs of carbonatites and alkaline rocks are formed where

alkaline ultrabasites are also present. In the territories attached to suture zones carbonate ferruginous layers appear, which include xenocrysts.

In blocks in places of intersection of sub-longitudinal and sub-latitude zones, in relict foci mixing of melts takes place diluted by aquatic-chloride-potassium fluids and added deep carbonate-fluoride-sodium ones. Massifs of anorthosites-rapakivi-granites with titanium are formed. They are accompanied by pegmatite fields, albite-uranium metasomatites when joint participation of carbonate-fluoride-sodium and aquatic fluids is required.

Key words: Ukrainian shield, carbonatites, Paleo-Proterozoic, granitization, fluid, evolution, iron deposits, magmatic activity, stratigraphy, asthenosphere, lithosphere.

References

- Bordunov I. N.*, 1983. Krivoy Rog-Kursk eu-geosynclines. Kiev: Naukova Dumka, 304 p. (in Russian).
- Verkhoglyad V. M., Skobelev V. M.*, 1995. Isotopic age subvolcanic district of Novograd Volyn (northwestern part of the Ukrainian shield). *Geokhimiya i rudoobrazovaniye* (is. 21), 47—56 (in Russian).
- Geological and geophysical model Golovanevsk suture zones of the Ukrainian Shield*, 2008. Ed. A. V. Antsiferov. Donetsk: Weber, 308 p. (in Russian).
- Geological and geophysical model Nemirov-Kocherovsk suture zones of the Ukrainian Shield*, 2009. Ed. A. V. Antsiferov. Donetsk: Weber, 253 p. (in Russian).
- Geological and geoelectrical model Orekhovo-Pavlograd suture zones of the Ukrainian Shield*, 2005. Ed. N. Ya. Azarov. Kiev: Naukova Dumka, 190 p. (in Russian).
- Geochronology Early Precambrian of the Ukrainian Shield*. Archaea, 2005. Ed. N. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Geochronology Early Precambrian of the Ukrainian Shield*. Proterozoic, 2008. Ed. N. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Gintov O. B.*, 2014. Scheme of faulting periodization in the Earth's crust of the Ukrainian Shield — new data and consequences. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(1), 3—18 (in Russian).
- Gintov O. B., Entin V. A., Mychak S. V., Pavlyuk V. N., Zyl'tse V. V.*, 2016. Structural and petrophysical and tectonophysical base of geological map of crystalline basement of the central part of Golovanevsk suture zone of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(3), 3—28 (in Russian).
- Glevasskiy E. B., Krivdik S. G.*, 1981. Precambrian carbonatite complex of the Azov region. Kiev: Naukova Dumka, 228 p. (in Russian).
- Gordienko V. V.*, 2007. Advection-polymorphous hypothesis underlying processes in tectonosphere. Kiev: Korvin Press, 170 p. (in Russian).
- Entin V. A., Gintov O. B., Mychak S. V., Yushin A. F.*, 2015. The structure of the Moldovan iron ore deposit (Ukrainian shield) according geological and geophysical data and its possible endogenous nature. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(4), 3—18 (in Russian).
- Ferruginous-siliceous formations of the Ukrainian shield*, 1978. Ed. N. P. Semenenko. Vol. 1. Kiev: Naukova Dumka, 328 p. (in Russian).
- Zlobenko I. F., Kanevskiy A. Ya., Metalidi S. V., Dusyatskiy V. A., Lepigov G. D.*, 1983. Kom-

- atiites Middle Bug (Ukrainian shield). *Sovetskaya geologiya* (9), 103—108 (in Russian).
- Kadik A. A., Lukanin O. A., Portnyagin A. L., 1990. Magma formation at the upward movement of mantle material: the temperature and composition of the melts formed during adiabatic decompression ultramafic mantle. *Geokhimiya* (9), 1263—1276 (in Russian).
- Kovalenko V. I., Ionov D. A., Yarmolyuk V. V., Yaguts E., Lyugmayr G., Shtosh Kh. G., 1990. Evolution of the mantle and its correlation with the evolution of the earth's crust some areas of Central Asia on the isotope data. *Geokhimiya* (10), 1308—1319 (in Russian).
- Kogarko L. N., 2005. Role of deep fluids in the genesis of mantle heterogeneities and alkaline magmatism. *Geologiya i geofizika* 46(12), 1234—1245 (in Russian).
- Metallic and nonmetallic minerals of Ukraine. Vol. 1. Metallic minerals, 2005.* Ed. N. P. Shcherbak. Kiev-Lvov: Tsenter Evropy, 785 p. (in Russian).
- Pashkevich I. K., Bakarzhieva M. I., 2016. Mafic dykes of Ingul megablock (Ukrainian Shield): relationship of surface and deep structures of the lithosphere, fault tectonics and geodynamics. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(5), 49—66 (in Russian).
- Petrology, geochemistry and ore-bearing intrusive granitoids of the Ukrainian shield, 1990. Ed. I. B. Shcherbakov. Kiev: Naukova Dumka, 236 p. (in Russian).
- Petrology and Geochemistry charnockitoids Ukrainian Shield, 2011.* Ed. O. M. Ponomarenko. Kiev: Naukova Dumka, 216 p. (in Ukrainian).
- Ponomarenko A. N., Stepanyuk L. M., Shumlyanskiy L. V., 2014. Geochronology and Geodynamics of the Paleoproterozoic of the Ukrainian Shield. *Mineralogicheskiy zhurnal* 36(2), 48—58 (in Russian).
- Starostenko V. I., Lukin A. E., Tsvetkova T. A., Shumlanskaya L. A., 2014. Geofluids and up-to-date display of activation Ingul megablock Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(5), 2—25 (in Russian).
- Stratigraphic sections of the Precambrian Ukrainian Shield, 1985.* Ed. K. E. Esipchuk. Kiev: Naukova Dumka, 168 p. (in Russian).
- Usenko O. V., 2013. Development of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield during the period of formation of the Novo-Ukrainian and Korsun-Novomirgorod pluton. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(3), 54—69 (in Russian).
- Usenko O. V., 2003. Precambrian carbonatite complex of the Azov region. *Dopovidi NAN Ukrainy* (6), 115—122 (in Russian).
- Usenko O. V., 2002. Heat flux and contemporary activation of the Donets Basin. *Geofizicheskiy zhurnal* 24(5), 102—111 (in Russian).
- Usenko O. V., 2015. Conditions of formation of ferruginous rocks of the Middle Bug. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(4), 32—50 (in Russian).
- Usenko O. V., 2014. Forming Melts: geodynamic processes and physical and chemical interactions. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Usenko O. V., 2016a. Evolution of melts and fluids as a reflection of the crust and mantle formation by the example of the Middle Dnieper megablock of the Ukrainian Shield. Archean. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(2), 35—56 (in Russian).
- Usenko O. V., 2016b. Evolution of melts and fluids during the crust and mantle formation in Neo-Archean—Paleo-Proterozoic. Stratigraphic effects. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(6), 40—63 (in Russian).
- Fortov V. E., Khrapak A. G., Yakubov I. T., 2004. Physics nonideal plasma. Moscow: Fizmatlit, 528 p. (in Russian).
- Shcherbak N. P., Zagnitko V. N., Artemen-

- ko G. V., Bartnitskiy E. N., 1995. Geochronology of of large geological events in the Azov block of the Ukrainian Shield. *Geokhimiya i rudoobrazovaniye* 21, 112—129 (in Russian).
- Shcherbakov I. B., 2005. Petrology of the Ukrainian shield. Lviv: ZuKTs, 366 p. (in Russian).
- Endogenous sources of ore matter, 1991. Ed. F. V. Chukhrov. Moscow: Nauka, 248 p. (in Russian).
- Yaroshchuk M. A., 1983. Iron formation Belotserkovsk-Odessa metallogenic zone. Kiev: Naukova Dumka, 224 p. (in Russian).
- Condie K. C., 2011. Earth and evolving planetary system. Elsevier, 574 p.
- Girnis A. V., Brey G. P., Ryabchikov I. D., 1995. Origin of Group 1A kimberlites: Fluid-saturated melting experiments at 45—55 kbar. *Earth Planet. Sci. Lett.* 134, 283—296. doi: 10.1016/0012-821X(95)00120-2.
- Ionov D. A., Doucet L. S., Carlson R. W., Golovin A. V., Korsakov A. V., 2015. Post-Archean formation of the lithospheric mantle in the central Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 165, 466—483. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2015.06.035>.
- Lobach-Zhuchenko S. B., Balagansky V. V., Baltybaev Sh. K., Bibikova E. V., Chekulaev V. P., Yurchenko A. V., Arestova N. A., Artemenko G. V., Egorova Yu. S., Bogomolov E. S., Sergeev S. A., Skublov S. G., Presnyakov S. L., 2014. The Orekhov-Pavlograd zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models. *Precambrian Res.* 252, 71—87. doi: 10.1016/j.precamres.2014.06.027.
- Liu J., Riches A. J. V., Pearson G., Luo Y., Kienlen B., Kjarsgaard B. A., Stachel Th., Armstrong J. P., 2016. Age and evolution of the deep Continental root beneath the central Rae craton, Northern Canada. *Precambrian Res.* 272, 168—184. doi: 10.1016/j.precamres.2015.11.001.
- Walter M. J., 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *J. Petrol.* 39(1), 29—60.

Вікові варіації геомагнітного поля на Африканській тектонічній плиті

© Ю. П. Сумарук, Т. П. Сумарук, 2017

Інститут геофізики НАН України, Київ, Україна
Надійшла 2 лютого 2017 р.

Вековые вариации (ВВ) геомагнитного поля на Африканской тектонической плите содержат короткопериодную (квазидвухлетнюю и циклическую) и длиннопериодную составляющие. Короткопериодная составляющая зависит от солнечной активности. Длиннопериодную составляющую нельзя выделить уверенно, так как ряды среднегодовых значений составляющих геомагнитного поля короткие. Только три обсерватории (MLT, TAN и PLS) вели наблюдения с начала XX ст. По данным этих обсерваторий и фрагментарными данными других обсерваторий выделены ВВ с периодом ~80 лет. Вариация имеет форму квазисинусоиды, годы экстремумов которой совпадают с годами максимумов солнечной активности.

ВВ на Африканской плите генерируются внешними и внутренними источниками. Влияние внутренних источников лучше проявляется в вертикальной, а внешних — в горизонтальной компонентах геомагнитного поля. ВВ можно разделить на квазипостоянную ($ВВ_1$) и переменную составляющие ($ВВ - ВВ_1$), где ВВ — наблюдаемая вариация.

ВВ за 1979 г. выбрана как $ВВ_1$ — на всех обсерваториях плиты она меняет знак. Предполагается, что $ВВ_1$ генерируется внутренними источниками. Разность $ВВ - ВВ_1$ представляет собой компоненту от внешних источников, о чем свидетельствует ее связь с солнечной активностью. В тектонически более активной восточной части Африканской плиты ВВ более динамичны.

Характерная особенность ВВ на Африканской плите — повсеместное уменьшение их абсолютной величины, начавшееся в конце 1970-х годов, что свидетельствует о релаксации источников геомагнитного поля.

Ключевые слова: вековые вариации, внешние и внутренние источники, Африканская плита.

Вступ. Згідно із сучасними уявленнями [Яновський, 1978; Калинин, 1984; Паркинсон, 1986], вікові варіації (ВВ) геомагнітного поля — це складний процес, періодичні зміни якого зумовлені загальною причиною. Проявом ВВ є західний дрейф геомагнітного поля, а джерела розміщені на глибині близько половини земного радіуса. Друга складова ВВ створюється у земній корі (тектонічні, геотермічні, геохімічні явища),

третя пов'язана з явищами у верхніх шарах земної атмосфери, які обумовлені із сонячною активністю. Просторова структура ВВ постійно змінюється з часом. Фокуси світових аномалій вікового ходу безперервно зароджуються і розпадаються, а вся система світових ізопор ВВ змінюється. Брак експериментального матеріалу для побудови ізоліній ВВ по всій поверхні Землі, а також незнання місцеположення їх

джерел змушує магнітологів будувати гіпотетичні моделі ВВ.

Для побудови глобальної моделі поля ВВ використовують поля декількох магнітних диполів, величину магнітного моменту яких, а також глибину розміщення їх та орієнтацію в просторі підбирають так, щоб сумарне поле найліпше збігалось із просторовою структурою вікового ходу, розрахованого за моделлю IGRF, або із спостережуваним полем [Касьяненко и др., 2002; Демина и др., 2008б]. Такі розв'язки неоднозначні, їх важко інтерпретувати, а для кожної епохи потрібно добирати нову комбінацію диполів. Фізичний зміст таких диполів важко однозначно пояснити. Так, у статті [Рузмайкин и др., 1989] запропоновано механізм генерації ВВ, пов'язаний із дією флуктуаційного турбулентного динамо в зовнішньому ядрі Землі. Суть механізму полягає в тому, що в рідкому ядрі внаслідок турбулентної конвекції генеруються дрібномасштабні магнітні поля, що мають властивості, подібні до властивостей ВВ.

Як показано у публікації [Демина и др., 2008а], просторову структуру ВВ, обчислену за моделлю IGRF, можна розділити на три періоди, якщо структура принципово різнилася: 1) з 1900 до 1940 р. — характерна наявність стійких глобальних аномалій ВВ; 2) з 1940 до 1955 р. — спостерігався розпад глобальних аномалій вікового ходу на велику кількість локальних; 3) з 1955 р. до теперішнього часу — характеризується формуванням нових глобальних аномалій.

Як визначено у статтях [Strestik, 1991; Sumaruk, 2000], довгоперіодні ВВ тісно пов'язані із сонячною та геомагнітною активністю, причому екстремуми ВВ та активностей збігаються. У Північній півкулі Землі ВВ у вертикальній компоненті змінюється у фазі з геомагнітною

активністю, причому залежність стає тіснішою у напрямку від низьких широт до високих. Для ВВ у горизонтальній компоненті фазові співвідношення протилежні [Sumaruk, Reda, 2011]. У Південній півкулі такої чіткої фазової залежності не спостерігається. Оскільки більшість обсерваторій Південної півкулі розміщені на берегах океанів і на островах, індукційні струми в океанічних течіях зумовлюють фазові та амплітудні зміни у довгоперіодних та короткоперіодних ВВ. Припускають [Ryskin, 2009], що в електропровідних океанічних течіях можуть генеруватися індукційні струми, які повністю відповідають за ВВ.

Щоб виділити ВВ від джерел, розміщених на межі ядро—мантія, слід виключити складові від зовнішніх джерел і джерел у тектоносфері. Розділення ВВ від тектономагнітних та інших процесів у земній корі та процесів на межі ядро—мантія потребує дослідження просторової структури і часових морфологічних особливостей поля ВВ.

Ще в першій половині ХХ ст. магнітолог Н. Н. Трубяччинський висловив думку, що ВВ тісно пов'язані з процесами, які проходять у геосинкліналях або на їх стиках. Пізніше А. І. Оль [Оль, 1949], зіставивши зони сейсмічної активності з центрами вікового ходу, показав, що ці центри зосереджуються в зонах сейсмічної активності або на їх розгалуженнях.

Африканська тектонічна плита (АФ-плита) — одна з найстабільніших. Доказом цього є наявність на ній великої кількості гарячих точок (вулканів). Швидкий рух плити знищив би їх [Жарков, 1983]. АФ-плита є опорною для розрахунків відносних швидкостей переміщення інших тектонічних плит. Континент Африка є найбільшою платформою, східна межа плит проходить

по Західноіндійському і Аравійсько-Індійському хребтах в Індійському океані та по дну Червоного моря. З півночі АФ-плита обмежена Середземним морем, а із заходу — Північно- та Південноатлантичними хребтами. На межах плити або близько до них розташовані магнітні обсерваторії Плесанс (PSL), о. Крозе (CZT), Гуінар (GUI). На берегах континенту розміщені обсерваторії Мапуту (LMM), Херманос (HER), Луанда (LUA), М'Бур (MBO).

До АФ-плити належить і о-в Мадагаскар, який знаходиться в межах шельфової частини континенту. На острові працює магнітна обсерваторія Тананаріве (TAN), яка веде спостереження за геомагнітним полем з 1903 р.

Рельєф АФ-плити сформувався в докембрії. На цей час активні текто-

нічні процеси спостерігаються переважно у східній частині континенту. Тут розташовані магнітні обсерваторії Адіс-Абеба (AAE) та Найробі (NAI) — на кайнозойському вулканічному поясі, а також Хартебісток (НБК) — у зоні землетрусів і сучасного гороутворення. Оскільки ВВ містять складову, пов'язану з тектонічними процесами, то різна інтенсивність їх в окремих частинах АФ-плити має відображатись у ВВ.

Мета роботи — дослідити просторово-часові зміни ВВ на АФ-плиті та виявити відображення тектонічних процесів на характері ВВ.

Використані дані. В роботі використано дані щодо ВВ на магнітних обсерваторіях, розміщених на АФ-плиті та на її межах. За середньорічними значен-

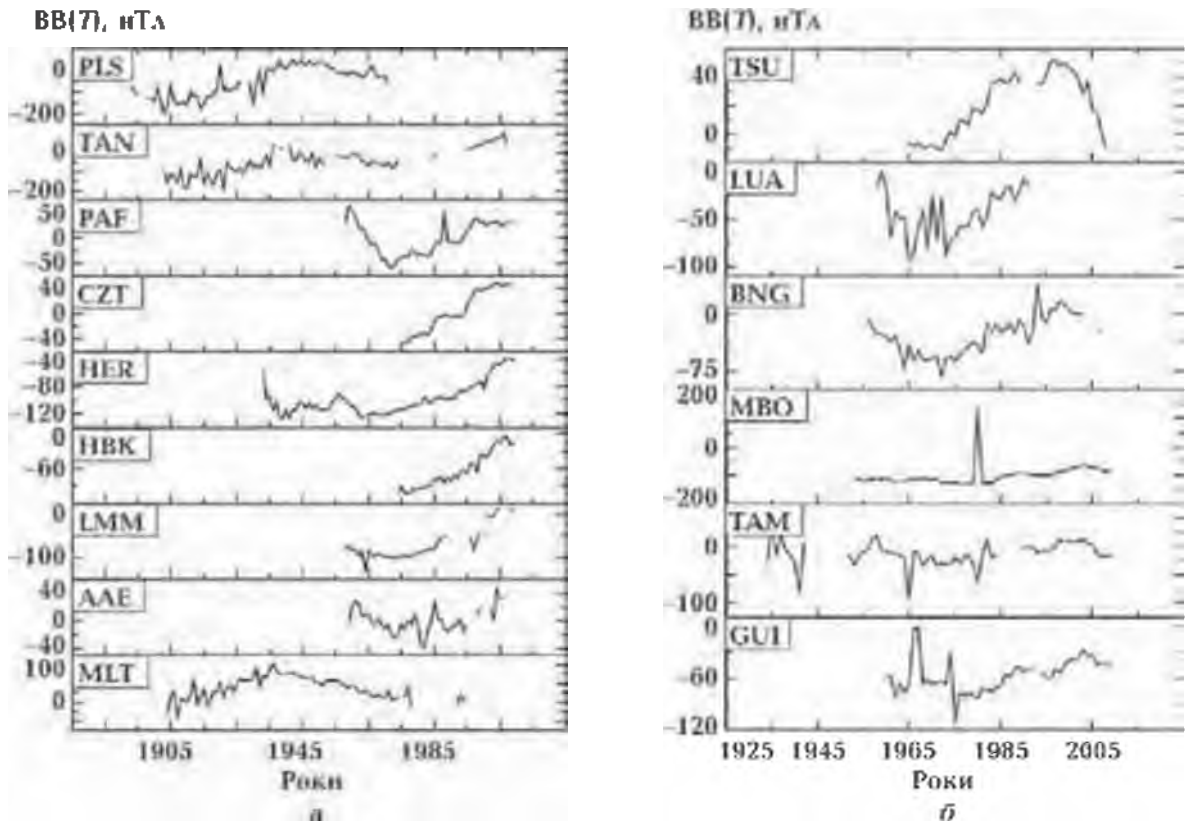


Рис. 1. Вікові варіації індукції ВВ (T) на магнітних обсерваторіях у Східній Африці та Індійському океані (а) і в Західній Африці (б).

Таблиця 1. Список обсерваторій, розміщених на Африканській тектонічній плиті

| Обсерваторія | ABB код | Координати, град | | | |
|---------------|---------|------------------|-----------|-------------|-----------|
| | | географічні | | геомагнітні | |
| | | φ | λ | Φ | Λ |
| Адїс-Абеба | AAE | 09,02 | 38,77 | 05,27 | 111,57 |
| Бангі | BNG | 04,33 | 18,57 | 04,23 | 90,93 |
| Луанда | LUA | -08,92 | 13,17 | -07,82 | 83,21 |
| Мапуту | LMM | -25,92 | 32,58 | -28,02 | 98,92 |
| Міссалат | MLT | 29,52 | 30,90 | 26,77 | 107,89 |
| М'Бур | MBO | 14,39 | 343,04 | 20,26 | 57,32 |
| Гуйнар | GUI | 28,32 | 343,56 | 33,91 | 60,49 |
| Плесанс | PLS | -20,43 | 57,67 | -26,80 | 125,60 |
| о-в Крозе | CZT | 46,43 | 51,86 | -51,32 | 112,81 |
| Порт-о-Франсе | PAF | -49,35 | 70,26 | -57,04 | 132,27 |
| Таманрассет | TAM | 22,79 | 05,53 | 24,73 | 81,64 |
| Тананаріве | TAN | -18,92 | 47,55 | -23,73 | 115,48 |
| Хартебісток | HBK | -25,88 | 27,71 | -27,10 | 94,09 |
| Херманус | HER | -34,42 | 19,23 | -33,91 | 83,69 |
| Цунеб | TSU | -19,22 | 17,70 | -18,76 | 85,67 |

нями вертикальної (Z) і горизонтальної (H) складових та повного значення індукції магнітного поля (T) обчислено BB за весь проміжок часу, в якому велись спостереження абсолютних значень поля на кожній обсерваторії. В табл. 1 подано список обсерваторій та їхні координати. Усереднення даних біжучими вікнами з періодами 3 і 11 років веде до значного скорочення ряду, тому таке усереднення було виконано тільки для обсерваторій з довшими рядами спостережень.

Результати дослідження. На рис. 1, *а* показані BB магнітної індукції $BB(T)$ на магнітних обсерваторіях, розміщених в східній Африці (MLT, AAE, LMM, HBK, HER) та на островах в Індійському океані (TAN, PLS, CZT, PAF), а на рис. 1, *б*

— $BB(T)$ на магнітних обсерваторіях в західній Африці (GUI, TAM, MBO, BNG, LUA, TSU). Середньорічні значення елементів поля на обсерваторіях включають близько 50 значень. Тільки три обсерваторії TAN, MLT та PLS працювали від початку ХХ ст. Основною особливістю $BB(T)$ на АФ-плиті є квазісинусоїдальні графіки та їх синфазність на обсерваторіях Східної Африки і малі значення $BB(T)$ на обсерваторіях Західної Африки. Західноафриканські обсерваторії MBO, BNG, LUA розміщені близько до геомагнітного екватора. Обсерваторія TSU знаходиться поблизу Південноафриканської магнітної аномалії.

На квазісинусоїду накладаються короткоперіодні варіації, пов'язані із со-

нячною активністю [Сумарук, Сумарук, 1995]. Криві змін $BB(T)$ набувають екстремальних значень у 1940-ві роки (максимуми) та у 1970—1980-ті роки (мінімуми). Амплітуди $BB(T)$ наведено у табл. 2. Амплітуди BB обчислено тільки для обсерваторій, ряди даних яких охоплюють не менше 40 років. Як виняток, пораховано також амплітуди BB на обсерваторії НВК, ряд спостережень на ній — 35 років.

Отже, прибережні та острівні обсерваторії мають великі амплітуди BB . На континентальних обсерваторіях амплітуди BB значно менші. Окремою групою виділяються острівні обсерваторії TAN та PLS, на яких амплітуди $BB(T)$ і $BB(Z)$ змінюються в межах від 249 до 304 нТл, причому варіації 3—4 рази змінювали знак. На острівних обсерваторіях CZT та PAF, які розміщені на межі АФ-плити з Антарктичною плитою, $BB(T)$ та $BB(Z)$ змінюються аналогічно.

Однак ці обсерваторії почали працювати у 1960—1970 рр., тому зміну знака BB зафіксовано один раз. На південноафриканських обсерваторіях НВК та HER знак $BB(T)$ і $BB(Z)$ не змінювався, хоча абсолютні значення різко почали спадати після 1978 р.

Перехід від $BB(T) < 0$ до $BB(T) > 0$ і навпаки відбувається на обсерваторіях у різні роки, однак перегини кривих починаються одночасно, тому зміною рівня відліку поля $BB(T)$ кожної обсерваторії можна добитись зміни знака в один і той самий рік на всіх обсерваторіях. Таким роком є 1979 р., близький до максимуму сонячної активності (максимум активності спостерігався у вересні 1979 р.). Можливість синхронізувати формальною процедурою роки зміни знака BB на всіх обсерваторіях указує на те, що варіації генеруються декількома джерелами.

Згладжені значення $BB_1(T)$, а також

Таблиця 2. Амплітуди вікових варіацій на магнітних обсерваторіях Африканської плити, нТл

| Обсерваторія | Роки спостережень | $BB(T)$ | $BB(H)$ | $BB(Z)$ |
|---------------|-------------------|---------|---------|---------|
| Адїс-Абеба | 1959—2006 | 88 | 87 | 85 |
| Бангі | 1956—2007 | 50 | 54 | 89 |
| Мапуту | 1957—2010 | 145 | 109 | 49 |
| Міссалат | 1903—1993 | 144 | 154 | 132 |
| М'бур | 1952—2009 | 51 | 40 | 74 |
| Гуйнар | 1959—1971 | 95 | 62 | 108 |
| Плесанс | 1892—1971 | 255 | 107 | 304 |
| Порт-о-Франсе | 1957—2008 | 115 | 58 | 16 |
| Таманрассет | 1933—2009 | 71 | 57 | 138 |
| Тананаріве | 1903—2007 | 249 | 169 | 292 |
| Хартебісток | 1974—2009 | 100 | 100 | 81 |
| Херманус | 1932—2009 | 90 | 103 | 124 |
| Цунєб | 1965—2008 | 56 | 92 | 64 |

Т а б л и ц я 3. Варіації BB_1 під час зміни знака вікових варіацій, нТл

| Обсерваторія | $BB_1(T)$ | $BB_1(Z)$ | $BB_1(H)$ | Φ , град |
|---------------|-----------|-----------|-----------|---------------|
| Гуйнар | -28 | -76 | 28 | 33,9 |
| Міссалат | 0 | 0 | 0 | 26,7 |
| Тананаріве | 10 | -24 | 20 | 24,7 |
| М'бур | -15 | -102 | 13 | 20,2 |
| Адїс-Абеба | -8 | 44 | -8 | 05,2 |
| Бангі | 3 | -37 | 6 | 04,2 |
| Луанда | 0 | -55 | -52 | -07,8 |
| Цунєб | -59 | 19 | -84 | -18,6 |
| Тананаріве | ? | ? | ? | -23,7 |
| Хартебісток | -97 | 81 | -48 | -27,1 |
| Мапуту | -89 | 84 | -30 | -28,0 |
| Херманус | -105 | 90 | -59 | -33,9 |
| о-в Крозе | -31 | 34 | -2 | -51,3 |
| Порт-о-Франсе | -31 | 27 | -16 | -56,9 |

$BB_1(H)$ і $BB_1(Z)$ у 1979 р. наведено у табл. 3. Обсерваторії впорядковано за геомагнітною широтою Φ .

Інтерпретацію можливого фізичного змісту BB_1 обговорено нижче. $BB_1(T)$ набувають від'ємних значень, абсолютні величини яких зростають з наближенням до Південноафриканської магнітної аномалії (HER, NBK) та на береговій східноафриканській обсерваторії LMM, яка розміщена на кенійській аномалії електропровідності [Жамалетдинов, Кулик 2012]. На континентальних обсерваторіях $BB_1(T)$ малі.

На рис. 2, а показано незгладжені вікові варіації горизонтальної складової $BB(H)$. Горизонтальна складова геомагнітного поля домінує у низьких широтах, у ній найліпше відображаються варіації від зовнішніх джерел. Довгоперіодні $BB(H)$ на обсерваторіях АФ-плити можна згрупувати залежно від положень обсерваторій відносно геомагнітного екватора.

На геомагнітному екваторі і близько до нього розміщено обсерваторії AAE, BNG. Тут $BB(H)$ набувають значень, близьких до нуля. З віддаленням від екватора на південь $BB(H) < 0$, і максимального значення абсолютна величина набуває на обсерваторії TSU, тобто поблизу центру Південноафриканської материкової аномалії. З віддаленням від екватора на північ $BB(H)$ набуває додатних значень, максимальне зафіксовано на обсерваторіях TAM і GUI.

Після 1978 р. абсолютні значення $BB(H) < 0$ у південній частині АФ-плити почали зменшуватись, а на обсерваторіях LMM, NBK, TAN поміняли знак. Роки зміни знака різні, але процес спаду абсолютних значень розпочався одночасно в 1970 р. У північній частині АФ-плити ріст $BB(H) > 0$ розпочався в 2003 р., з 1979 до 2003 р. $BB(H)$ мало змінювалися. На приекваторіальних обсерваторіях спостережень не велось. Згладжені значення $BB_1(H)$ за 1978 р. наведено у табл. 3.

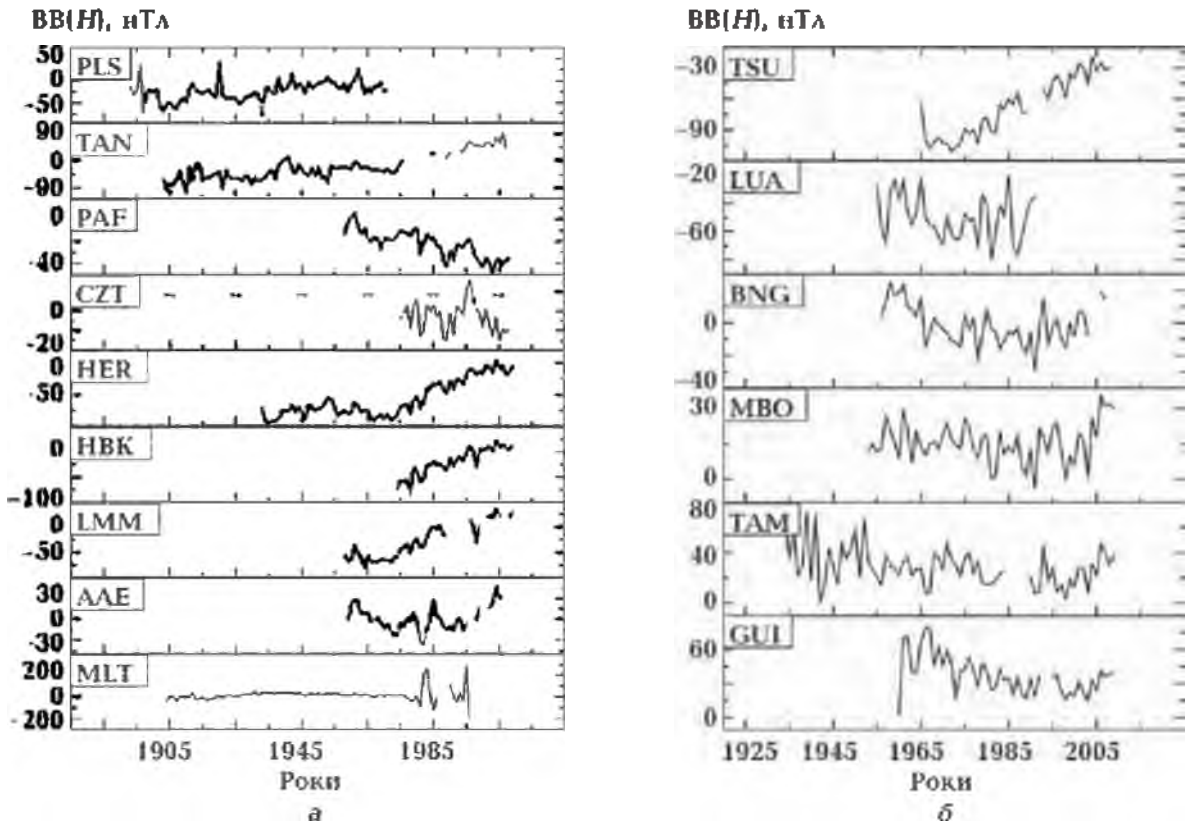


Рис. 2. Вікові варіації горизонтальної складової поля $BB(H)$ на магнітних обсерваторіях у Східній Африці та у Індійському океані (а) та у Західній Африці (б).

За даними обсерваторії TAM, такі самі значення $BB_1(H)$ спостерігали і в 1947 р. На жаль, у 1978 р. обсерваторія TAN не вела спостережень, тому в табл. 3 поряд із екстрапольованими значеннями $BB(H)$, $BB(T)$ та $BB(Z)$ поставлено знак запитання.

У змінах вертикальної компоненти геомагнітного поля переважно мають відобразитися варіації, пов'язані з внутрішніми джерелами (рис. 3). У східній частині АФ-плити $BB(Z) > 0$, у західній — $BB(Z) < 0$. Зміна знака $BB(Z)$ відбувається в зоні землетрусів і сучасного горотворення, тобто в районах активних тектонічних процесів і поблизу кенійської аномалії електропровідності [Жамалетдинов, Кулик 2012]. З наближенням до меж плити та на обсерваторіях, розміщених на островах, $BB(Z)$ зростає.

У вибраний нами реперний 1978 р. розпочався процес зменшення абсолютних значень $BB(Z)$ як у східній, так і в західній частині АФ-плити, який тривав до 2003 р. на гілці спаду 23-го циклу сонячної активності, в якому спостерігали надзвичайно високу сонячну і геомагнітну активність. Значення $BB_1(Z)$ за 1979 р. наведено в табл. 3.

Обговорення результатів. Вікові варіації геомагнітного поля на АФ-плиті мають складний просторово-часовий розподіл. Очевидно, їх джерела знаходяться як усередині Землі, так і ззовні. Графіками зміни BB з часом є квазі-синусоїди великих періодів, на які накладаються короткоперіодні (циклічні та квазідворічні) варіації, пов'язані із сонячною та геомагнітною активністю [Sumaruk, 2001; Кононович, Шефов,

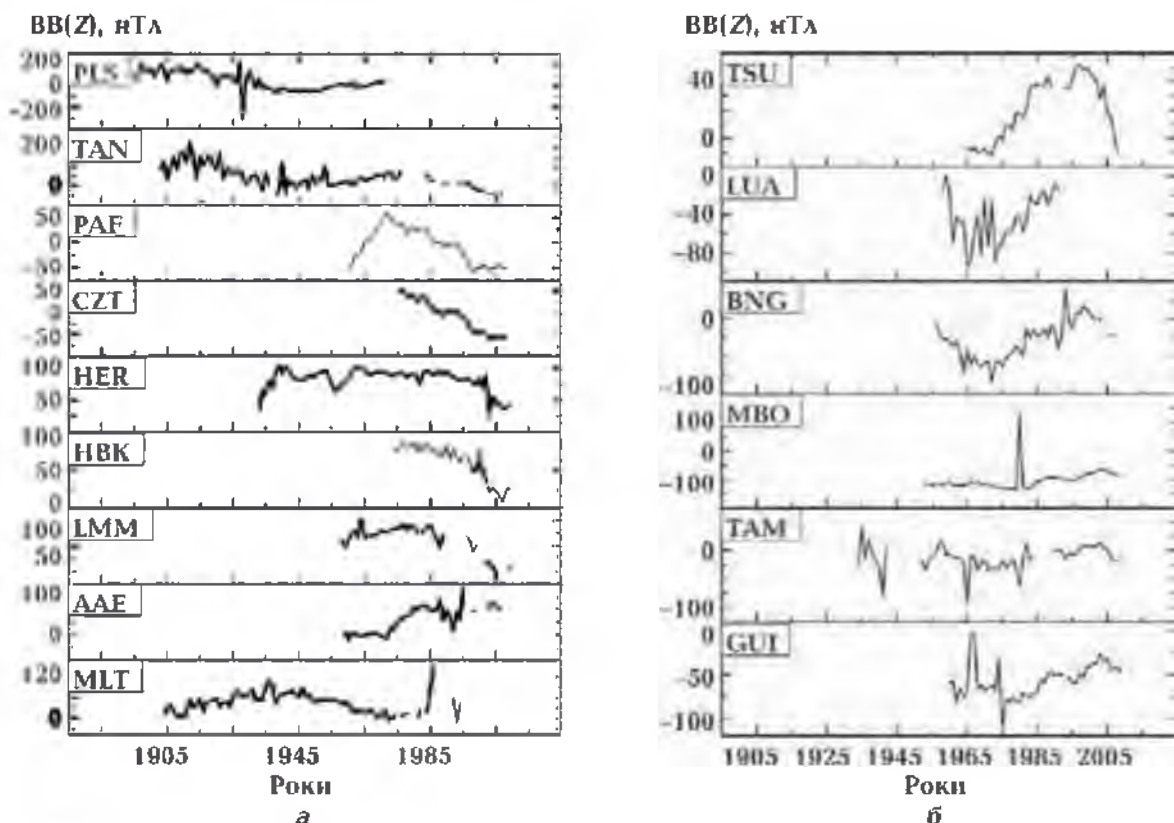


Рис. 3. Вікові варіації вертикальної складової поля $BB(Z)$ на магнітних обсерваторіях у Східній Африці та в Індійському океані (а) та у Західній Африці (б).

2003; Ладынин, Попова, 2008]. Екстремальні значення BB можна прив'язати до максимумів сонячної активності. На обсерваторіях MLT, TAN та PLS, які мають довгі ряди спостережень, можна оцінити період квазисинусоїди, який приблизно дорівнює 80 рокам. Особливо добре виявляється такий період у вертикальній компоненті та повній напруженості поля. За даними інших обсерваторій такої оцінки зробити не можна, тому що ряди спостережень на них короткі. В сонячній активності також проявляється 80-річна [Гибсон, 1977] вікова активність. З початку інструментальних спостережень Сонця (1700 р.) спостерігали три повні вікові цикли [Владимирский и др., 2004; Лычак, Царук, 2006]. Третій віковий цикл розпочався на початку ХХ ст., а

максимум його спостерігали у 1950-х роках, тому логічно припустити, що вікові цикли сонячної активності відображаються і в 80—100-річних варіаціях.

На рис. 4 показані зміни сонячної активності (W), геомагнітної активності ($\Sigma H-Sq$) та вікових варіацій на магнітній обсерваторії М'Бур за 1952—2010 роки. Спостерігається досить висока кореляція між величинами.

Різкі зміни BB називають джерками, один з них відбувся в 1978 р. [Mandea, 2001]. В. П. Головков указував на статистичну приуроченість джерків до років максимумів сонячної активності [Головков, Сімонян, 1989]. Тому вищевказані допущення є небезпідставними. Зіставлення рис. 2, а та б показує, що у східній частині АФ-плити, де відбу-

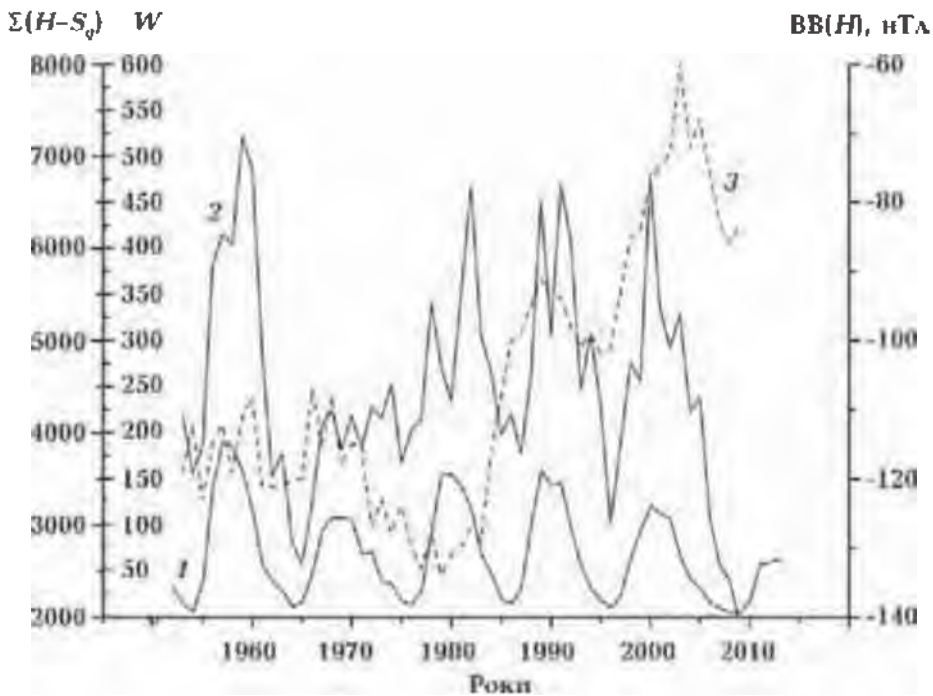


Рис. 4. Зміни сонячної активності (W) (1), геомагнітної активності ($\Sigma(H-S_0)$) (2) та вікових варіацій (3) на магнітній обсерваторії М'Бур за 1952—2010 рр.

ваються активні тектонічні процеси, зміни $ВВ(T)$ і $ВВ(Z)$ динамічніші. У західній частині плити амплітуди квазі-синусоїди малі. На жаль, ряди спостережень тут з'явилися тільки в 1950-ті роки, тому не можна робити висновки щодо характеру змін.

Вікові варіації горизонтальної складової на обсерваторіях АФ-плити можна згрупувати залежно від положення обсерваторій відносно геомагнітного екватора. Це вказує на значний вплив зовнішніх джерел. Зовнішніми джерелами є кільцевий магнітосферний струм та екваторіальний іоносферний електрострум [Яременко, 1970]. Генеровані цими струмами варіації геомагнітного поля мають протилежні знаки. Кільцевий магнітосферний струм, який знаходиться далеко від Землі ($3-4 R_E$) і тече на захід, генерує на Землі майже однорідне магнітне поле, яке зменшує H -складову, а на полюсах збільшує

абсолютні значення Z -складової. В середніх широтах ефект відображається в H - і Z -складових, його величина пропорційна синусу або косинусу геомагнітної широти відповідно.

Іоносферний екваторіальний електрострум тече на схід, тому збільшує H -компоненту геомагнітного поля на екваторі. Оскільки висота електроструменя $100-200$ км, то його дія впевнено прослідковується тільки на геомагнітних широтах $\pm 10^\circ$. На екваторі ефекти кільцевого магнітосферного струму і екваторіального іоносферного електроструменя співмірні, оскільки вони мають різні знаки, результуючий ефект приблизно дорівнює нулю (див. рис. 2).

На широтах більших за $\pm 10^\circ$, варіації від екваторіального іоносферного електроструменя є мінімальними, тому у $ВВ$ робить внесок тільки кільцевий магнітосферний струм. У роки висо-

кої сонячної і, відповідно, магнітної активності описаний механізм впливу зовнішніх струмів на ВВ діє ефективніше.

Синфазність ВВ на АФ-плиті та можливість зміною рівня відліку поля варіацій добитись одночасної зміни знака ВВ як в H -, Z -компонентах, так і в повній індукції поля на всіх обсерваторіях засвідчує, що ВВ генерується декількома джерелами (внутрішніми і зовнішніми). Якщо значення вікової варіації за 1979 р. на всіх обсерваторіях взяти за нульовий рівень ($ВВ_1$), тобто припустити, що в цей рік основний внесок у ВВ зробили варіації від внутрішніх джерел, то різниця між спостережуваною ВВ і $ВВ_1$ становитиме величину поля від зовнішніх джерел. На обсерваторіях, які мають довгі ряди спостережень, такі самі значення ВВ спостерігали у 1907 р. Це також роки максимумів сонячної активності.

Висновки. 1. Вікові варіації у межах АФ-плити мають короткоперіодну (квазіперіодну та циклічну) і довгоперіодну складові. Короткоперіодні ВВ, безумовно, залежать від сонячної активності. Довгоперіодні ВВ на АФ-плиті виділити впевнено не можна, оскільки ряди середньорічних значень складових геомагнітного поля короткі. Тільки три обсерваторії (MLT, TAN та PLS) вели спостереження з початку ХХ ст. За даними цих обсерваторій та фрагментарними даними всіх інших можна виявити варіації з періодом ~80 років. Варіація має форму квазісинусоїди,

екстремуми якої збігаються з роками максимумів сонячної активності.

2. ВВ генеруються як внутрішніми, так і зовнішніми джерелами. Вплив внутрішніх джерел найліпше проявляється у вертикальній, а зовнішніх — у горизонтальній компонентах геомагнітного поля. ВВ можна розділити на квазіпостійну ($ВВ_1$) та змінні (різних періодів) ($ВВ - ВВ_1$) складові (де ВВ — спостережувана варіація).

За $ВВ_1$ вибрано варіацію у відрізок часу, в який відбувається зміна знака ВВ на всіх обсерваторіях плити. Таким роком є 1979 р., а за даними TAN і 1947 р. Допускаємо, що у $ВВ_1$ відображаються джерела на межі ядро—мантія і що ці джерела пов'язані з тектонікою регіону. Розділити їх за даними однієї тектонічної плити неможливо. Різниця між спостережуваними ВВ та $ВВ_1$ найімовірніше відображає компоненту поля, пов'язану із зовнішніми джерелами, про що свідчить її зв'язок із сонячною активністю.

На прибережних та острівних обсерваторіях величина як короткоперіодних, так і довгоперіодних ВВ зростає, що підтверджує гіпотезу про вплив на ВВ електропровідних океанічних течій.

У тектонічно більш активній східній частині АФ-плити ВВ динамічніші.

Характерною особливістю ВВ на АФ-плиті є повсюдне зменшення абсолютної величини ВВ, яке розпочалося наприкінці 70-х років. Це вказує на релаксацію джерел геомагнітного поля та зменшення геомагнітної активності.

Список літератури

Владимирский Б. М., Темурьянц Н. А., Мартинюк В. С. Космическая погода и наша жизнь. Фрязино: Век-2, 2004. 224 с.

Гибсон Э. Спокойное Солнце. Москва: Мир, 1977. 408 с.

- Головков В. П., Симонян А. О. Джерки в вековых геомагнитных вариациях на интервале 1930—1980 гг. *Геомагнетизм и аэрономия*. 1989. Т. 29. С. 164—167.
- Демина И. М., Королева Т. Ю., ФарафANOVA Ю. Г. Аномалии векового хода главного геомагнитного поля в рамках иерархической дипольной модели. *Геомагнетизм и аэрономия*. 2008а. Т. 48. № 6. С. 849—858.
- Демина И. М., Никитина Л. В., ФарафANOVA Ю. Г. Вековые вариации главного магнитного поля Земли в рамках динамической модели его источников. *Геомагнетизм и аэрономия*. 2008б. Т. 48. № 4. С. 567—575.
- Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. Москва: Наука, 1983. 415 с.
- Жамалетдинов А. А., Кулик С. Н. Крупнейшие аномалии электропроводности мира. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 4. С. 22—39.
- Калинин Ю. Д. Вековые геомагнитные вариации. Новосибирск: Наука, 1984. 160 с.
- Касьяненко Л. Г., Демина И. М., Сос-Ухриновский А. Представление главного магнитного поля Земли системой оптимальных по ориентации и положению диполей. *Геомагнетизм и аэрономия*. 2002. Т. 42. № 6. С. 838—844.
- Кононович Э. В., Шефов Н. Н. Тонкая структура одиннадцатилетней цикличности солнечной активности. *Геомагнетизм и аэрономия*. 2003. Т. 43. № 2. С. 166—173.
- Ладынин А. В., Попова А. А. Квазипериодические флуктуации скорости векового хода геомагнитного поля по данным мировой сети обсерваторий за 1985—2005 гг. *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49. № 12. С. 1262—1273.
- Лычак М. М., Царук Н. П. Тенденції змін рівня сонячної активності. *Наук. вісті НТУУ «КПІ»*. 2006. № 6. С. 119—124.
- Оль А. И. Вековой ход магнитного поля и сейсмичность Земли. *Природа*. 1949. № 12. С. 6—8.
- Паркинсон У. Введение в геомагнетизм. Москва: Мир, 1986. 528 с.
- Рузмайкин А. А., Соколов Д. Д., Шукуров А. М. О природе вековой вариации главного магнитного поля Земли. *Геомагнетизм и аэрономия*. 1989. Т. 29. № 6. С. 1001—1006.
- Сумарук Ю. П., Сумарук П. В. Вековые вариации магнитного поля Земли в средних широтах и их связь с геомагнитной и солнечной активностью. *Геофиз. журн.* 1995. Т. 17. № 6. С. 59—62.
- Яновский Б. М. Земной магнетизм. Ленинград: Изд. ЛГУ, 1978. 578 с.
- Яременко Л. Н. Экваториальный струйный электроток. Киев: Наук. думка, 1970. 116 с.
- Mandea M., 2001. How well is the main field secular variation known? *Contrib. Geophys. Geod.* 31(1), 233—243.
- Ryskin G., 2009. Secular variation of the Earth's magnetic field: induced by the ocean flow? *New Journal of Physics* 11, 23 p. <http://www.njpp.org>.
- Strestic J., 1991. Long-term variations of geomagnetic and solar activities and secular variations of the geomagnetic field components. *Stud. Geophys. Geod.* 35(is. 1), 1—6. doi:10.1007/BF01625053.
- Sumaruk Yu. P., 2001. On external sources of secular variations of the Earth's magnetic field. *Contrib. Geophys. Geod.* 31(1), 353—354.
- Sumaruk Yu. P., 2000. Sources of secular variation of the Earth's magnetic field. *Contrib. Geophys. Geod.* 30(2), p. 158.
- Sumaruk Yu. P., Reda J., 2011. Secular variations of the geomagnetic field and solar activity. *Geophys. J.* 33(4), 134—141.

Secular variations of the geomagnetic field at the African plate

© Yu. P. Sumaruk, T. P. Sumaruk, 2017

Geomagnetic secular variations at the African plate consist of shortperiod and longperiod components. Shortperiod SV depends on solar activity. To separate longperiod SV for the African magnetic observatories with confidence is impossible so, as rows of mean year values at most observatories are short. We used the data of fifteen observatories, but only MLT, TAN and PLS made observations from the twentieth century beginning.

On the data of these observatories and fragment data another ones, the 80-year period of SV may be discovered. These variations have quasisinusoidal form and their extremums coincide to the solar activity maximuma.

SV are generated by internal and external sources. The internal sources manifest itself at vertical component and external ones in horizontal component of the geomagnetic field. SV (observed variation) may be divided on the quasiconstant (SV_1) and variable quantities. We have chosen as SV_1 variations at 1979 year. At this year the sign of SV changes at all observatories. There was supposed that SV_1 reflects the sources connected to the changes of region tectonic. The differences between SV and SV_1 reflects the external sources component, and it is confirmed by its connection to solar activity change. On the coast and islands observatories the values of shortperiod and longperiod variations were increased.

On the tectonic most active east part of African plate SV were more active. Distinctive peculiarity of the SV on the African plate is decreasing of the SV absolute values. It begins at the end of 70-th year of twentieth century. It means the sources of the geomagnetic field relaxe.

Key words: secular variations, external and internal sources, African plate.

References

- Vladimirskiy B. M., Temuryants N. A., Martynyuk V. S., 2004. Space weather and our lives. Fryazino: Vek-2, 224 p. (in Russian).
- Gibson E., 1977. The quiet Sun. Moscow: Mir, 408 p. (in Russian).
- Golovkov V. P., Simonian A. O., 1989. Djerkies in secular variation on the interval 1930—1980. *Geomagnetism and aeronomy* 29(1), 164—167 (in Russian).
- Demina I. M., Koroleva T. Yu, Farafanova Yu. G., 2008a. Anomalies in the secular variation in the main geomagnetic field in the context of the hierarchic dipole model. *Geomagnetism and aeronomy* 48(6), 812—821 (in Russian).
- Demina I. M., Nikitina L. V., Farafanova Yu. G., 2008b. Secular variations in the main magnetic field of the Earth within the scope of the dynamic model of field sources. *Geomagnetism and aeronomy* 48(4), 542—550 (in Russian).
- Zharkov V. N., 1983. Internal building of the Earth and planets. Moscow: Nauka, 415 p. (in Russian).

- Zhamaletdinov A. A., Kulik S. N., 2012. First-rate anomalies of electro-conductivity on the Globe. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(4), 22—39 (in Russian).
- Kalinin Yu. D., 1984. Secular geomagnetic variations. Novosibirsk: Nauka, 160 p. (in Russian).
- Kasyanenko L. G., Demina I. M., Sos-Ukhri-novskiy A., 2002. Presentation of the main magnetic field of the Earth by system of optimal on orientation and position dipoles. *Geomagnetism and aeronomy* 42(6), 838—844 (in Russian).
- Kononovich E. V., Shefov N. N., 2003. Fine structure of the 11-year cycles of solar activity. *Geomagnetism and aeronomy* 43(2), 156—163 (in Russian).
- Ladynin A. V., Popova A. A., 2008. Quasi-periodic geomagnetic secular variation (from 1985—2005 world observatory data). *Russian Geology and Geophysics* 49(12), 951—962 (in Russian).
- Lychak M. M., Tsaruk N. P., 2006. Tendencies of the changes of solar activity level. *Naukovi visti NTUU «KPI»* (6), 119—124 (in Ukrainian).
- OI A. I., 1949. Secular variations of the geomagnetic field and seismicity of the Earth. *Priroda* (12), 6—8 (in Russian).
- Parkinson U., 1986. Introduction to the geomagnetism. Moscow: Mir, 528 p. (in Russian).
- Ruzmaykin A. A., Sokolov D. D., Shukurov A. M., 1989. On the nature of the secular variation of the main magnetic field of the Earth. *Geomagnetism and aeronomy* 29(6), 1001—1006 (in Russian).
- Sumaruk Yu. P., Sumaruk P. V., 1995. Secular variations of geomagnetic field at the middle latitudes and their connection to geomagnetic and solar activities. *Geofizicheskiy zhurnal* 17(6), 59—62 (in Russian).
- Yanovskiy B. M., 1978. Terrestrial magnetism. Leningrad: LSU Publ., 578 p. (in Russian).
- Yaremenko L. N., 1970. Equatorial an inkjet electric current. Kiev: Naukova Dumka, 116 p. (in Russian).
- Mandea M., 2001. How well is the main field secular variation known? *Contrib. Geophys. Geod.* 31(1), 233—243.
- Ryskin G., 2009. Secular variation of the Earth's magnetic field: induced by the ocean flow? *New Journal of Physics* 11, 23 p. <http://www.njp.org>.
- Stretic J., 1991. Long-term variations of geomagnetic and solar activities and secular variations of the geomagnetic field components. *Stud. Geophys. Geod.* 35(is. 1), 1—6. doi:10.1007/BF01625053.
- Sumaruk Yu. P., 2001. On external sources of secular variations of the Earth's magnetic field. *Contrib. Geophys. Geod.* 31(1), 353—354.
- Sumaruk Yu. P., 2000. Sources of secular variation of the Earth's magnetic field. *Contrib. Geophys. Geod.* 30(2), p. 158.
- Sumaruk Yu. P., Reda J., 2011. Secular variations of the geomagnetic field and solar activity. *Geophys. J.* 33(4), 134—141.

Застосування безпілотних апаратів для геофізичних досліджень

© А. Пристай¹, Б. Ладанівський², 2017

¹Львівський центр Інституту космічних досліджень
НАН та ДКА України, Львів, Україна

²Карпатське відділення Інституту геофізики НАН України, Львів, Україна
Надійшла 26 січня 2017 р.

Приведен обзор особенностей основных методов аэромагнитной съемки и рассмотрены перспективы применения этих методов с новым типом носителей, таким как дистанционно пилотируемые малые беспилотные летательные аппараты — коптеры, или дроны. В связи с появлением нового перечня требований к бортовым магнитометрам таких летательных аппаратов описана разработка соответствующего прибора и приведено сравнение технических параметров созданного феррозондового магнитометра LEMI-026 и подобного зарубежного прибора. Отмечены преимущества магнитометра LEMI-026 перед известным прибором по наиболее важным параметрам — порогу чувствительности и, особенно, потреблению энергии. Приведены результаты испытаний двух экспериментальных образцов магнитометров LEMI-026 относительно возможности получения данных, пригодных для дальнейшей обработки. Показано, что сильные аномалии магнитного поля могут быть уверенно выделены. Указаны проблемы, требующие решения для более результативного применения малогабаритных легких беспилотных летательных аппаратов с магнитометром. Подчеркнуто, что для использования преимуществ векторных измерений, которые предоставляет феррозондовый датчик, методика приведения системы координат подвижного датчика к геомагнитной системе координат требует новых подходов. С помощью имеющихся алгоритмов, предназначенных для стационарно установленных магнитометров, эту проблему можно решить лишь частично. Дополнительного внимания требует и система подвеса для разделения по механическим колебаниям двигательной установки дрона и бортового магнитометра.

Ключевые слова: аэромагнитная разведка, дрон, магнитометр, испытания.

Вступ. Магнітометрію широко застосовують для дослідження геологічної будови земної кори та пошуків корисних копалин, що ґрунтуються на вивченні особливостей розподілу магнітного поля, викликаних магнітними властивостями гірських порід (див., наприклад: [Broughton Edge, Laby, 2012]). Магнітне розвідування вивчає магнітні

аномалії, спричинені геологічними тілами, намагніченими або нині (індукована намагніченість), або в попередні геологічні епохи (залишкова намагніченість). Намагніченість цих тіл визначають за наявністю ферромагнітних мінералів, наприклад магнетиту, піротину. Для вивчення великих територій або ділянок з утрудненим доступом (ліси,

болота, мілководдя) найпоширенішим методом магніторозвідування є аеромагнітні дослідження. Донедавна їх здійснювали переважно зі спеціалізованих літаків і вертольотів. На сьогодні найчастіше застосовують дистанційно пілотовані транспортні засоби або безпілотні літальні апарати — коптери (дрони). Їх використання під час регіональних геофізичних досліджень, розвідування й картування корисних копалин дає змогу виконувати набагато ширший спектр завдань. Це, наприклад, пошук закритих ґрунтом археологічних ділянок, де зміна концентрації слабوماгнітних мінералів, таких як дрібнозернисті оксиди заліза магнетит або магеміт, за людської діяльності зумовлює збільшення магнітної сприйнятливості ґрунту [Dyson et al., 2007; Linford, 2009; Stull, 2015]. Картування магнітних властивостей ґрунтів потрібне в разі застосування методів компенсації впливу ґрунту для виявлення захованих металевих предметів (локальні металеві об'єкти, трубопроводи, міни та ін.) з використанням електромагнітних датчиків, вивчення дрібномасштабних просторових змін магнітної сприйнятливості ґрунтів тощо [Das, 2009; Pasion et al., 2009]. Цифрове картування ґрунту може зробити значний внесок у передбачення розподілу параметрів і просторової структури ґрунту в ландшафті з використанням моделей. На першому етапі таких досліджень в основному класифікують типи ґрунтів, з розвитком методик можна досліджувати щораз більшу кількість їхніх параметрів [Dobos et al., 2006; Mayr, 2009].

Основні методи дослідження глибинної будови Землі. Метод ZTEM (*z-axis tipper electromagnetic*). За цим методом до вертольота на спеціальному підвісі чіпляють індукційний зонд у вигляді котушки діаметром близько

7 м, яка під час польоту реєструє вертикальну компоненту природного змінного магнітного поля [Lo, Zang, 2008; Lo et al., 2009]. Дві горизонтальні складові реєструють за допомогою розташованої на землі базової станції. Польоти здійснюють над окремими профілями або системою профілів, покриваючи вимірюваннями певну площу. Теорія методу в цілому дуже близька до магнітотелуричних (МТ) та магнітоваріаційних (МВ) зондувань в аудіодіапазоні [Wannamaker, Legault, 2014; Holtham, Oldenburg, 2010]. Поле первинного джерела, як і в магнітотелуриці, описують плоскою хвилею, яка, взаємодіючи з неоднорідностями електропровідності в Землі, індукує вторинне змінне в часі та просторі магнітне поле. Базова станція реєструє варіації горизонтальних компонент B_x та B_y , які пропорційні первинному полю, а бортовий датчик реєструє варіації вертикальної компоненти B_z , що пропорційна вторинному індукваному полю. Відношення спектрів вертикальної і горизонтальної компонент дає змогу побудувати передавальні функції (типери): $B_z = T_{zx} B_x + T_{zy} B_y$.

Типери (T_{zx} , T_{zy}) є комплексними функціями частоти, інваріантними до напрямку, можуть бути подані у вигляді дійсних і уявних індукційних стрілок і за своєю теоретичною суттю пов'язані з градієнтом провідності. Іншими словами, вони чутливі не до самої провідності, а до її змін (відхилень від середнього, аномалій). Побудова таких передавальних функцій (у різних формах) на карті дає змогу виділити аномалії електропровідності на досліджуваній території. Додатково можна проводити невелику кількість опорних наземних МТ-зондувань для запобігання невизначеності під час моделювання та інтерпретації результату ZTEM [Wannamaker, Legault, 2014]. Очікувані

глибини досліджень за середніх типових для верхніх шарів Землі значень питомого опору становлять від перших сотень метрів до приблизно 2000 м.

У цьому методі є низка особливостей. Сучасним магнітометром, який прикріплюють до дрона, можна вимірювати три компоненти поля на борту плюс два канали нахиломірів. Базова станція на землі також вимірює три компоненти магнітного поля. За допомогою цих п'яти каналів дані, що отримані з борту дрона, можна привести до геомагнітної системи координат, подібно до того, як це робиться для МВ даних [Ладанівський, 2013], з урахуванням руху давача. Якщо рух нерівномірний, а позиціонування не надто точне, можна застосувати усереднення і згладжування для мінімізації впливу неточності. Далі розраховують передавальні функції.

За наявності більшої кількості давачів з'являється більше варіантів, ніж у стандартному методі ZTEM, наприклад, такі розрахунки передавальних функцій:

а) за даними, отриманими лише з дрона, подібно до одної станції, — найімовірніше, дані будуть зашумлені;

б) з використанням даних з дрона та базової станції (метод віддаленої станції) — є надія на кращий результат;

в) подібно до методу ZTEM: вертикальна компонента з дрона, горизонтальні — з наземної станції, ймовірність результату — як і в разі віддаленої станції.

Аеромагнітне знімання. Як відомо, аеромагнітне знімання використовує літальні апарати для дослідження просторового розподілу повного магнітного поля (модуля) над певною територією. Значення поля залежить від магнітних властивостей мінералів аномалієутворювального тіла, його гео-

метричних параметрів та розташування відносно давача поля. Вимірювання виконують на літальному апараті, а також синхронно на базовій наземній станції, щоб усунути вплив часових варіацій поля під час польоту. Аеромагнітне знімання ефективно для картування поверхневих і підповерхневих геологічних структур, особливо для виявлення прихованих розломів, наявності вивержених і вулканічних порід. Бортовим ферозондовим магнітометром (ФЗМ) реєструють три складові вектора напруженості магнітного поля, для кожного моменту часу й простору розраховують його модуль. При цьому не потрібно зводити дані до геомагнітних координат, оскільки модуль вектора не залежить від системи координат, що підвищує точність обчислень.

Бортовим приладом менш точно вимірюють повне поле, ніж варіації, але інтерес становлять саме варіації поля. Огляд літератури показав, що аеромагнітне знімання можна ефективно здійснювати і за їх вимірюванням [Korhonen, 2005; Reeves, 2005].

За цим методом вимірювання проводять уздовж мережі профілів (маршрутів польоту), покриваючи таким чином певною сіткою досліджувану територію. Для надійного виділення більшості приповерхневих аномальних об'єктів необхідно, щоб відношення відстані між суміжними маршрутами (профілями) до висоти польоту не перевищувало 2:1. На практиці застосовують і вищі співвідношення (в публікаціях трапляються значення 2,7; 3,33; 3,75; 6,7 і навіть 10) [Ball et al., 2015]. Тоді, втрачаючи інформацію про приповерхневі аномалії, меншими ресурсами покривають більшу територію, досліджуючи глибші шари.

При обробці даних зі значень рухомого магнітометра найчастіше вида-

ляють добову варіацію, отриману від базової станції, та, за потреби, враховують курсову поправку. Доволі часто курсовою поправкою нехтують через те, що вона може бути незначною порівняно з шумами приладу. За даними обробки будують магнітні карти, а в результаті інтерпретації розраховують геометричні параметри, глибину залягання об'єктів, які спричинили аномалію, роблять висновок щодо їх речовинного складу.

Просторовий градієнт поля. Розрахувати просторовий градієнт повного поля можна лише на підставі даних з бортового давача. Якщо задатись якоюсь невеликою відстанню лінії польоту, наприклад 50 м, і допустити, що за час польоту дрона вздовж цієї лінії поле не змінюється (або зміни співмірні з точністю вимірювань), то різниця значень, поділена на відстань, є градієнтом магнітного поля, який має чіткіше виділити контури аномалій. Щось подібне роблять за сканування морського дна ехолотами, радіолокаційного дослідження Землі з супутників; в астрономії та інших галузях це носить назву «синтезована апертура» [Верба и др., 2010]. Такий розрахунок можна виконати і на підставі даних аеромагнітного знімання для інтерпретації його результатів. Слід зазначити, що в публікаціях надається перевага вимірюванню градієнта над вимірюванням напруженості полів [Reeves, 2005].

Щоб зробити висновок стосовно переваги якогось з описаних методів досліджень, слід отримати експериментальні дані і спробувати оцінити результат. У зв'язку з тим, що магнітне поле від поверхневих неоднорідностей є досить слабким навіть зовсім близько від поверхні Землі, під час геомагнітних спостережень за допомогою безпілотного літального пристрою ви-

никає питання щодо можливостей давачів магнітного поля реєструвати варіації саме цього геомагнітного поля на фоні шумів самого магнітометра і, тим більше, значних завад від працюючих електродвигунів носія [Unwin, Postula, 2015]. Звичайно, можна застосувати відомі методи виділення корисного сигналу на фоні шумів. Так, у додатку до публікації, присвяченій методу обробки МТ даних з віддаленої станції [Clarke et al., 1983], наведено формули для розрахунку енергії варіацій корисного сигналу і шумів на підставі даних з локальної і віддаленої точок. У частотному вимірі також є можливість розрахувати прогнозований (очікуваний) корисний сигнал, тобто яким би він був за відсутності шумів. Можна побудувати графік співвідношення сигнал/шум уздовж маршруту польоту на одному чи декількох періодах, що дає змогу зробити висновки стосовно відносної достовірності і надійності застосування згаданих вище методів. Якщо співвідношення сигнал/шум буде більшим за одиницю, можна очікувати, що профілі (вздовж ліній польоту) чи карти (за площею) енергії прогнозованого сигналу дадуть корисну інформацію, подібно до аеромагнітного знімання. Хоча, найімовірніше, перевагу слід надавати розподілу типерів у методі ZТЕМ, оскільки всі розрахунки проводять у частотному вимірі.

Розробка ФЗМ для малих носіїв. На підставі попереднього аналізу можна дійти висновку, що ефективно впровадження методів магнітних досліджень з борту малих рухомих носіїв потребує дуже чутливих магнітометрів для надійного виявлення аномалій. Крім того, в разі для знімання великих площ необхідно мати мобільний легкий пристрій для продуктивних вимірювань за низьких витрат. Нині для аеромаг-

нітного розвідування найчастіше використовують скалярні магнітометри, які мають дуже високу чутливість, а деякі з них — помірну масу для застосування з безпілотними літальними апаратами. Наприклад, рівень шуму магнітометра G-822A на парах цезію менший за $0,001 \text{ нТл} \cdot \text{Гц}^{-1/2}$ (еф.) при частоті дискретизації $0,1 \text{ Гц}$, маса давача і електронного модуля дорівнює 339 і 623 г відповідно [сайт Geometrics]. Однак істотним недоліком скалярних магнітометрів є вимірювання виключно модуля магнітного поля, що обмежує можливості інтерпретації даних.

Для отримання вектора магнітного поля слід вимірювати всі три компоненти. Найпридатнішим для цього є ферозондові магнітометри через їх низькі масу, рівень шуму, енергоспоживання і вартість. Наприклад, відомий ФЗМ, призначений для застосування на борту дрона, має рівень шуму менш як $0,02 \text{ нТл} \cdot \text{Гц}^{-1/2}$ (еф.) на частоті 1 Гц , частоту дискретизації 200 Гц , споживану потужність 6 Вт , масу давача і блока електроніки 200 і 500 г відповідно [сайт SENSYS GmbH]. На жаль, немає інформації про систему збору даних для цього ФЗМ, а його споживана потужність висока для невеликих портативних батарей, і так обтяжених двигунами дрона. Отже, необхідна адаптація високочутливих ФЗМ до вимог невеликого розміру і малої потужності для рухомих носіїв. Розглянемо можливість такої адаптації ФЗМ.

Найважливішим параметром якості магнітометра є його магнітний шум, який виникає через періодичну зміну намагніченості осердя давача ФЗМ і залежить від вибору матеріалу осердя давача, режиму його відпау і способу збудження, а крім того — від вибору матеріалу корпусу давача. Передбачається, що якість сучасних електронних

компонентів, які використовують для виробництва ФЗМ, дає змогу нехтувати їх впливом на кінцеві параметри. Беручи до уваги дуже обмежену енергетичну спроможність дрона, необхідно зменшити, наскільки це можливо, споживану потужність ФЗМ зі збереженням низького рівня шуму, який, як правило, збільшується зі зниженням споживаної потужності. До того ж через рух безпілотника має бути розширений частотний діапазон ФЗМ, тому що зазвичай такі магнітометри призначені для вимірювання повільних коливань магнітного поля до частоти приблизно 1 Гц . Нарешті, для розширення можливості застосування ФЗМ у конфігурації з дроном, наприклад, для виявлення малих локальних неоднорідностей на поверхні Землі або під нею, важливо оцінити рівень сигналів, створених такими локальними об'єктами. Згідно з аналізом, навіть для малої сфери радіусом 1 см очікуваний рівень сигналу на висоті порядку $0,5 \text{ м}$ становитиме $0,5\text{—}0,9 \text{ нТл}$ [Prystai et al., 2016].

Докладний аналіз можливостей зниження споживаної потужності за збереження низького рівня шуму ФЗМ подано у праці [Котерапов, Marusenkov, 2012]. З урахуванням викладених у ній рекомендацій розроблено спеціалізований магнітометр LEMI-026, який має низку переваг над найкращим магнітометром, який описано у публікаціях про орієнтовані на безпілотники ФЗМ — MagDroneOne [сайт SENSYS GmbH]. За даними наведеної таблиці, розроблений магнітометр має суттєві переваги над ФЗМ MagDroneOne за найважливішими параметрами — порогом чутливості і, особливо, споживанням енергії. Крім того, за наявними даними можна припустити, що MagDroneOne є лише ФЗМ, тоді як LEMI-026 є завершеним приладом, який може бути викорис-

таний підвішеним до дрона повністю автономно.

Інша перешкода застосуванню ФЗМ виникає внаслідок постійних змін його осей орієнтації, а також відстані до межі повітря—земля під час магнітного розвідування. Це дуже ускладнює процес вимірювання та інтерпретації даних [Когерапов, Tsvetkov, 2005]. У першому наближенні цю проблему проаналізовано нижче, але вона ще чекає продовження теоретичних досліджень і розробки експериментальної ідеології, що дає змогу отримати остаточні результати з високою точністю.

Результати обробки даних політних випробувань ФЗМ, закріпленого на дроні. Проведемо аналіз результатів,



Рис. 1. Дослідний магнітометр у польоті.

Порівняння технічних параметрів магнітометрів LEMI-026 і MagDrone One

| Параметр | LEMI-026 | MagDrone One |
|---|---|--|
| Діапазон вимірювання магнітного поля | +70000 нТл | +75000 нТл |
| Частотний діапазон | DC...100 Гц | Немає даних |
| Частота дискретизації | 250 Гц | 200 Гц |
| Рівень шуму при частоті 1 Гц | 10 нТл | 20 нТл |
| АЦП (6 каналів) | 32 біт | 24 біт |
| Діапазон вимірювання нахилу | ±30° | Немає даних |
| Роздільна здатність нахиломіру | 0,01° | » |
| Діапазон робочих температур | -20...+60 °С | -20...+50 °С |
| Напруга живлення | 5±0,25 В | 12 В |
| Максимальна споживана потужність | <1,2 Вт | 6 Вт |
| Час запису з внутрішньої батареєю 1900 мА | 5 год | Немає даних |
| GPS-приймач: | | |
| помилка часової мітки максимальна | <100 нс | » |
| швидкість передачі даних | 10 Гц | » |
| Цифровий інтерфейс | Серійний USB | Серійний USB |
| Обсяг внутрішньої пам'яті | 8 Гб | 512 Мб |
| Маса | <1,25 кг | 0,7 кг |
| Розміри | Електронний блок з датчиком і акумулятором: діаметр 96×270 мм | Електронний блок: 205×105×45 мм Датчик: діаметр 35×365 мм |

отриманих в експерименті з описаним вище ФЗМ, прикріпленим до легкого дрона на штанзі завдовжки 3 м (рис. 1). Спочатку було обчислено модуль вектора індукції магнітного поля для кожного моменту часу. Як видно з таблиці, дані від GPS-приймача ФЗМ надходять з частотою 10 відліків за секунду, а дані магнітних давачів — з частотою 250 Гц. Тому перший крок полягає у децимації даних магнітометрів до частоти дискретизації 10 Гц. Далі для кожного моменту часу розраховували модуль вектора індукції магнітного поля за формулою

$$F_f(t, x) = \sqrt{B_x(t, x)^2 + B_y(t, x)^2 + B_z(t, x)^2},$$

де $F_f(t, x)$ — модуль вектора індукції магнітного поля для давача в польоті як функція часу і просторової координати (символ x означає всі просторові координати для спрощення запису); $B_i(t, x)$ — компоненти вектора індукції магнітного поля. Слід зауважити, що для бортового магнітометра змінна часу і просторової координати однозначно пов'язані та залежать одна від одної. Кожному моменту часу відповідає певне розташування в просторі.

Як зазначено вище, мета аеромагнітного знімання — отримання просторового розподілу модуля індукції магнітного поля над досліджуваною територією. Тому з даних бортового магнітометра необхідно усунути вплив часових варіацій магнітного поля за час польоту. Для цього використано дані магнітометра LEM1-026, встановленого як базовий у регіоні досліджень. З його даними проведено такі самі маніпуляції, як і з даними бортового магнітометра, — децимацію та розрахунок модуля повного поля $F_b(t)$. Далі для кожного моменту часу, або для кожної точки в просторі за руху бортового магнітометра (що є те саме), було розраховано

різницю між значеннями поля для рухомої і базової точок:

$$F(x) = F_f(t, x) - F_b(t).$$

Траєкторію польотів дрона, показаного на рис. 1, побудовано на підставі даних GPS-приймача, вбудованого в магнітометр (рис. 2, а). На рис. 2, б подано результат магнітного знімання як залежність різниці між виміряними значеннями модулів напруженості магнітного поля рухомого та базово-

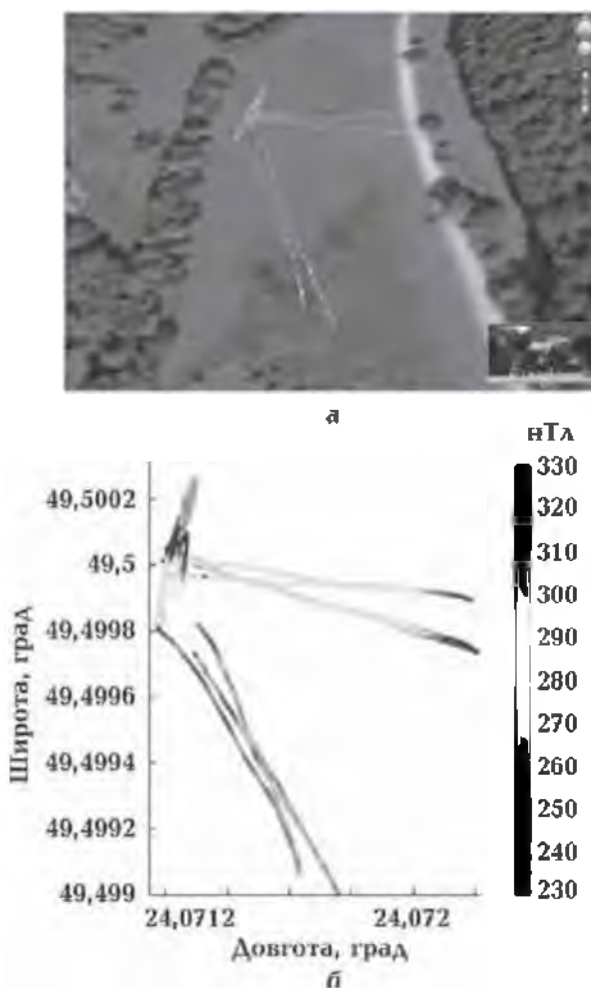


Рис. 2. Результати експериментальних досліджень: а — траєкторія польоту дрона під час випробувань; б — відповідна різниця розрахованих модулів індукції магнітного поля, виміряними магнітометрами на дроні та базовим.

го магнітометрів від координат рухомого. Між двома приладами постійна різниця значень становить приблизно 260—280 нТл. Уздовж різних профілів середні значення трохи різняться (північ—південь — середнє значення близько 260 нТл, захід—схід — у середньому близько 280 нТл). Згідно з аналізом записів компонент поля, найімовірніше це пов'язане з тим, що на різних профілях давачі було зорієнтовано по-різному щодо сторін світу (зовнішнього магнітного поля): компонента B_x у першому випадку була спрямована на північний захід, у другому — на захід.

Спектри компонент індукції магнітного поля. Наступний крок — аналіз спектрів компонент як бортового, так і базового магнітометра для оцінювання рівнів завад і можливості застосування методу ZTEM.

Базовий магнітометр було встановлено стаціонарно, тому від нього очі-

кували такі самі спектри компонент вимірюваної індукції магнітного поля, як і від звичайної МТ станції з ферозондовими давачами. В цьому випадку енергія спектра компонент очікувано наростала від 1 Гц у бік довгих періодів (рис. 3).

Спектри коливань даних нахиломірів T_x, T_y бортового магнітометра (рис. 4) підтверджують його рух. Звичайно спектри сигналів бортового магнітометра не зовсім коректні в системі координат, пов'язаних з магнітним полем Землі, оскільки азимуті осей x та y постійно змінюються під час польоту. Спектри компонент можна розглядати як спектри в системі координат давача. Вони розраховані в основному для експрес-оцінювання того, що можна очікувати від ферозондів, установлених на дроні, в русі. Проте ці спектри дають змогу оцінити величини коливань у даних бортового приладу: як у

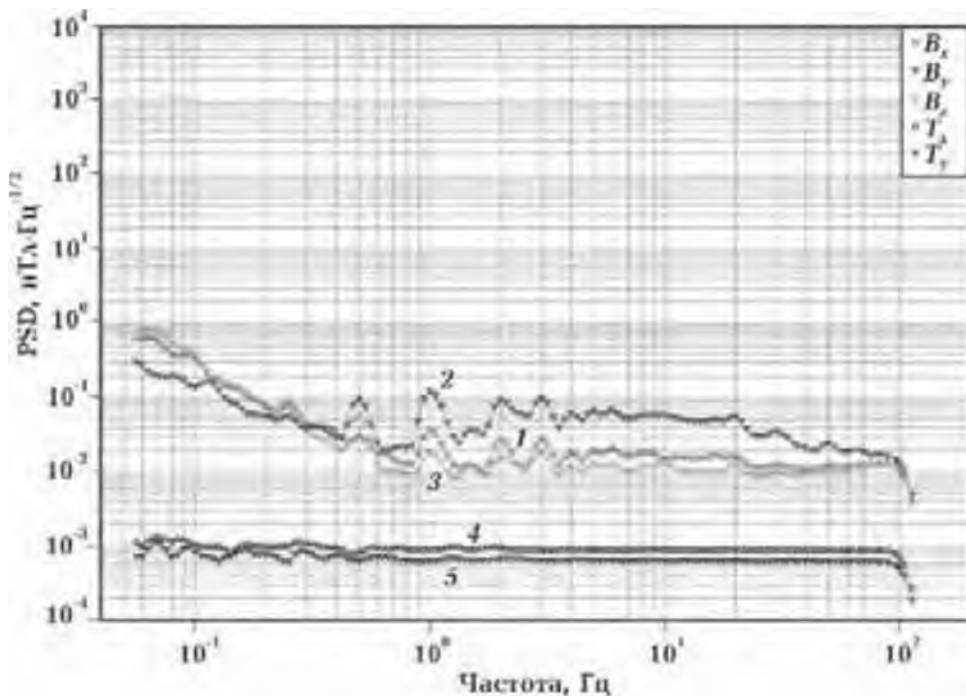


Рис. 3. Спектральна густина енергії компонент стаціонарного (базового) магнітометра Lemi-026. Криві 1—3 — пояснення у верхньому правому куті рисунка); 4, 5 — спектри даних нахиломірів T_x, T_y , град·Гц^{-1/2}.

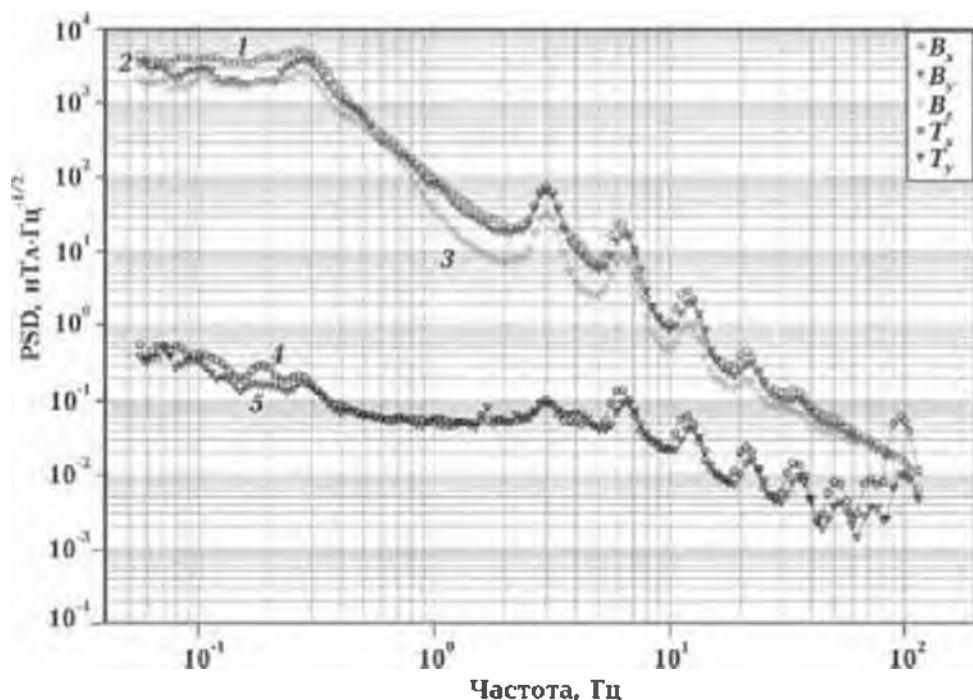


Рис. 4. Спектральна густина енергії компонент рухомого (бортового) магнітометра Lemi-026. Умовні позначення див. на рис. 3.

спектрах магнітних компонент, так і в спектрах нахиломірів виявлено інтенсивні коливання підвісу з частотою приблизно 3 Гц і його гармоніки 6, 12, 24, 36 і 48 Гц.

Слід зазначити, що від індукційних зондувань, які проводять за допомогою МТ та МВ станцій з ферозондовими датчиками, як правило, результат очікують на періодах, довших від 10 с. Власні шуми ФЗМ становлять $0,1\text{--}0,01 \text{ нТл}\cdot\text{Гц}^{-1/2}$ у цьому діапазоні, а на частоті 0,1 Гц (10 с) густина енергії природних варіацій дорівнює $0,15\text{--}0,40 \text{ нТл}\cdot\text{Гц}^{-1/2}$. Інакше кажучи, очікуємо, що корисний сигнал варіацій магнітного поля у декілька разів має перевищувати власні шуми датчика. Водночас аналіз спектрів на рис. 4 показав, що спектральна густина енергії сигналів бортового магнітометра близько 0,1 Гц (10 с) становить приблизно $2000\text{--}4000 \text{ нТл}\cdot\text{Гц}^{-1/2}$, тобто рі-

вень сигналу бортових датчиків більш як у 10 000! разів перевищує рівень очікуваних варіацій природного поля.

Корекція системи координат бортового датчика. Наступний крок — приведення даних бортового приладу до геомагнітної системи координат. Для цього було модифіковано алгоритм, розроблений для метеомагнітної станції LEMI-017 [Ладанівський, 2013]. На відміну від станції LEMI-017, яку встановлюють нерухомо, датчі дронівського магнітометра постійно перебувають у русі. Для нерухомої станції можна усереднити значення нахиломірів за весь період реєстрації даних, і тоді розраховані значення кутів є досить надійними у статистичному розумінні. У випадку магнітометра в русі поворот осей датчиків потрібно розраховувати для кожного відліку, тому що орієнтація осей постійно змінюється. Модифікація алгоритму поля-

гала у врахуванні цієї особливості. При цьому як дані магнітометрів, так і дані GPS-приймача піддавали децимації до частоти дискретизації 1 Гц, після цього виконували повороти осей.

Спектри компонент магнітного поля, приведені до системи координат HDZ, практично не відрізняються від спектрів, наведених на рис. 3 і 4.

Аналіз записів нахиломірів на бортовому приладі показав, що стандартне відхилення дачача під час польоту від середнього значення дорівнювало $0,5^\circ$, а максимальне — близько 2° . Водночас напрямки осей базового магнітометра, згідно з показами його нахиломірів, відрізнялися від горизонталі на кути: $T_x = -0,8^\circ$, $T_y = -1,0^\circ$. Це дало змогу зроби-

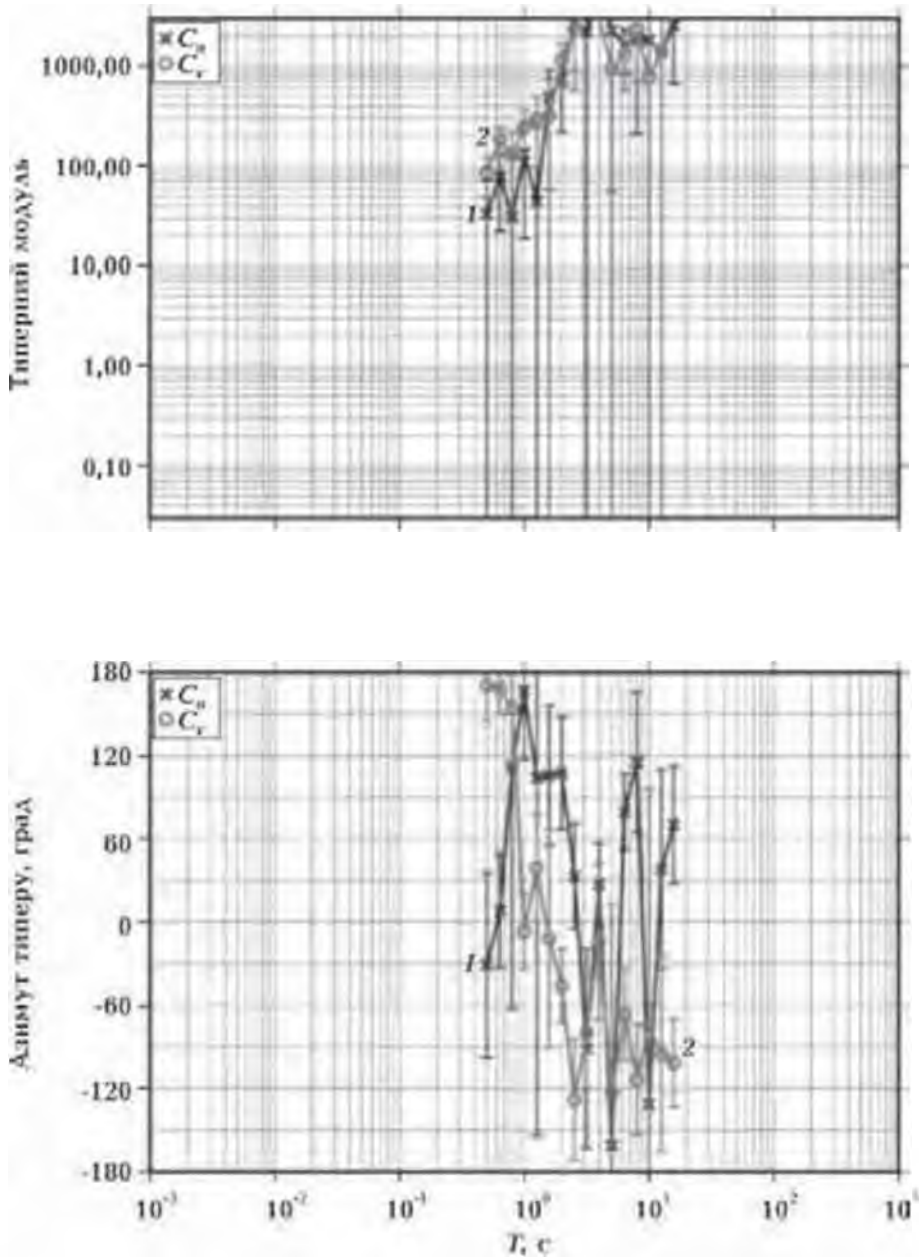


Рис. 5. Магнітоваріаційні передавальні функції, отримані методом ZTEM. Значення компонент B_x та B_y взято зі стаціонарної точки, а B_z — з бортового приладу.

ти попередній висновок, що довжини підвісу достатньо, щоб утримувати під час польоту горизонтальні осі давача в горизонтальному положенні, а вертикальну — у вертикальному з похибкою, співмірною з похибкою встановлення осей базового давача.

Під час приведення осей бортового магнітометра виявилась одна особливість. Оскільки давачі перебувають у постійному русі, проблематично одно-

значно відновити варіації компонент B_x та B_y в горизонтальній площині — азимут осей B_x і B_y можуть постійно змінюватися. Можна відновити варіації компонент B_x та B_y за рахунок часткового усереднення з припущенням, що на час усереднення азимут осей B_x і B_y не змінюються, або використати дані базового магнітометра. Це буде доволі грубим наближенням, тому що в першому випадку давачі постійно рухаються, а в

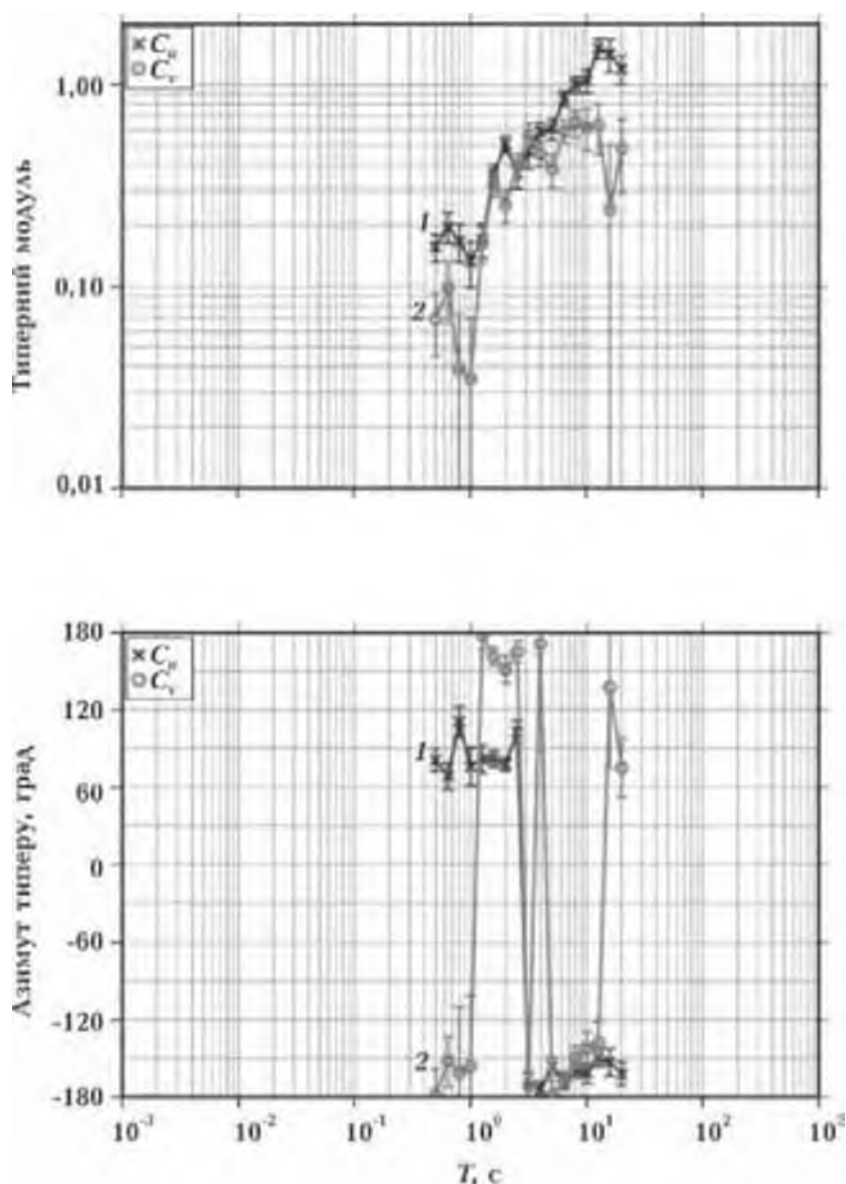


Рис. 6. Магнітоваріаційні передавальні функції в точці встановлення базового магнітометра.

другому — спектри базового і бортового магнітометрів дуже різняться. Можна лише однозначно визначити величину горизонтальної компоненти, тобто значення B_x при умови, що $B_y = 0$.

Для реалізації методу ZTEM потрібно мати вертикальну компоненту B_z з літального апарата і дві горизонтальні компоненти B_x та B_y зі стаціонарної наземної точки. Оскільки компоненту B_z вдається відновити повністю з бортового приладу, було зроблено спробу застосувати метод ZTEM до тестових даних. Вихідні дані обох станцій — стаціонарної та рухомої — було приведено до частоти дискретизації 10 Гц і застосовано описану вище процедуру перерахунку напрямків осей бортового датчика до системи координат HDZ. Було створено комбінований файл, у якому

компоненти B_x та B_y взято зі стаціонарної наземної точки, а B_z — з бортового магнітометра. За допомогою програми обробки МТ даних *lemimt* отримано оцінки передавальних функцій на підставі даних побудованого комбінованого файлу (рис. 5).

Додатково дані зі стаціонарної точки (всі три компоненти від одного базового приладу) теж було оброблено за допомогою програми *lemimt* (рис. 6). Результат практично не відрізняється від звичайної МВ передавальної функції в одній точці.

За теоретичним визначенням, індукційні стрілки не можуть перевищувати одиничне значення. Якщо у разі стаціонарної точки (див. рис. 6) ще можна сказати, що значення близькі до правдоподібних, то для методу ZTEM зна-

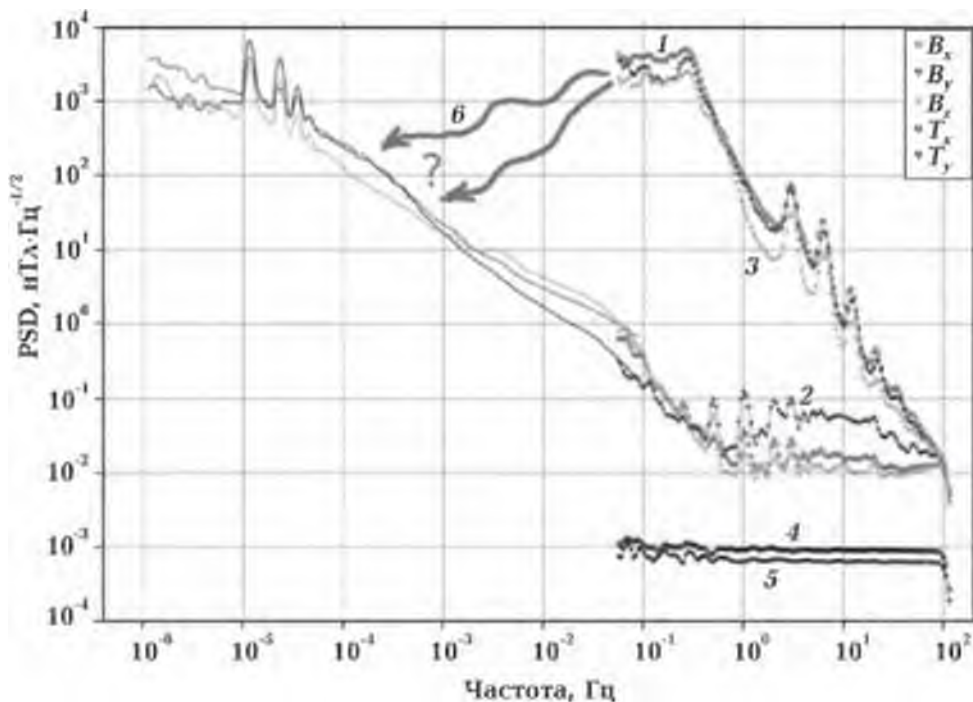


Рис. 7. Порівняння спектральної густини енергії PSD компонент магнітного поля. Криві 1—3 з символами в нижній частині рисунка належать до базового магнітометра; суцільні лінії — спектри компонент геомагнітного поля з обсерваторії «Львів»; Криві з символами, поданими у верхній частині рисунка, відповідають даним бортового магнітометра. Криві 4, 5 — спектри нахилометрів базового магнітометра. Крива 6 — гіпотетична поведінка спектрів компонент бортових магнітометрів.

чення між 100 і 1000 дуже далекі від очікуваних. Отже, підтверджується висновок, що застосування магнітометра у конфігурації з дроном для методу ZTEM не дає результату.

Результативність аеромагнітного знімання. Аналіз рис. 2 показав, що аеромагнітне знімання, навіть у найпростішому варіанті, дає змогу виділити на досліджуваній території аномалії магнітного поля, зумовлені структурними неоднорідностями. Так, на рис. 2, б чітко видно очікувану аномалію біля його верхнього краю, оскільки в цьому місці закопано сталеву трубу, а також двічі підтверджену аномалію біля дороги, не відому перед тестуванням. Імовірно, це може бути трубопровід уздовж дороги.

Перспективи застосування магнітометра з безпілотником можна оцінити за даними рис. 7, на якому показано спектри компонент магнітного поля від різних магнітометрів. З використанням даних з частотою дискретизації 5 с, отриманих на геомагнітній обсерваторії «Львів» протягом 320 днів, від січня до листопада 2010 р., побудовано спектри з періодом до 11 днів. Видно повний збіг спектрів компонент періоду близько 20 с, де вони перекриваються, що є однозначним підтвердженням правильності роботи базового магнітометра. Дані бортового магнітометра демонструють у високочастотній частині спектра перевищення над природним рівнем сигналу та шумів (приладу, дрона і природних у тому числі) приблизно в 10 000 разів. Отже, на підставі аналізу даних рис. 7 можна дійти висновку, що співвідношення між спектральною густиною енергії, яку реєструють бортові давачі, та природним рівнем енергії варіацій зменшуватиметься у бік ниж-

чих частот (довших періодів). Так, на частоті 0,05 Гц (20 с) згадане співвідношення становить уже 2000—3000, а не 10 000, як на частоті близько 1 Гц. Через таку поведінку спектрів можна сподіватися на потенційну результативність аеромагнітного знімання за допомогою дронів, особливо якщо вони можуть довше автономно знаходитись у повітрі — приблизно до 2 год.

Висновки. Проаналізовано можливості застосування магнітометра з безпілотним літальним апаратом для аеромагнітного розвідування. В результаті сформульовано такі висновки.

1. Вивчено можливість приведення осей давачів бортового приладу до геомагнітної системи координат HDZ. За реєстрованими даними і використанням стандартних методів обробки без додаткової інформації однозначно це зробити неможливо. Можна лише надати напрямкам осей x та y горизонтальне положення, а осі z — вертикальне.

2. Усі спроби застосувати метод ZTEM до даних, отриманих від рухомого магнітометра, залишилися безуспішними, і перспектив зміни такої ситуації не видно.

3. Застосування даних рухомого магнітометра до методу аеромагнітного знімання дало частково позитивний результат. Як мінімум, сильні аномалії в магнітному полі виділяються чітко. Для визначення порогу можливості виділення слабших аномалій потрібні додаткові випробування.

4. Для поліпшення співвідношення сигнал/шум (за магнітним полем і кутами інклінометра) під час роботи дрона на профілі необхідна ретельна амортизація підвісу з метою розділення за механічними коливаннями рушійної установки дрона і бортового магнітометра.

Список літератури

- Верба В. С., Неронский Л. Б., Осипов И. Г., Турук В. Г. Системы мониторинга воздушного, космического пространства и земной поверхности. Москва: Радиотехника, 2010. 680 с.
- Ладанівський Б. Т. Перерахунок магнітоваріаційних даних з довільної до геомагнітної системи координат. *Український антарктичний журнал*. 2013. № 12. С. 34—38.
- Ball L. B., Bloss B. R., Bedrosian P. A., Grauch V. J. S., Smith B. D., 2015. Airborne Electromagnetic and Magnetic Survey Data of the Paradox and San Luis Valleys, Colorado. Open-File Report 2015-1024, U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. 23 p.
- Broughton Edge A. B., Laby T. N., 2012. The Principles and Practice of Geophysical Prospecting. Cambridge University Press, 404 p.
- Clarke J., Gamble T. D., Goubau W. M., Koch R. H., Miracky R. F., 1983. Remote-reference magnetotellurics: Equipment and procedures. *Geophys. Prospect.* (31), 149—170.
- Das Y., 2009. Soil magnetism and landmine (metal) detectors. In: J. A. Hannam, R. L. Van Dam, R. S. (eds.). *Harmon Workshop on Soil Magnetism: Multidisciplinary Perspectives, Emerging Applications and New Frontiers*. Report ERDC. P. 15—20.
- Dobos E., Carré F., Hengl T., Reuter H. I., Toth G., 2006. Digital Soil Mapping as a support to production of functional maps. EUR 22123 EN, Luxemburg, Office for Official Publications of the European Communities. 68 p.
- Dyson L., Johnson C., Heppell E., Pieters M., 2007. Archaeological evaluation of wetlands in the Planarch area of North West Europe. The report. 91 p.
- Geometrics, OYO Corporation, <http://www.geometrics.com/geometrics-products/geometrics-magnetometers>.
- Holtham E., Oldenburg D. W., 2010. Three-dimensional inversion of ZTEM data. *Geophys. J. Int.* 182(1), 168—182. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04634.x.
- Korepanov V., Marusenkov A., 2012. Flux-Gate Magnetometers Design Peculiarities. *Surv. Geophys.* (33), 1059—1079. doi:10.1007/s10712-012-9197-8.
- Korepanov V., Tsvetkov Yu., 2005. Gradient magnetometer system for balloons. *Proceedings of the 17th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Sandefjord, Norway, 30 May — 2 June 2005*. P. 443—448.
- Korhonen J. V., 2005. Airborne Magnetic Method: Special Features and Review on Applications. *Geological Survey of Finland, Special Paper* (39), 77—102.
- Linford N., 2009. Archaeogeophysics: Applications and challenges for magnetic methods. In: J. A. Hannam, R. L. Van Dam, R. S. Harmon (eds.). *Workshop on Soil Magnetism: Multidisciplinary Perspectives, Emerging Applications and New Frontiers: Report*. ERDC. Report. P. 35—36.
- Lo B., Zang M., 2008. Numerical modeling of ZTEM (airborne AFMAG) responses to guide exploration strategies. *78th Annual International Meeting, SEG, Las Vegas, Expanded Abstracts* (27). P. 1098—1101.
- Lo B., Legault J. M., Kuzmin P., Combrinck M., 2009. ZTEM (Airborne AFMAG) tests over unconformity uranium deposits. *20th ASEG International Geophysical Conference and Exhibition, Australian Society of Exploration Geophysicists, Extended Abstracts*. 4 p.
- Mayr T., 2009. Digital Soil Mapping — spatial

- variability and prediction of soil properties. In: J. A. Hannam, R. L. Van Dam, R. S. Harmon (eds.). *Workshop on Soil Magnetism: Multidisciplinary Perspectives, Emerging Applications and New Frontiers: Report*. ERDC. Report. P. 41—45.
- Pasion L. R., Billings S. D., Oldenburg D. W., Li Y., Lhomme N., 2009. Soil compensation techniques for the detection of buried metallic objects using electromagnetic sensors, In: J. A. Hannam, R. L. Van Dam, R. S. Harmon (eds.). *Workshop on Soil Magnetism: Multidisciplinary Perspectives, Emerging Applications and New Frontiers: Report*. ERDC. Report. P. 64.
- Prystai A., Korepanov V., Dudkin F., Ladanivskyy B., 2016. Vector Magnetometer Application with Moving Carriers. *Sensors & Transducers* 207(is. 12), 44—49.
- Reeves C., 2005. *Aeromagnetic Surveys: Principles, Practice & Interpretation*. Published by Geosoft, 155 p.
- SENSYS GmbH, <http://www.sensysmagnetometer.com/en/magdrone-one.html>.
- Stull S. D., 2015. *From west to east: current approaches to medieval archaeology*. Cambridge Scholars Publishing, 275 p.
- Unwin N., Postula A., 2015. Motor Bourn Magnetic Noise Filtering for Magnetometers. *Sensors and Transducers* 193(is. 10), 161—169.
- Wannamaker P. E., Legault J. M., 2014. Two-dimensional joint inversion of ZTEM and MT plane-wave EM data for near surface applications. *27th Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, SAGEEP*. P. 134—139.

UAV application for geophysical research

© A. Prystai, B. Ladanivkyi, 2017

The paper provides an overview of the main features of the aeromagnetic survey techniques and some of their types with regards of their use with a new type of small unmanned carriers such as remotely piloted copters or drones. In connection with the emergence of a new set of requirements for on-board magnetometers for drones the development of the corresponding instrument was carried out. The comparison of the created flux-gate magnetometer LEMI-026 technical parameters with similar instrument from abroad is given; a number of its advantages over the known one by such the most important parameters — the sensitivity threshold and especially energy consumption — are noted. Using two constructed experimental models of magnetometer LEMI-026 the possibility of obtaining the data suitable for further processing was tested, and the results of these tests are described. It is shown that a strong anomaly of the magnetic field can be confidently identified and at the same time a number of problems that require solutions for more efficient use of small light UAV with a magnetometer was outlined. So, it is pointed that in order to take advantage of vector measurements that provides flux-gate sensor, the method of reducing the system of coordinates of mobile sensor to the geomagnetic coordinate system requires further upgrade. Existing algorithms for stationary magnetometers solve the problem only partially. Also further attention requires suspension system for separation by mechanical vibrations of drone motor and suspended magnetometer.

Key words: aeromagnetic exploration, drone, magnetometer, tests.

References

- Verba V. S., Neronskiy L. B., Osipov I. G., Turuk V. G., 2010. Systems monitoring air, outer space and the Earth's surface. Moscow: Radiotekhnika, 680 p. (in Russian).
- Ladanivskyy B. T., 2013. Reduction of magnetovariational data from arbitrary to geomagnetic reference system. *Ukrayinsky antarktychnyy zhurnal* (12), 34—38 (in Ukrainian).
- Ball L. B., Bloss B. R., Bedrosian P. A., Grauch V. J. S., Smith B. D., 2015. Airborne Electromagnetic and Magnetic Survey Data of the Paradox and San Luis Valleys, Colorado. Open-File Report 2015-1024, U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. 23 p.
- Broughton Edge A. B., Laby T. N., 2012. The Principles and Practice of Geophysical Prospecting. Cambridge University Press, 404 p.
- Clarke J., Gamble T. D., Goubau W. M., Koch R. H., Miracky R. F., 1983. Remote-reference magnetotellurics: Equipment and procedures. *Geophys. Prospect.* (31), 149—170.
- Das Y., 2009. Soil magnetism and landmine (metal) detectors. In: J. A. Hannam, R. L. Van Dam, R. S. (eds.). *Harmon Workshop on Soil Magnetism: Multidisciplinary Perspectives, Emerging Applications and New Frontiers*. Report ERDC. P. 15—20.
- Dobos E., Carré F., Hengl T., Reuter H. I., Tóth G., 2006. Digital Soil Mapping as a support to production of functional maps. EUR 22123 EN, Luxemburg, Office for Official Publications of the European Communities. 68 p.
- Dyson L., Johnson C., Heppell E., Pieters M., 2007. Archaeological evaluation of wetlands in the Planarch area of North West Europe. The report. 91 p.
- Geometrics, OYO Corporation, <http://www.geometrics.com/geometrics-products/geometrics-magnetometers>.
- Holtham E., Oldenburg D. W., 2010. Three-dimensional inversion of ZTEM data. *Geophys. J. Int.* 182(1), 168—182. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04634.x.
- Korepanov V., Marusenkov A., 2012. Flux-Gate Magnetometers Design Peculiarities. *Surv. Geophys.* (33), 1059—1079. doi:10.1007/s10712-012-9197-8.
- Korepanov V., Tsvetkov Yu., 2005. Gradient magnetometer system for balloons. *Proceedings of the 17th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Sandefjord, Norway, 30 May — 2 June 2005*. P. 443—448.
- Korhonen J. V., 2005. Airborne Magnetic Method: Special Features and Review on Applications. *Geological Survey of Finland, Special Paper* (39), 77—102.
- Linford N., 2009. Archaeogeophysics: Applications and challenges for magnetic methods. In: J. A. Hannam, R. L. Van Dam, R. S. Harmon (eds.). *Workshop on Soil Magnetism: Multidisciplinary Perspectives, Emerging Applications and New Frontiers: Report*. ERDC. Report. P. 35—36.
- Lo B., Zang M., 2008. Numerical modeling of ZTEM (airborne AFMAG) responses to guide exploration strategies. *78th Annual International Meeting, SEG, Las Vegas, Expanded Abstracts* (27). P. 1098—1101.
- Lo B., Legault J. M., Kuzmin P., Combrinck M., 2009. ZTEM (Airborne AFMAG) tests over unconformity uranium deposits. *20th ASEG International Geophysical Conference and Exhibition, Australian Society of Exploration Geophysicists, Extended Abstracts*. 4 p.
- Mayr T., 2009. Digital Soil Mapping — spatial

- variability and prediction of soil properties. In: *J. A. Hannam, R. L. Van Dam, R. S. Harmon (eds.). Workshop on Soil Magnetism: Multidisciplinary Perspectives, Emerging Applications and New Frontiers: Report.* ERDC. Report. P. 41—45.
- Pasion L. R., Billings S. D., Oldenburg D. W., Li Y., Lhomme N., 2009.* Soil compensation techniques for the detection of buried metallic objects using electromagnetic sensors, In: *J. A. Hannam, R. L. Van Dam, R. S. Harmon (eds.). Workshop on Soil Magnetism: Multidisciplinary Perspectives, Emerging Applications and New Frontiers: Report.* ERDC. Report. P. 64.
- Prystai A., Korepanov V., Dudkin F., Ladaniivskyy B., 2016.* Vector Magnetometer Application with Moving Carriers. *Sensors & Transducers* 207(is. 12), 44—49.
- Reeves C., 2005.* Aeromagnetic Surveys: Principles, Practice & Interpretation. Published by Geosoft, 155 p.
- SENSYS GmbH, <http://www.sensysmagnetometer.com/en/magdrone-one.html>.
- Stull S. D., 2015.* From west to east: current approaches to medieval archaeology. Cambridge Scholars Publishing, 275 p.
- Unwin N., Postula A., 2015.* Motor Bourn Magnetic Noise Filtering for Magnetometers. *Sensors and Transducers* 193(is. 10), 161—169.
- Wannamaker P. E., Legault J. M., 2014.* Two-dimensional joint inversion of ZTEM and MT plane-wave EM data for near surface applications. *27th Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, SAGEEP.* P. 134—139.

Литолого-фаціальні моделі залежностей нафти месторождения Пираллахи по данным геофизических исследований скважин

© Л. Ф. Шихова, 2017

Институт нефти и газа НАН Азербайджана,
Баку, Азербайджан
Поступила 20 декабря 2016 г.

Зроблено спробу відтворити умови формування основних літотипів геологічного розрізу і побудувати петрофізичні моделі середовища за деякими горизонтами продуктивної товщі на підставі обробки та інтерпретації даних геофізичних досліджень у свердловинах. При поділі геологічного розрізу на літофаціальні інтервали використано матеріали геофізичних досліджень більш як 470 свердловин, у тому числі каротажні дані щодо уявного питомого опору і спонтанної поляризації. Електрометричні моделі встановлювали за значеннями кривої $\alpha_{сп}$ тобто за відношенням значень кривої спонтанної поляризації до її максимуму, що дало змогу реконструювати палеогеографічну обстановку і відновити генезис осадов. Визначено, що річкові канали мають доволі добрі колекторні властивості. У районі досліджень під час формування нижнього відділу продуктивної товщі виділено два трансгресивні етапи. Виявлено основні закономірності змін петрофізичних параметрів середовища у тривимірному просторі, з урахуванням яких можна створювати ефективніші моделі за подальшої експлуатації родовища Пираллахи.

Ключові слова: літолого-фаціальна модель, продуктивна товща, родовище Пираллахи, Апшеронський архіпелаг.

Объект исследования и использованные материалы. Исследуемая площадь расположена на севере Южно-Каспийской впадины и в геологическом отношении является частью Апшеронской нефтегазоносной области и продолжением в море Главного Кавказского антиклинария [Ализаде и др., 1971].

Объектом исследований был выбран интервал геологического разреза продуктивной толщи (ПТ), заключенный между подошвой Подкирмакинской (ПК) и кровлей Надкирмакинской глинистой (НКГ) свит. При этом использовались данные геофизических исследований скважин (ГИС) по северной

сладке месторождения Пираллахи, расположенной в северо-западной части Апшеронского архипелага.

Отметим, что Кирмакинская (КС) и Подкирмакинская свиты являются основными нефтеносными объектами на месторождении Пираллахи.

Условия осадконакопления отложений продуктивной толщи. Исследованием отложений ПТ занимались К. П. Калицкий, А. О. Ковалевский, М. Ф. Мирчинк, В. П. Батулин, А. Г. Алиев, А. Д. Султанов, И. А. Конохов, П. П. Авдусин, И. И. Потапов, А. А. Ализаде, И. С. Мустафеев, Э. Н. Алиханов, Ф. Г. Рагимханов, Д. Х. Бабаев, А. Н. Гаджиев, Э. Г. Алиев

ва и др. Рассмотрим основные результаты некоторых исследований.

Впервые дельтовая гипотеза о происхождении ПТ была выдвинута К. П. Калицким [Калицкий, 1922]. Он полагал, что отложение ПТ началось в понтическое время и продолжалось до акчагыльского времени, а также, что нижняя часть ПТ своим происхождением обязана деятельности Палео-Волги, тогда как верхняя — Палео-Куры.

По результатам работ В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова [Хайн, Шарданов, 1952] можно сказать, что во время отложения нижнего и верхнего отделов ПТ почти весь Апшеронский полуостров подвергся осушению, а его центральная часть была прорезана широкой долиной реки, впадавшей в южную котловину Каспия, и что в этой реке можно было видеть один из рукавов Палео-Волги.

Согласно минералогическому составу отложения продуктивной толщи Апшеронской области относятся к апшеронскому типу, основным источником питания которой является Русская платформа, привнесенная Палео-Волгой с севера [Мустафаев, 1963; Алиева и др., 2008]. В литологическом отношении отложения апшеронского типа представлены переслаиванием песчано-алеврито-глинистых пород с определенной ритмичностью в осадконакоплении. Отложение и переотложение основной массы осадков протекало в гидродинамических условиях нормальной донно-морской среды на глубинах от нескольких метров при накоплении более песчаных свит до 30—50 м при отложении более глинистых свит [Буряковский, 1977, 1985, 1986].

По результатам исследований [Мехтиев, 1969; Ширали и др., 2014], процесс формирования ПТ протекал в три этапа, совпадающих с тремя крупными

ритмами осадконакопления: от кровли Понтического яруса до подошвы Надкирмакинской песчанистой свиты (НКП); от подошвы НКП до кровли свиты Перерыва и от кровли свиты Перерыва до подошвы Акчагыльского яруса.

Согласно проведенным исследованиям [Велиев, Тагиева, 2009], на Апшеронском полуострове Калинская, Подкирмакинская и Кирмакинская свиты накапливались во время первой трансгрессии, две Надкирмакинские свиты — стабилизации уровня, свита Перерыва — второй регрессии, свиты верхнего отдела — второй трансгрессии. В эпохи нижнего и среднего отдела продуктивной толщи уровень Каспийского моря постоянно опускался, т. е. регрессировал. А трансгрессии отмечались лишь в нескольких регионах (на Апшероне и, возможно, в Западной Туркмении) и были связаны с местными тектоническими движениями.

Согласно исследованиям Н. Р. Абдуллаева [Abdullayev et al., 2012], Надкирмакинская песчанистая свита на территории площади Пираллахи относится к ассоциации аллювиальных фаций с высокой песчаностью, свита ПК и КС — к аллювиально-дельтовой фации со средней и низкой песчаностью соответственно (переслаивание песчаников с озерными глинами), а НКГ характеризуется глинистой и мелкозернистой фацией мелководного бассейна (переход от обстановки мелководного бассейна на севере к обстановке открытого озера на юге).

По литологическим особенностям разрез ПТ подразделяется на девять стратиграфических отделов (свит). К нижнему отделу ПТ относятся свиты Калинская, Подкирмакинская, Кирмакинская, Надкирмакинская песчанистая и Надкирмакинская глинистая, а

к верхнему — свита Перерыва, Балаханская, Сабунчинская и Сураханская. Однако в вышеуказанных работах отсутствуют более конкретные данные, позволяющие оценить направления поисков нефтегазоносных объектов и рекомендации по созданию более эффективных моделей эксплуатации приуроченных к ним залежей.

Методика и теория. В статье использованы данные геофизических исследований, выполненных в 473 скважинах. При разделении геологического разреза на литофациальные интервалы использованы такие каротажные данные, как кажущееся удельное сопротивление и самопроизвольная поляризация (ПС). Определение фаций по данным ГИС проводилось согласно методике, представленной в работах В. С. Муромцева [Муромцев, 1984], А. В. Ежовой [Ежова, 2009] и Н. П. Юсубова [Юсубов, Гулиев, 2015]. При установлении электрометрических моде-

лей использованы значения $\alpha_{\text{ПС}}$ как отношение значения кривой ПС к ее максимуму. Применение данной методики позволило реконструировать палеогидродинамическую обстановку и определить генезис осадков.

Согласно данной методике интервал значений $\alpha_{\text{ПС}} = 0 \div 0,2$ соответствует глинам и алеврито-глинистым породам (чистые и алевритистые глины), формирование которых происходило при очень низком палеогидродинамическом уровне среды седиментации (пятый гидродинамический уровень). Для интервала значений $\alpha_{\text{ПС}} = 0,2 \div 0,4$ характерно наличие алевролитов и глинисто-алевролитовых пород, накопившихся при низком (четвертом) палеогидродинамическом уровне. Значение $\alpha_{\text{ПС}} = 0,4 \div 0,6$ соответствует смешанным (песчано-алеврорито-глинистым) породам, отлагавшимся при среднем (третьем) гидродинамическом уровне. Интервал $\alpha_{\text{ПС}} = 0,6 \div 0,8$ —

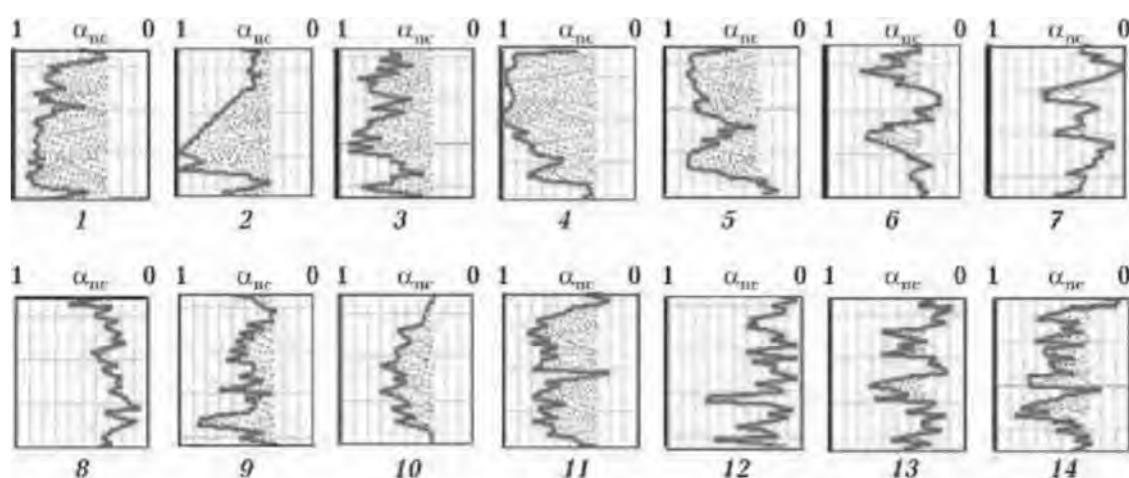


Рис. 1. Основные модели литофаций, определенные по кривым $\alpha_{\text{ПС}}$: русловых отмелей ограниченно меандрирующих рек (1); вдольбереговых трансгрессивных баров и подводных валов (2); фации русловых отмелей интенсивно меандрирующих рек (3); барьерных островов (4); устьевых баров (5); головных частей разрывных течений (6); пойменных (штормовые пески) (7); русел и внутрирусловой отмели (пойменные) (8); надводной равнины дельтового комплекса (9); речных дюн (10); русел или подводного склона дельтового комплекса (11); песков разливов (12); мелководного шельфа (13); подводной равнины дельтового комплекса (14).

пескам мелкозернистым, в различной мере глинистым, образовавшимся при высоком (втором) палеогидродинамическом уровне. Интервал $\alpha_{nc} = 0,8 \div 1,0$ — зоне распространения крупно- и среднезернистых песков, формирование которых происходило при очень высоком (первом) палеогидродинамическом уровне среды седиментации.

Согласно описанной методике проведено разделение слоев на интервалы по соответствию их к определенному литофациальному типу. В результате

анализа каротажных кривых α_{nc} были выделены основные электрометрические модели фаций для свит: НКГ, НКП, КС и ПК (рис. 1).

Результаты исследований. По каротажным кривым было уточнено геологическое строение поднятия Пираллахи по четырем горизонтам. Установлено постепенное затухание продольного разлома в сторону сочленения северного и южного поднятий. Параметры разломов хорошо видны по карте, приведенной на рис. 2.

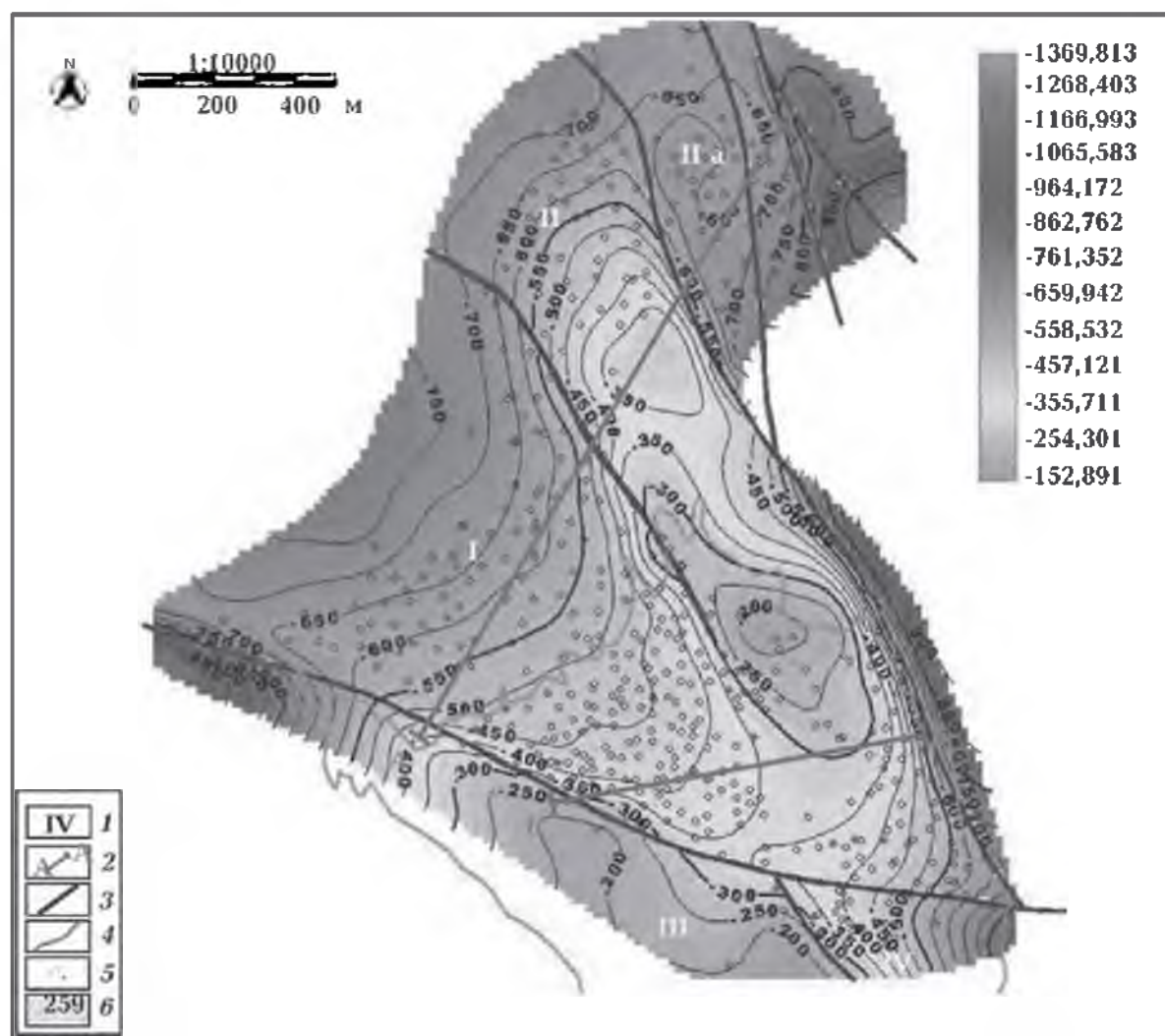


Рис. 2. Структурная карта по кровле свиты КС, построенная автором по данным ГИС: 1 — номер тектонического блока, 2 — линии корреляции, 3 — тектонические разломы, 4 — граница суша/море, 5 — скважины, 6 — значения изолиний.

Ввиду размыва на северном поднятии Пиралахи ПТ представлена свитами нижнего отдела — ПК, КС, НКГ и НКП, лишь крылья и периклинальные части структуры окаймлены отложениями Балаханской свиты.

В результате комплексных геолого-геофизических исследований была создана трехмерная литологическая модель месторождения (рис. 3, а). При сопоставлении керновых и геофизических данных установлено граничное значение $\alpha_{\text{ис}}$ между коллекторами и неколлекторами, равное 0,4. На рис. 3, б показаны последовательные разрезы трехмерной модели в северо-западном—юго-восточном направлении, где наглядно видно частое фациальное замещение глинистых и песчано-алевритистых пород. Согласно гистограмме распределения

частот значений эффективной пористости (рис. 3, в) по всему разрезу ПТ для коллекторов оно составляет примерно 15—16 %, а для неколлекторов — 9÷10 %.

По восстановленному каркасу модели и результатам работ, выполненных по определению петрофизических параметров среды, были построены следующие кубы: литолого-фациальный и пористости.

В северо-западном блоке месторождения, представленным прогибанием складки, наблюдается увеличение мощности КС и ПК свит, а также уменьшение мощностей литофаций в сторону северо-восточного блока. В направлении восточного погружения складки (при пересечении свода брахиантиклинальной складки) общая мощность отложений КС увеличивается (рис. 4, а,

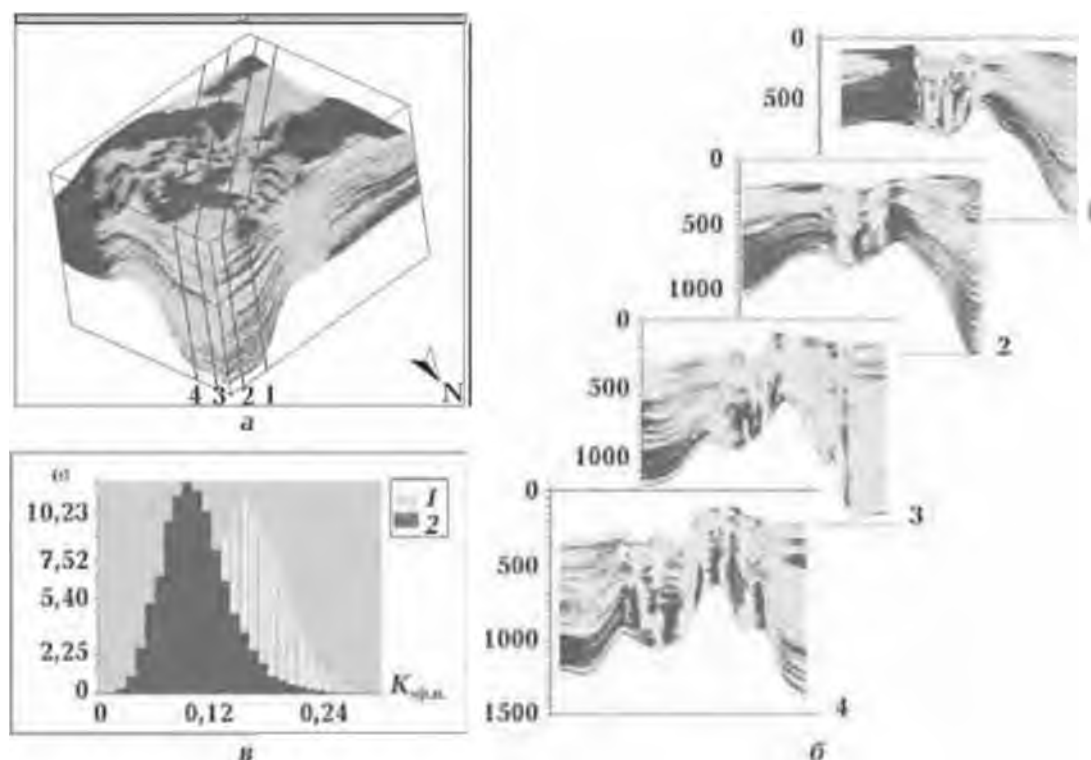


Рис. 3. Трехмерная литологическая модель месторождения Пиралахи (а), разрезы трехмерной модели (б) и гистограмма распределения частот значений эффективной пористости с учетом коллекторских свойств (в: 1 — коллектор, 2 — неколлектор).

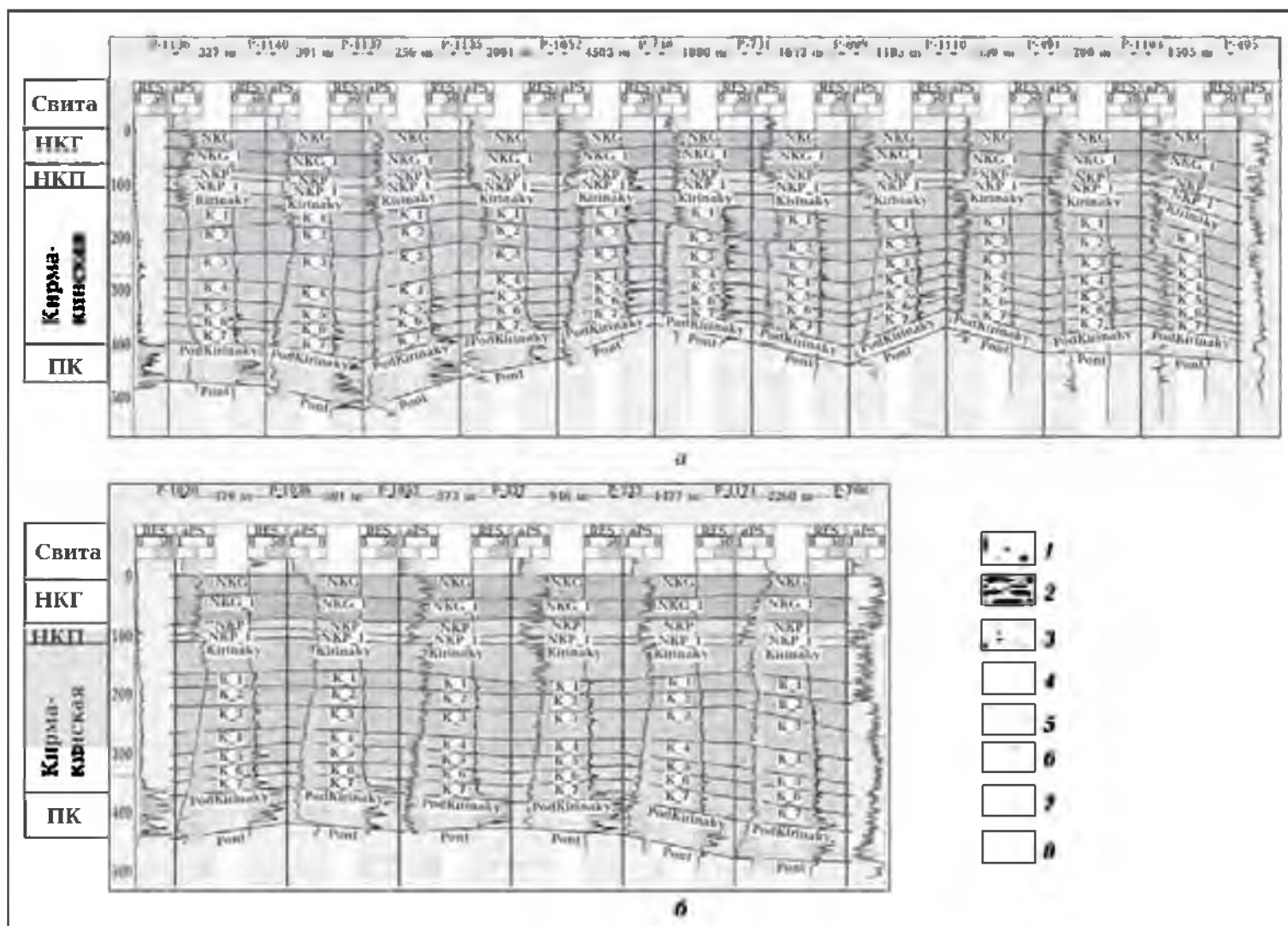


Рис. 4. Литолого-фациальные разрезы продуктивной толщи месторождения Пираллахи (сглаженные по кровле свиты НКГ); *a* — в юго-западном—северо-восточном направлении (схема корреляции по линии А—А); *b* — в западно-восточном направлении (схема корреляции по линии Б—Б); 1 — алевритистые глины, 2 — песчанистые глины, 3 — мелкозернистые пески, 4 — средне- и крупнозернистые пески, 5 — глины, 6 — глинистые алевриты, 7 — песчанистые алевриты, 8 — песчаники.

б). Остановимся на результатах исследований по нижеследующим свитам.

Свита ПК. Мощность свиты колеблется в пределах 10—70 м (среднее значение составляет 55 м). В пределах северо-восточной части складки (присводовой) мощность ее составляет 10—20 м, что связано с особенностями условий осадконакопления в связи с палеотектоническим развитием поднятия. На кривых электрического каротажа свита выделяется резким увеличением значений ρ_k , которые доходят до 75 Ом·м и

более. Свита залегает на Понтическом ярусе со стратиграфическим несогласием. Было установлено преобладание в свите ПК крупно- и мелкозернистых песков и песчаников, образовавшихся, в основном, при очень высоком (первом) палеогидродинамическом уровне седиментации. Для свиты ПК характерны следующие литофациальные типы: 1—10, за исключением 7 и 8 (рис. 5, г). В центральной полосе месторождения (в направлении от севера к югу) в основном были определены фации вдоль бе-

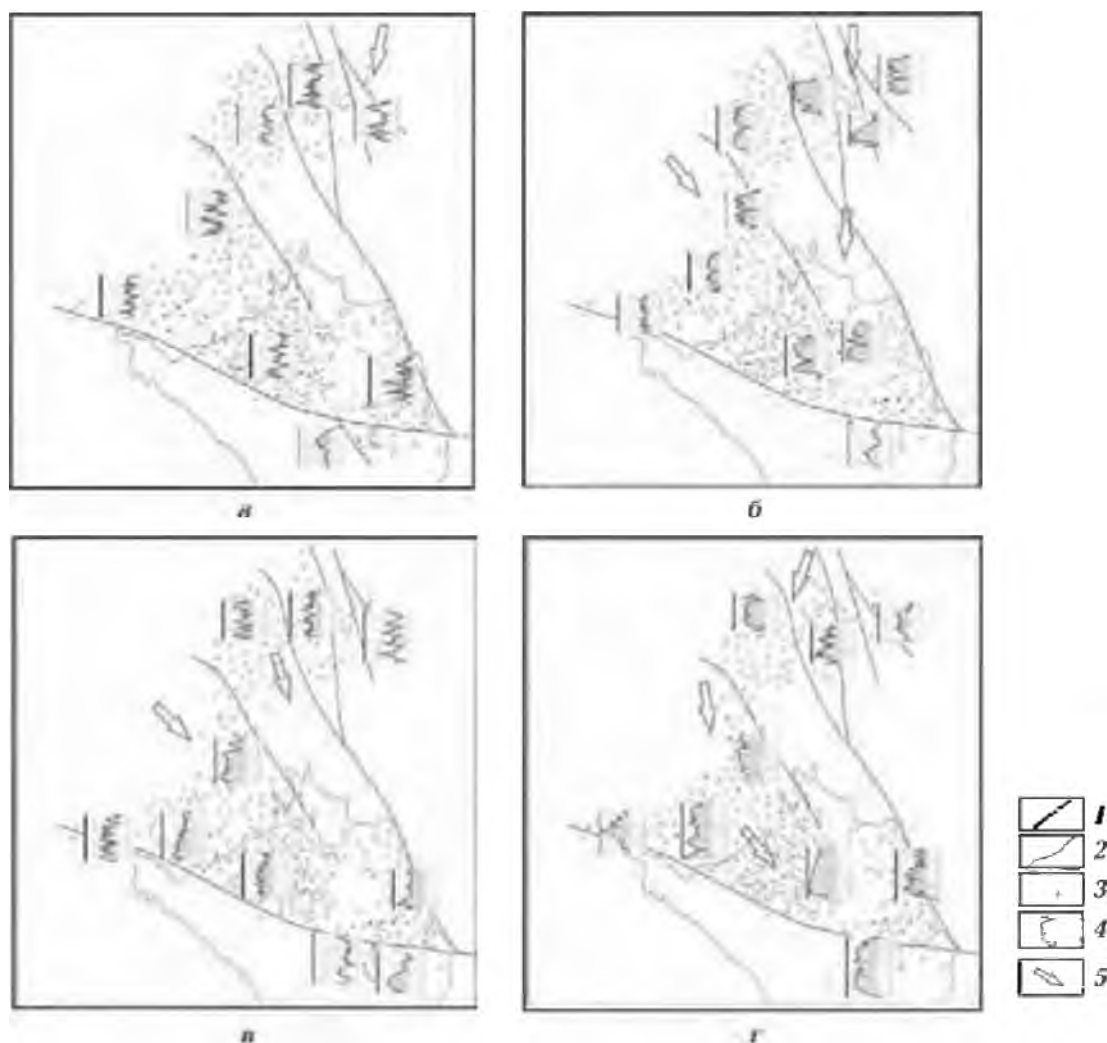


Рис. 5. Распределение литофаций по свитам НКГ (а), НКП (б), нижний отдел КС (в) и ПК (г): 1 — тектонические разломы, 2 — граница суша/море, 3 — скважины, 4 — модель литофации, 5 — направление выноса терригенного материала.

реговых трансгрессивных баров и русловых отмелей, а также интенсивно и ограниченно меандрирующих рек, тогда как в восточной и северо-восточной также встречены фации речных дюн и надводной равнины дельтового комплекса. Основным условием формирования данного интервала можно указать сильное понижение уровня бассейна, которое, в свою очередь, привело к падению уровня эрозии на начальном этапе века ПТ. Данная область во время накопления отложений свиты ПК, вероятно, представляла собой дельтовую равнину с множеством речных каналов.

Свита КС. Мощность колеблется в пределах 240—290 м и увеличивается от свода к крыльям, что связано с конседиментационным характером осадконакопления. Области наиболее повышенной мощности (до 430 м) приурочены к зонам тектонических нарушений. В свите выделено семь литостратиграфических горизонтов. Первые три относятся к Верхнекирмакинскому (более глинистому), а остальные четыре — к Нижнекирмакинскому (более песчанистому) отделам. В кровельной части свиты почти повсеместно выделяется глинистая пачка мощностью до 70 м, а ближе к подошве наблюдается увеличение песчанистости отложений. По каротажным кривым в свите выделяются песчаные пачки со значениями ρ_k до 50 Ом·м и более. Отложения Кирмакинской свиты, представленные чередованием песчано-алевритистых разностей с глинистыми разделами, формировались при низком (верхние горизонты), среднем и высоком (нижние горизонты) гидродинамических уровнях. Интервалу Верхнекирмакинской свиты соответствуют следующие литотипы: 7, 8 и 13, а Нижнекирмакинской — 2, 11, 14 (рис. 5, в). Для верхней подсвиты

наиболее часто характерны пойменные фации и мелководного шельфа, тогда как в нижней подсвите встречены, в основном, фации подводной равнины и склона дельтового комплекса, вдоль-береговых трансгрессивных баров и подводных валов. Постепенное увеличение глинистости к верхам КС свидетельствует о трансгрессии бассейна седиментации и смещении береговой линии на север и северо-запад. Соответственно отложения Кирмакинской свиты, вероятно, формировались в области перехода от дельтовой равнины к обстановке мелководного бассейна в условиях пониженного привноса обломочного материала (особенно в верхнем отделе свиты).

Свита НКП. Увеличивающаяся в восточном направлении мощность свиты колеблется в пределах 30—50 м и представлена средне- и крупнозернистыми плохо отсортированными песками. Песчанистость свиты составляет до 70 %. В свите можно выделить две пачки, причем в верхней присутствуют более алевритистые разности. Свите НКП соответствуют литотипы: 1, 2, 4, 5, 10 и 12, из которых самыми распространенными являются фации русловых отмелей ограниченно меандрирующих рек, барьерных островов и устьевых баров (рис. 5, б). Свита характеризуется началом нового трансгрессивного этапа и представлена, в основном, фациями речных каналов.

Свита НКГ. Мощность свиты составляет примерно 60—80 м. По кривым электрокаротажа верхняя граница свиты хорошо отбивается по резкому отклонению значений ПС в положительную сторону, что является основным коррелятивом при сопоставлении и отбивках разрезов скважин. Свиту можно разделить на две пачки, причем глинистая составляющая в боль-

шей степени преобладает в верхней, а в нижней присутствуют отложения переслаивающихся глин с песчаниками. Свита НКГ представлена литотипами 7, 8, 9, 12, 13 (см. рис. 5, а). Наиболее широко на площади распространены пойменные фации, фации мелководного шельфа и подводной равнины дельтового комплекса. Вероятно, свита НКГ отложилась в зоне перехода от дельтово-речных к озерным условиям.

Заключение. Согласно проведенным исследованиям на площади Пиралахи выделяется два основных типа литологических разрезов, в которых интерпретация данных каротажа имеет свои особенности. Литофациальная изменчивость разрезов связана с ритмической сменой условий накопления осадков.

Так, НКП и ПК относятся к I типу разрезов, образованному в начале трансгрессивных периодов при активном воздействии подводных движений воды. Отложения этого типа, представленные аллювиально-дельтовыми фациями, характеризуются повышенным содержанием песчаной фракции, невысокой глинистостью, увеличением мощности отдельных пластов. НКГ и КС можно отнести ко II типу, сформированному в периоды наибольшего развития трансгрессий в условиях мел-

ководного бассейна. Здесь наблюдается преобладание алевритовой фракции над песчаной, относительно высокая глинистость и частое переслаивание тонких пропластков глин, алевритов, песков и их переходных разновидностей.

В целом, в районе исследований можно выделить два основных трансгрессивных этапа: от подошвы ПК до кровли КС и от подошвы НКП до кровли НКГ. Постепенное уменьшение зернистости терригенных пород к концу каждого этапа связано с ослаблением действия гидродинамической среды отложений.

Увеличение мощности свит от свода складки к ее крыльям и межформационные нарушения подтверждают конседиментационный характер поднятия. Вынос терригенного материала в основном происходил с северной и северо-западной областей.

В заключение необходимо отметить, что основная роль в формировании объектов с достаточно хорошими коллекторскими свойствами принадлежит речным каналам. Сформированные песчаные объекты как в наиболее перспективной по наличию коллекторов нефти свите ПК, так и в вышележащих свитах являются в основном ловушками фациальных замещений и приурочены к крыльям брахиантиклинального поднятия.

Список литературы

- Алиева Э. Г., Алиев Ч. С., Гусейнов Д. А., Бабаев Ш. А., Мамедов Р. М. Условия седиментации отложений нижнего отдела продуктивной толщи и их естественная радиоактивность. *Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов*. 2008. № 1. С. 89—108.
- Ализаде А. А., Ахмедов Г. А., Аванесов В. Т. Каталог коллекторских свойств Продуктивной толщи Азербайджана. Баку: Эльм, 1971. 368 с.
- Буряковский Л. А. Альбом петрофизических связей для разреза Продуктивной толщи Апшеронской нефтегазоносной области и прилегающей акватории Каспийского моря. Баку: Эльм, 1986. 32 с.
- Буряковский Л. А. Исследование коллекторов нефти и газа морских месторождений Азербайджана методами промысловой геофизики. Баку: Эльм, 1977. 102 с.
- Буряковский Л. А. Петрофизика нефтяных

- и газовых коллекторов Продуктивной толщи Азербайджана. Баку: Эльм, 1985. 196 с.
- Велиев С. С., Тагиева Е. Н. Палеогеография Каспийского моря в эпоху Продуктивной толщи. *Изв. Дагестан. гос. педагог. ун-та. Естественные и точные науки*. 2009. № 4. С. 101—107.
- Ежова А. В. Литология: учебник. 2-е изд. Томск: Изд. Томск. политехн. ун-та, 2009. 336 с.
- Калицкий К. П. О продуктивной толще Апшеронского полуострова. *Нефтяное и сланцевое хозяйство*. 1922. № 14.
- Мехтиев Ш. Ф. Пробл емы генезиса нефти и формирования нефтегазовых залежей. Баку: Изд. Академии наук Азерб. ССР, 1969. 325 с.
- Мустафаев И. С. Литофации и палеогеография среднеплиоценовых нефтегазоносных отложений Каспийской впадины. Баку: Азернешр, 1963. 194 с.
- Муромцев В. С. Электрометрическая геология песчаных тел литологических ловушек нефти и газа. Ленинград: Недра, 1984. 259 с.
- Хаин В. Е., Шарганов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку: Изд. Академии наук Азерб. ССР, 1952. 346 с.
- Ширали И. Я., Юсифов М. Г., Мамедова М. А., Балаев Э. С. Происхождение апшеронской фации Продуктивной толщи и ее ареал в Южном Каспии. *Азербайджанское нефтяное хозяйство*. 2014. № 2. С. 3—11.
- Юсубов Н. П., Гулиев И. С. Литолого-фациальные модели месторождения Гарадаг, 8 Марта, Сангачалы-дениз, Дуванный-дениз, Булла-адасы и Булла-дениз, приуроченные к Свите перерыва по данным ГИС. *Азербайджанское нефтяное хозяйство*. 2015. № 5. С. 3—8.
- Abdullayev N. R., Riley G. W., Bowman A. P., 2012. Regional controls on lacustrine sandstone reservoirs: the Pliocene of the South Caspian basin. In: O. W. Baganz, Y. Bartov, K. M. Bohacs, D. Nummedal (eds.). *Lacustrine sandstone reservoirs and hydrocarbon systems*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir 95, P. 71—98.

Litho-facial models of Pirallahi field's oil deposits on geophysical well logging data

© L. F. Shikhova, 2017

Performed work aims to recreate the formation conditions of the basic lithotypes of geological section and construction of petrophysical models of medium on several horizons of Productive series on the basis of processing and interpretation of geophysical well logging data. By separating the geological section into lithofacies intervals, the data of geophysical investigations of more than 470 wells, including such well log data as apparent resistivity and spontaneous polarization has been used. The definition of electrometric models produced by the α_{sp} curve values, i. e., ratio of SP curve to its maximum, which made it possible to reconstruct the paleogeographic setting and restore the genesis of sediments. It was determined that river channels have very good reservoir properties. During formation of the lower division of Productive series two transgressive stages have been distinguished in the research area. The main variation regularities of petrophysical parameters of the medium have been revealed in three-dimensional

space, consideration of which will allow us to create more effective models for further exploitation of Pirallahi field.

Key words: litho-facial model, Productive series, Pirallahi field, Apsheron archipelago.

References

- Aliyeva E. G., Aliyev Ch. S., Guseynov D. A., Babayev Sh. A., Mamedov R. M., 2008. Depositional Environment of Deposits of Productive Series Lower Division and Their Natural Radioactivity. *Stratigrafiya i sedimentologiya neftegazonosnykh basseynov* (1), 89—108 (in Russian).
- Alizade A. A., Akhmedov G. A., Avanesov V. T., 1971. Catalogue of reservoir properties of the Productive series of Azerbaijan. Baku: Elm, 368 p. (in Russian).
- Buryakovskiy L. A., 1986. Album of petrophysical relationships for Productive series of Apsheron oil and gas region and the adjacent area of Caspian Sea. Baku: Elm, 32 p. (in Russian).
- Buryakovskiy L. A., 1977. Investigations of Azerbaijan offshore oil and gas reservoirs by well logging methods. Baku: Elm, 102 p. (in Russian).
- Buryakovskiy L. A., 1985. Petrophysics of oil and gas reservoirs of Productive series of Azerbaijan. Baku: Elm, 196 p. (in Russian).
- Veliyev S. S., Tagiyeva E. N., 2009. Paleogeography of Caspian Sea in Productive Series Time. *Izvestiya Dagestanskogo gosudarstvennogo pedagogicheskogo universiteta. Yestestvennyye i tochnyye nauki* (4), 101—107 (in Russian).
- Yezhova A. V. 2009. Lithology: a textbook. 2nd ed. Tomsk: Publ. Tomsk Polytechnic University, 336 p. (in Russian).
- Mehdiyev Sh. F., 1969. Problems of oil and gas deposit's genesis and formation. Baku: Publ. Azerbaijan Academy of Sciences of SSR, 325 p. (in Russian).
- Mustafayev I. S., 1963. Lithofacies and paleogeography of middle pliocene oil and gas deposits of the Caspian basin. Baku: Azerneshr, 194 p. (in Russian).
- Muromtsev V. S., 1984. Electrometric geology of sand objects of oil-gas lithological traps. Leningrad: Nedra, 259 p. (in Russian).
- Kalitskiy K. P., 1922. About the Productive Series of Absheron peninsula. *Neftyanoye i slantsevoye khozyaystvo* (14) (in Russian).
- Khain V. E., Shardanov A. N., 1952. The geological history and structure of the Kura depression. Baku: Publ. Azerbaijan Academy of Sciences of SSR, 346 p. (in Russian).
- Shirali I. Ya., Yusifov M. G., Mamedova M. A., Balayev E. S., 2014. The Origin of Apsheron Facies of Productive Series and its Areal in South Caspian Sea. *Azerbaydzhanskoye neftyanoye khozyaystvo* (2), 3—11 (in Russian).
- Yusubov N. P., Guliyev I. S., 2015. Litho-facial Models of Garadagh, 8 Marta, Sangachal-Deniz, Duvani-Deniz, Bulla Adasi and Bulla-Deniz fields, Confined to Pereriva Suite on Well Logging Data. *Azerbaydzhanskoye neftyanoye khozyaystvo* (5), 3—8 (in Russian).
- Abdullayev N. R., Riley G. W., Bowman A. P., 2012. Regional controls on lacustrine sandstone reservoirs: the Pliocene of the South Caspian basin. In: O. W. Baganz, Y. Bartov, K. M. Bohacs, D. Nummedal (eds.). *Lacustrine sandstone reservoirs and hydrocarbon systems*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir 95, P. 71—98.

Оценка петрофизической неоднородности нефтегазовых резервуаров по данным геофизических исследований скважин (на примере месторождения Гюнешли)

© А. А. Феизуллаев, В. Н. Лунина, Г. Т. Ахмедова, 2017

Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан
Поступила 28 декабря 2016 г.

Дослідження характеру мінливості в просторі петрофізичних властивостей порід, тобто їх макро- і мікронеоднорідності, мають особливе значення, оскільки контролюють ступінь флюїдонасичення та інтенсивність флюїдодинаміки. Їх широко застосовують при підрахунку запасів і складанні проектів розробки нафтогазових родовищ. У статті оцінено геологічну неоднорідність і порід-колекторів за даними геофізичних досліджень свердловин (ГДС) на прикладі світи перериву родовища Гюнешлі, яка за величиною запасів є основним нафтоносним об'єктом. Світа представлена чергуванням крупно- і середньозернистих пісків, пісковиків та алевритів з малопотужними глинистими пластами. Наведено основні параметри мікронеоднорідності по блоках у цілому світи перериву, які отримано по свердловинах початкового періоду розробки: розчленованість (кількість шарів), потужність одного пласта і сумарна нафтонасичена потужність. Для вивчення неоднорідності порід-колекторів з використанням даних ГДС вибрано відносну амплітуду аномалії, що характеризує літологічні та фільтраційно-ємнісні властивості порід. Отримано залежності початкових дебітів свердловин і коефіцієнтів витіснення нафти від параметрів неоднорідності пласта-колектору. Показано вплив неоднорідності на показники виробленості нафти з покладу. За результатами досліджень виявлено зони, які мають ліпші фільтраційно-ємнісні властивості, що може бути використано для об'єктивнішого оцінювання запасів нафти і вибору оптимального режиму розробки.

Ключові слова: фільтраційно-ємнісні властивості, породи-колектори, геологічна неоднорідність, виробленість, поклад.

Введение. Общеизвестно, что геологические объекты характеризуются множеством свойств, специфичных с точки зрения закономерностей распределения их значений в геологическом пространстве, которые выражаются через понятие неоднородность. Исследование проблемы неоднородности нефтегазоносных отложений получило широкое развитие в связи с проектированием разработки. Одними

из первых в этом направлении были публикации Е. И. Семина и Ю. П. Борисова [Семина, 1965; Борисов и др., 1970]. Нет единого мнения в вопросе о том, какое понятие надо вкладывать в термин «неоднородность». Так, при изучении неоднородности выделяют ее разновидности, среди которых наиболее распространенной является геологическая неоднородность, которая по характеру распределения в отношении

залежи нефти делится на: неоднородность, связанную с расслаиванием единого горизонта на ряд пластов или пропластков; с частичным замещением пористых пород глинами и аргиллитами; с резким изменением коллекторских свойств по всей его мощности и т. д. [Борисов и др., 1970]. По мнению упомянутых исследователей, такая систематизация позволяет более правильно учитывать неоднородность при выборе мероприятий по воздействию на пласт, что особенно важно для залежей нефти, приуроченных к терригенным отложениям, характеризующимся значительной литологической изменчивостью.

Особое значение имеют исследования характера и степени изменчивости в пространстве петрофизических свойств пород, т. е. макро- и микронеоднородности пласта, контролирующей степень его флюидонасыщения и интенсивность флюидодинамики, широко применяющиеся при подсчете запасов и составлении проектов разработки нефтегазовых месторождений [Борисов и др., 1970; Дахнов и др., 1981; Демушкина, Ильченко, 2003].

Фактический материал и методика исследований. Изучение макро- и микронеоднородности проведено с использованием данных геофизических скважин на примере свиты Перерыва (СП) продуктивной толщи мелководной части месторождения Гюнешли, которая по величине запасов является основным нефтеносным объектом. Общая мощность свиты изменяется в пределах 90—140 м, увеличиваясь от западной к восточной части площади и составляя в среднем 127 м. Она выражена чередованием крупно- и среднезернистых песков, песчаников и алевроитов с маломощными глинистыми пластами. По геофизическим харак-

теристикам разделяется на две части. В отличие от верхней части (СП_в) коллекторские свойства нижней части (СП_н) изменяются незначительно и характеризуются более выдержанной по площади нефтенасыщенной мощностью. Согласно проектным документам, это послужило основой для ввода в разработку нижней части СП (по схеме разработки снизу вверх).

По 35 образцам, отобраным из отложений СП, было выполнено 35 анализов гранулометрического состава и карбонатности, 26 — пористости и 21 — проницаемости. Коллекторские свойства СП характеризуются следующими значениями: пористость изменяется от 4,6 до 32,3 % (в среднем составляет 19 %), карбонатность — от 1,2 до 30,4 % (в среднем 8,6 %), глинистость — от 7,4 до 49,2 (в среднем 23,7 %), проницаемость — от 0,0 до $1699 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ (в среднем $172 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$).

В таблице приводятся основные параметры макронеоднородности по блокам СП, полученные по скважинам начального периода разработки. Видно, что количество пластов по разрезу изменяется от 6 до 18, составляя в среднем 12, мощность одного прослоя и суммарная нефтегазонасыщенная мощность по скважине — от 1 до 19 и от 22,5 до 95,1 м соответственно, составляя в среднем 5,5 и 64 м. Следует отметить, что на кривой ПС коллекторы СП_в характеризуются амплитудами от 12 до 28 мВ, а СП_н — от 8 до 32 мВ. Наряду со статистическими методами, изучающими неоднородность пластов, большими возможностями обладают геофизические методы исследования скважин (ГИС), позволяющие изучать любой геофизический параметр. Для изучения неоднородности пород-коллекторов с использованием данных ГИС была выбрана методика, пред-

Показатели макронеоднородности разреза СП месторождения Гюнешли

| Блоки | Количество пластов | | | Мощность одного пласта, м | | | Суммарная нефтенасыщенная мощность, м | | |
|-----------|---|----|---------|---------------------------|------|---------|---------------------------------------|------|---------|
| | от | до | среднее | от | до | средняя | от | до | средняя |
| I | 11 | 17 | 14 | 1,2 | 12,8 | 4,6 | 40 | 82,5 | 60 |
| II | 7 | 16 | 10 | 1,6 | 11 | 4,85 | 30 | 83 | 54,2 |
| III | 6 | 14 | 9 | 1 | 7,5 | 5,1 | 22,5 | 67 | 43 |
| IV V | К началу разработки нет скважин, давших нефть | | | | | | | | |
| VI | 11 | 15 | 12 | 1,2 | 15 | 4,2 | 28,4 | 63,5 | 52,3 |
| VI a | 12 | 15 | 14 | 1,5 | 8,9 | 4,9 | 59,5 | 72,4 | 66 |
| VII | 9 | 17 | 13 | 1,5 | 15 | 5,2 | 52 | 83,4 | 64,6 |
| VIII | 10 | 14 | 12 | 1,4 | 16,5 | 5,9 | 39,5 | 86,4 | 70,2 |
| IX | 9 | 18 | 12 | 1 | 14 | 5,5 | 54,5 | 95,1 | 70,2 |
| X | 10 | 15 | 13 | 1,5 | 12 | 4,7 | 56 | 67,2 | 62,7 |
| XI | 11 | 15 | 14 | 2 | 12 | 4,7 | 57,5 | 71 | 64,5 |
| XI a* | 16 | — | 16 | 1,6 | 9,6 | 4,2 | — | — | 68 |
| XII | 11 | 15 | 13 | 1 | 18 | 5,6 | 53,4 | 74,1 | 65,8 |
| XIII | 11 | 17 | 14 | 1 | 14,5 | 5,3 | 59,5 | 88,2 | 72,3 |
| XIV | 10 | 14 | 12 | 2 | 18 | 6,1 | 66 | 83 | 73,6 |
| XIV a | 11 | 15 | 13 | 1,5 | 15 | 5,3 | 64 | 74,5 | 69,2 |
| XV | 12 | 13 | 12 | 1 | 19 | 6,3 | 68 | 93,5 | 77,8 |
| В среднем | 6 | 18 | 12 | 1 | 19 | 5,5 | 22,5 | 95,1 | 64 |

* Данные приведены по одной скважине, в которой выделено 16 пластов.

ставленная в работе [Демушкина и др., 2003; Золоева, 1995], и относительная амплитуда ПС ($\alpha_{ПС}$), характеризующая литологические и фильтрационно-емкостные свойства пород.

С помощью этой методики были определены коэффициенты средней вертикальной расчлененности (P) и средней относительной изменчивости (I) параметра $\alpha_{ПС}$. Коэффициент

средней вертикальной расчлененности P определялся по формуле

$$P = \frac{n}{H},$$

где n — число экстремумов на диаграмме ПС, H — интервал глубин с числом экстремумов, равным n .

Коэффициент средней относительной изменчивости изучаемого параметра

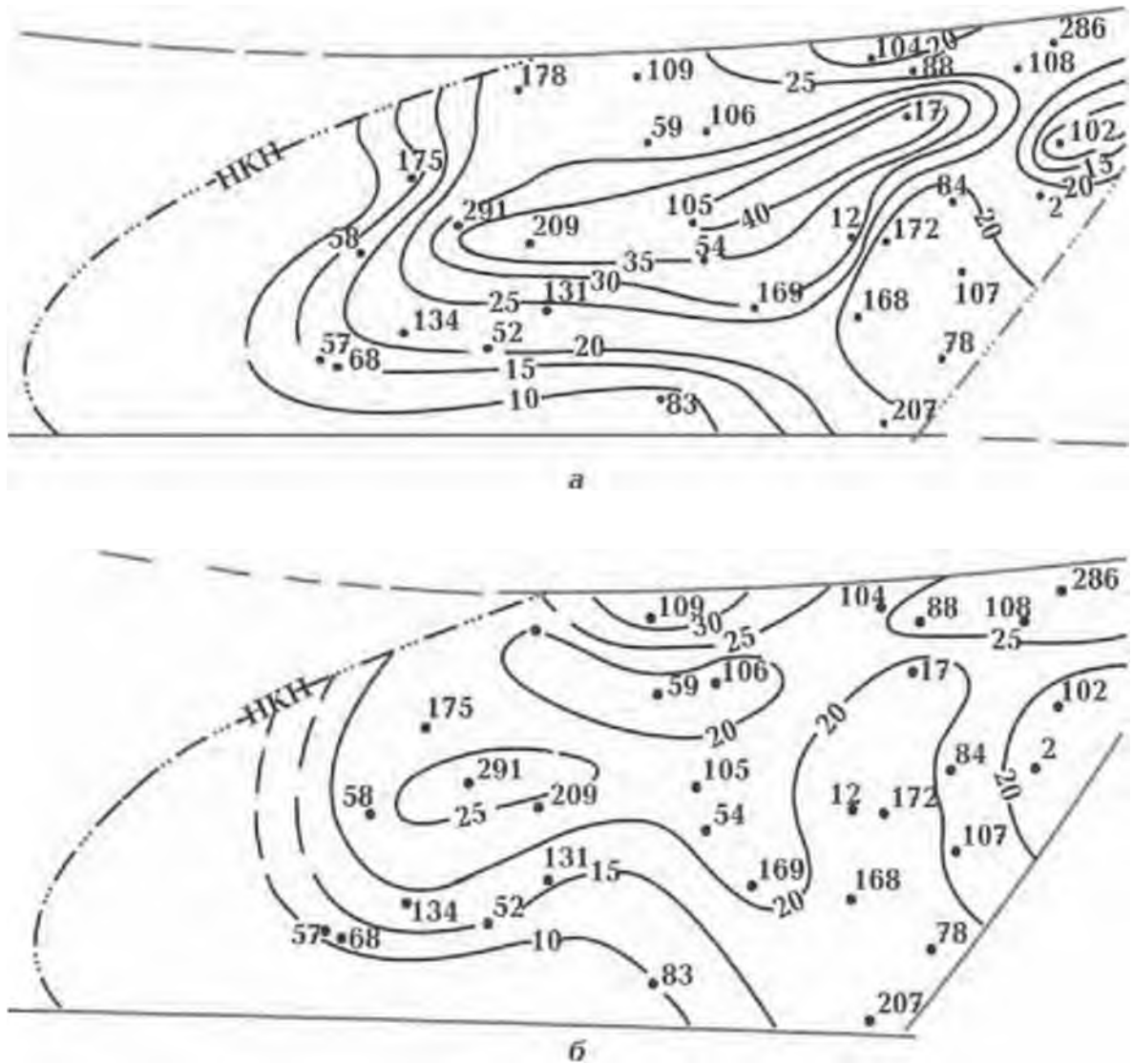


Рис. 1. Карта распределения значений неоднородности литолого-емкостных свойств (Р-И) по СП₂ (а), СП_n (б) месторождения Гюнешли (VII блок).

тра И представляет собой сумму модулей относительных изменений параметра $\alpha_{ПС}$, приходящихся на единицу мощности, рассчитывался по формуле

$$И = \sum_{i=1}^n \left| \alpha_{ПС_{i+1}} - \alpha_{ПС_i} \right| / H.$$

Была проведена интерпретация материалов ГИС по 33 скважинам с использованием комплексного параметра, представляющий собой произведение Р-И, который одновременно учи-

тывает частоту чередования по глубине пластов с различными значениями $\alpha_{ПС}$ и интенсивность изменения этого параметра с глубиной и позволяет наиболее эффективно изучать неоднородность коллекторов, что в свою очередь дает возможность более достоверно оценивать такие параметры как пористость, проницаемость, нефтенасыщенность, плотность запасов и т. д.

По данным ГИС были определены коэффициенты Р и И, их произведение

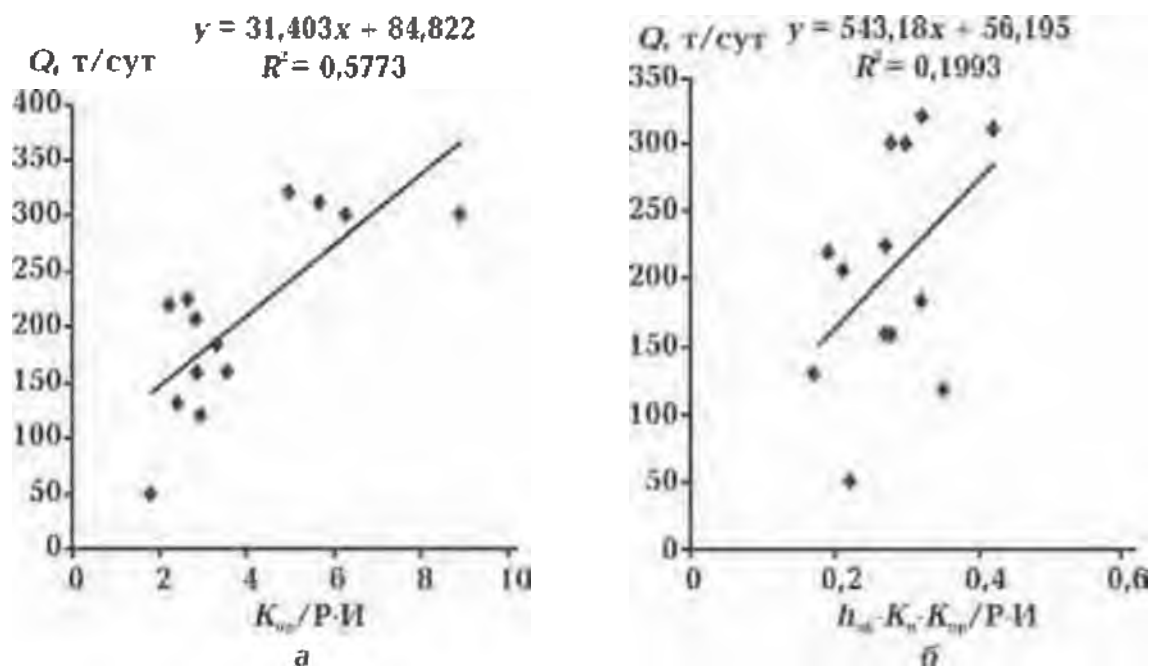


Рис. 2. Зависимости начальных дебитов скважин от параметров неоднородности: а — $K_{пр}/(P-I)$, б — $(h_{эф} \cdot K_n \cdot K_p)/(P-I)$.

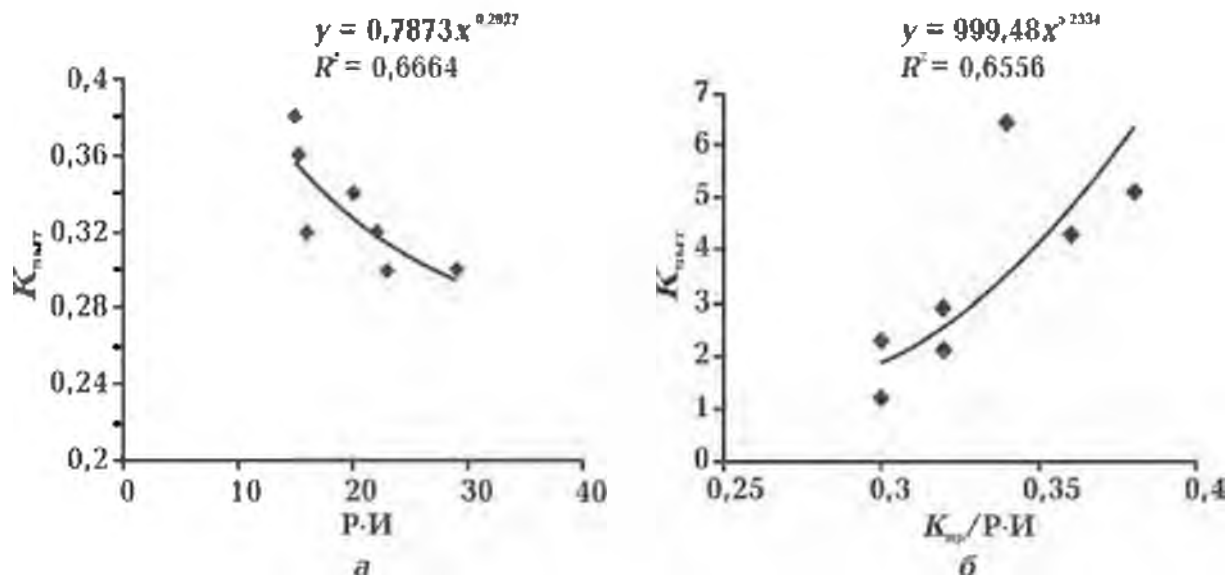


Рис. 3. Зависимости коэффициента вытеснения нефти от параметров неоднородности пласта-коллектора (СПн): а — $P-I$, б — $K_{пр}/P-I$.

$P-I$, значения эффективной нефтенасыщенной мощности ($h_{эф}$), коэффициенты нефтенасыщенности (K_n), по-

ристости (K_p), проницаемости ($K_{пр}$) по пластам, а также значения суммарной нефтенасыщенной мощности и сред-

ние значения пористости и проницаемости по $СП_v$, $СП_n$ по СП в целом и в каждой скважине. Кроме того, были рассчитаны произведения $h_{эф} \cdot K_n \cdot K_n$, представляющие собой плотность запасов, а также отношения этих параметров к значению Р-И, которые позволяют одновременно учитывать как фильтрационно-емкостные свойства пород, так и неоднородность разреза в целом. Результаты интерпретации материалов ГИС по скважинам были использованы для построения карт распределения полученных параметров по изучаемой площади.

Параметр неоднородности (Р-И) изменяется в $СП_v$ от 10 до 33, в $СП_n$ — от 9 до 49 (рис. 1). Низкие значения Р-И, соответствующие однородным пластам с хорошими коллекторскими свойствами, наблюдаются на участке расположения скв. 68, 83, 172, 131 (для $СП_v$ значение Р-И составляет 10—14; для $СП_n$ — 4—15). Для этих скважин характерна высокая плотность запасов — от 7,92 (скв. 68) до 10,65 (скв. 131) и начальные дебиты нефти — 300 т/сут (скв. 131). Установлена очевидная тенденция увеличения начального дебита скважин с ростом комплексного параметра $K_{пр}/(Р-И)$, величина которого тем выше, чем более однороден объект эксплуатации и лучше его коллекторские свойства (рис. 2, а). На участке расположения СКВ. 108, 88, 109 (рис. 1, а) отмечена высокая неоднородность коллектора (Р-И=22÷33), т. е. ухудшение коллекторских свойств по разрезу и высокая неоднородность по проницаемости ($K_{пр}/(Р-И)=2÷3$), что указывает на наличие на данном участке высокого остаточного нефтенасыщения.

В процессе разработки, как показывают результаты исследования скважин, проницаемость коллекторов

снизилась с $(60—150) \cdot 10^{-3}$ мкм² до $(12—50) \cdot 10^{-3}$ мкм², при этом коэффициент неоднородности Р-И снизился с 9—34 до 2—16. Таким образом, снижение коэффициента проницаемости должно привести к снижению коэффициента вытеснения нефти, но, если при этом снижается неоднородность разреза, то последнее способствует более полному охвату выработанности объекта разработки, что подтверждает следующий пример. Так, скв. 291 вступила в эксплуатацию в 1986 г. с дебитом равным 130 т/сут, при неоднородности Р-И равной 35 и коэффициенте проницаемости $80 \cdot 10^{-3}$ мкм². Соседняя скважина, пробуренная на данном участке в 2010 г., вступила в эксплуатацию с суммарным дебитом 123 т/сут с коэффициентом проницаемости $28 \cdot 10^{-3}$ мкм² при неоднородности Р-И равной 2. Другими словами, через 24 года дебит вновь пробуренной скважины практически не изменился, что объясняется улучшением однородности пласта, несмотря на то, что проницаемость коллектора на данном участке снизилась с 80 до $28 \cdot 10^{-3}$ мкм².

Анализ показал, что отмечается высокая связь между начальными дебитами скважин с пространственной неоднородностью проницаемости (рис. 2, а) и плотности запасов (рис. 2, б), а также коэффициентом вытеснения нефти с комплексным параметром неоднородности литолого-емкостных свойств пород (рис. 3).

Построенная карта неоднородности по проницаемости (рис. 4) показывает, что районы расположения скв. 59 и 106, а также 134, 52 и 131 характеризуются лучшими фильтрационными свойствами по сравнению с другими участками площади.

Выводы. Таким образом, проведенные исследования позволили осуще-

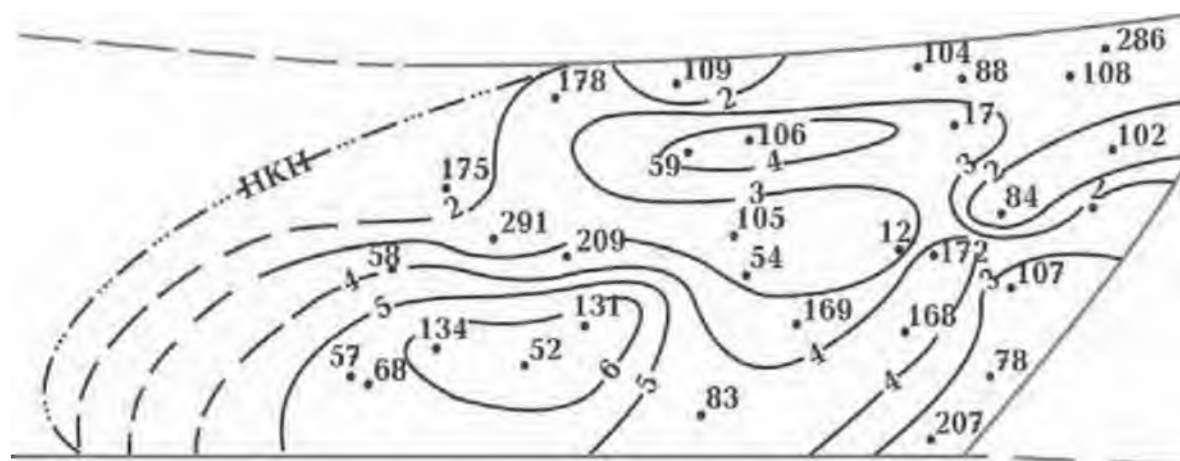


Рис. 4. Карта распределения неоднородности по проницаемости ($K_{sp}/(P-I)$) по SP_n месторождения Гюнешли (VII блок).

ставить оценку геологической неоднородности изучаемых коллекторов и выявить зоны, обладающие лучшими фильтрационно-емкостными свойствами. Выполненный анализ позволяет решать ряд задач по разработке нефтяных месторождений, таких как выбор местозаложения скважин, бо-

лее объективная оценка запасов нефти, выбор оптимального режима разработки с целью увеличения степени выработанности месторождения.

Авторы выражают благодарность д-ру геол.-мин. наук Э. Б. Велиевой за ценные советы при подготовке данной статьи.

Список литературы

- Борисов Ю. П., Воинов В. В., Рябичина З. К. Влияние неоднородности пластов на разработку нефтяных месторождений. Москва: Недра, 1970. 288 с.
- Дахнов В. Н., Золоева Г. М., Нейман Е. А., Фарманова Н. В. Методические рекомендации по изучению неоднородности коллекторов нефти и газа геофизическими методами. Москва: Изд. МИНХ и ГП, 1981, 44 с.
- Демушкина Н. В., Ильченко Л. А. Использование данных ГИС для изучения количественных характеристик геологической неоднородности. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*. 2003. № 12. С. 17—34.
- Золоева Г. М. Оценка неоднородности и прогноз нефтеизвлечения по ГИС. Москва: Недра, 1995, 212 с.
- Семин Е. И. Об учете неоднородности пластов по проницаемости при проектировании разработки нефтяных месторождений. В кн.: *Вопросы нефтепромышленной геологии*. Тр. ВНИИ. Вып. XLII. Москва: Недра, 1965. С. 322—340.

Evaluation of petrophysical heterogeneity of oil-gas reservoirs according to the data of geophysical studies of wells (Guneshly deposit as an example)

© A. A. Feyzullayev, V. N. Lunina, G. T. Akhmedova, 2017

Investigations of the character of spatial variability of petrophysical properties of rocks, i. e. of their macro- and micro-heterogeneity are of special importance because they control the degree of saturation with fluids and intensity of fluid dynamics and are widely used for both calculation of resources and compiling the projects of development of oil-gas deposits. The article gives an evaluation of geological heterogeneity of rocks-collectors applying the data of geophysical studies of wells by the example of interruption suite (IS) of Guneshli deposit, which is the main oil-bearing object by the amount of its resources. A suite is represented by alternation of coarse- and medium-grained sands, sandstones and siltstones with thin argillaceous layers. The main parameters of macro-heterogeneity have been given by blocks in the whole IS, which were obtained by wells of the initial period of development: partitioning (the number of layers), thickness of one layer and overall thickness saturated with oil. In order to study heterogeneity of rocks-collectors applying the data of GSW relative amplitude of anomaly was chosen, which characterizes lithological and filtration-capacitive properties of rocks. Relationships of incipient yields of wells and coefficients of displacement of oil with parameters of heterogeneity of the layer-collector have been obtained. Effect of heterogeneity has been shown for factors of exhaustion of oil from the deposit. The studies conducted allowed to reveal the zones with better filtration-capacitive properties capable to be used for more objective rating of oil resources and the choice of optimal regime of development.

Key words: filtration-capacitive properties, rocks-collectors, geological heterogeneity, exhaustion, deposit.

References

- Borisov Yu. P., Voinov V. V., Ryabinina Z. K., 1970. Influence of formation heterogeneity on development of oil deposits. Moscow: Nedra, 288 p. (in Russian).
- Dakhnov V. N., Zoloyeva G. M., Neyman E. A., Farmanova N. V., 1981. Methodological recommendations for studying heterogeneity of oil and gas reservoirs by geophysical methods. Moscow: Publ. Moscow Institute of Oil and Gas, 44 p. (in Russian).
- Demushkina N. V., Ilchenko L. A., 2003. Use of GIS data for the study of quantitative characteristics of geological heterogeneity. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy* (12), 17—34 (in Russian).
- Zoloyeva G. M., 1995. Estimation of heterogeneity and prognosis of oil extraction by GIS. Moscow: Nedra, 212 p. (in Russian).
- Semin E. I., 1965. On the account of heterogeneity of layers on permeability at designing of development of oil deposits. In: *Problems of oilfield geology*. Proceedings of the All-Union Research Institute. Is. XLII. Moscow: Nedra, P. 322—340 (in Russian).

**Комментарий к статье Г. Г. Кулиева
«Анализ результатов интерпретации упругих параметров
твердого ядра Земли
с позиций современной геомеханики»**

© Я. М. Хазан, 2017

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 23 февраля 2017 г.

В предыдущем номере «Геофизического журнала» опубликована статья Г. Г. Кулиева «Анализ результатов интерпретации упругих параметров твердого ядра Земли с позиций современной геомеханики» [Кулиев, 2017]. Автор обращает внимание на то, что внутреннее ядро Земли находится в условиях всестороннего сжатия под действием давления $P > 330$ ГПа, превышающего модуль сдвига μ сплавов железа, слагающих ядро ($\mu = \rho V_S^2 = 157$ ГПа при плотности $\rho = 12,8 \cdot 10^3$ кг·м⁻³ и скорости поперечных волн $V_S = 3,5$ км·с⁻¹ [Dziewonski, Anderson, 1981]).

Автор утверждает, что «... при всестороннем равномерном деформировании (сжатии) изотропного шара на уровне напряжений, сравнимых по величине с модулями сдвига, происходит внутренняя неустойчивость». При этом «... в деформируемых твердых средах выполнение условий $\mu > 0$, $\lambda + 2/3\mu > 0$ (λ — параметр Ляме — Я. Х.) оказывается не достаточным для обеспечения физической состоятельности дальнейшего процесса деформирования упругой среды. Наряду с этим условием должны выполняться ограничительные условия и на величины напряжений и деформаций ... При нарушении данных условий рассмотренные среды теряют способность деформироваться как упругие твердые тела». Одновременно, при

$P/\mu > 1,68$ или $P/\mu > 1,1$ «...в напряженной изотропной среде не может распространяться продольная упругая волна с действительной скоростью», а при $P/\mu > 0,76$ или $P/\mu > 0,62$ не может существовать поперечная волна (приведенные численные значения рассчитаны по уравнениям (27), (28) рецензируемой статьи для двух вариантов теоретической модели и при значении коэффициента Пуассона $\nu = 0,3$). В качестве выхода из явного противоречия между результатами работы [Кулиев, 2017] и существующими представлениями о давлении, плотности и скоростях сейсмических волн в Земле автор предлагает задуматься о том, что «Если бы удалось вразумительно и научно обоснованно скорректировать распределение давления, то это могло бы быть выходом из сложившейся ситуации. Иначе полученные результаты ставят под сомнение возможность существования внутреннего ядра Земли в виде деформируемого твердого тела».

Современные модели Земли — распределения плотности, давления, сейсмических скоростей, состава, реологических и упругих параметров, фазового состояния и т. д. построены с использованием огромного количества сейсмологических и гравиметрических наблюдений, результатов статических и динамических лабораторных экспе-

риментов, а также данных о нутациях, приливах, вращении Земли и ее собственных колебаниях.

Достаточно полные обзоры по всем аспектам проблемы можно найти в энциклопедии «*Treatise on Geophysics*» (www.sciencedirect.com/science/works/9780444538031). Большая подборка сейсмологических моделей имеется на сайте IRIS: <https://ds.iris.edu/spud/earthmodel>. За тридцать пять лет, прошедших с момента опубликования одномерной модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981], которая широко используется в качестве референтной, были построены как глобальные, так и региональные трехмерные модели с лучшим разрешением, чем у PREM. Тем не менее, принципиальных изменений не произошло. Например, авторы [Panning, Romanowicz, 2006] подчеркивают, что модель PREM500 (модифицированная модель PREM) использует улучшенную структуру добротности, но ее упругая структура эквивалентна модели PREM.

Наконец, в последние годы для определения характеристик термодинамически равновесной кристаллической решетки минералов, слагающих внутреннее ядро, широко используются методы численного моделирования «из первых принципов» (например, [Vočadlo, 2007; Niu et al., 2015]). Численные модели предсказывают значения сейсмических скоростей, согласующиеся с сейсмологическими данными, и указывают на то, что внутреннее ядро сложно конгломератом кристаллов с гексагональной решеткой с плотной упаковкой (hcp) и объемноцентрированной кубической решеткой (bcc) [Niu et al., 2015]. Отметим, что статические высокотемпературные эксперименты [Tateno et al., 2010] свидетельствуют о том, что hcp структу-

ра Fe стабильна до давления 377 ГПа и температуры 5700 К, характерных для внутреннего ядра Земли.

Таким образом, современные представления о том, как устроена Земля, основываются на обширном, многократно проверенном наблюдательном, экспериментальном и теоретическом материале, и я не думаю, что имеет смысл обсуждать предложение автора изменить оценку давления в Земле вдвое или втрое. На самом деле, причина противоречия между заключением [Кулиев, 2017] и моделями ядра Земли заключается в том, что нелинейная упругая механика [Гузъ, 1979; Guz, 1999], идеи которой использует автор рецензируемой статьи, неприменима для описания равновесного состояния внутреннего ядра Земли.

Поскольку нелинейная упругая механика не является часто применяемым в геофизике инструментом, необходимо вначале объяснить постановку задачи в ней. На рисунке показан один из возможных вариантов кривой напряжение — деформация. На начальном участке этой кривой деформация



Определение «естественного», «начального» и «деформированного» состояний в нелинейной упругой механике.

(например, относительное удлинение) мала и связь между напряжением и деформацией является линейной. Это диапазон, в котором справедлива обычная теория упругости (например, [Ландау, Лифшиц, 1987]).

В теории упругости тензор деформации линейно выражается через производные перемещений по координатам $\partial u_i / \partial x_k$, а упругие модули не зависят от деформации и напряжения (чему соответствует постоянство наклона начального участка кривой на рисунке).

В нелинейной упругой механике деформации не являются малыми. Поэтому в определении тензора деформации нельзя пренебрегать квадратичным по $\partial u_i / \partial x_k$ слагаемым, как это делается в классической теории упругости, а упругие модули становятся зависящими от деформации.

Гузь [1979] рассматривает три состояния тела — «естественное» (нулевые напряжения и деформации), «начальное» и «деформированное» (см. рисунок) и исследует деформирование тела с изменением его состояния от «начального» до «деформированного».

В «естественном» состоянии на тело не действуют никакие внешние нагрузки, а его внутренняя структура соответствует термодинамическому равновесию. Наклон кривой деформирования вблизи «естественного» состояния постоянен, так что упругие модули зависят только от термодинамических параметров и не зависят от деформации.

В «начальном» состоянии наклон кривой деформирования изменяется с деформацией (см. рисунок). Следовательно, упругие модули зависят не только от термодинамического состояния тела, но и от предыстории его деформирования. Последнее указывает на то, что «начальное» состояние тела

не является термодинамически равновесным, поскольку в состоянии термодинамического равновесия упругие модули являются свойством кристаллической решетки и не могут зависеть от предшествующей деформации.

Рассуждение в предыдущем абзаце можно обратить. Если вначале деформировать тело от «естественного» состояния до «начального», а затем позволить ему релаксировать до состояния термодинамического равновесия, то получим тело, упругие модули которого определяются только свойствами кристаллической решетки и не зависят от деформации. С физической точки зрения это состояние ничем не отличается от «естественного», за исключением того, что тело, быть может, находится под воздействием всестороннего сжатия. (Девиаторные напряжения релаксируют за максвелловское время $\tau_M = \eta / \mu$, где η — динамическая вязкость. Для твердого ядра Земли вязкость оценивается по затуханию нутаций [Koot, Dumberry, 2011] $\eta = (3-7) \cdot 10^{14}$ Па·с, так что максвелловское время $\tau_M = (2-5) \cdot 10^3$ с, т. е. всего порядка одного часа.)

В действительности, ситуация еще проще и очевиднее. В применении к внутреннему ядру буквальное следование постановке задачи, принятой в нелинейной упругой механике и положенной в основу работы [Кулиев, 2017], означает предположение о том, что ядро было деформировано от «естественного» ($P=0$ ГПа (?)) до «начального» ($P=330$ ГПа (?)) состояния. Такое предположение не имеет смысла, поскольку внутреннее ядро никогда не испытывало и не могло испытывать подобного нагружения. На самом деле, внутреннее ядро кристаллизовалось из расплава в условиях высокого всестороннего давления и высокой температуры (и продолжает кристалли-

зоваться, поддерживая конвекцию во внешнем ядре и генерацию магнитного поля). Поэтому его кристаллическая решетка является термодинамически равновесной с момента образования, и именно это состояние внутреннего ядра надо считать «естественным». Малые отклонения от этого состояния, связанные, например, с прохождением сейсмических волн, остаются в пределах линейного участка схемы на рисунке. Последнее делает вполне оправданным использование теории упругости (с учетом затухания и анизотропии) для описания прохождения волн сквозь

внутреннее ядро и объясняет хорошее согласие теории (в частности, расчетов «из первых принципов») с наблюдениями и лабораторными экспериментами.

Таким образом, подход, используемый автором рецензируемой работы, неприменим для описания твердого ядра Земли, хотя он может быть полезен в других ситуациях (например, импактные взаимодействия или эксперименты с использованием ударного сжатия), когда взаимодействие происходит быстро и внутренняя структура тела не успевает достичь термодинамического равновесия.

Список литературы

- Гузь А. Н. Устойчивость упругих тел при всестороннем сжатии. Киев: Наук. думка, 1979. 143 с.
- Кулиев Г. Г. Анализ результатов интерпретации упругих параметров твердого ядра Земли с позиций современной геомеханики. *Геофиз. журн.* 2017. Т. 39. № 1. С. 79—96. <http://dx.doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i1.2017.94012>.
- Лангау Л. Д., Луфшиц Е. М. Теория упругости. Москва: Наука, 1987. 246 с.
- Dziewonski A. M., Anderson D. L., 1981. Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Int.* 25, 297—356.
- Guz A. N., 1999. Fundamentals of the Three-Dimensional Theory of Stability of Deformable Bodies. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. 555 p.
- Koot L., Dumberry M., 2011. Viscosity of the Earth's inner core: Constraints from nutation observations. *Earth Planet. Sci. Lett.* 308, 343—349. doi:10.1016/j.epsl.2011.06.004.
- Niu Z.-W., Zeng Z.-Y., Cai L.-C., Chen X.-R., 2015. Study of the thermodynamic stability of iron at inner core from first-principles theory combined with lattice dynamics. *Phys. Earth Planet. Int.* 248, 12—19. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2015.09.002>.
- Panning M., Romanowicz B., 2006. A three-dimensional radially anisotropic model of shear velocity in the whole mantle. *Geophys. J. Int.* 167, 361—379. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03100.x.
- Tateno S., Hirose K., Ohishi Y., Tatsumi Y., 2010. The Structure of Iron in Earth's Inner Core. *Science* 330, 359—361.
- Vočadlo L., 2007. Ab initio calculations of the elasticity of iron and iron alloys at inner core conditions: Evidence for a partially molten inner core? *Earth Planet. Sci. Lett.* 254, 227—232. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.09.046>.

References

- Guz A. N., 1979. Stability of elastic bodies under uniform compression. Kiev: Naukova Dumka, 143 p. (in Russian).
- Guliyev H. H., 2017. Analysis of results of interpretation of elastic parameters of solid core of the Earth from the standpoint of current geomechanics. *Geofizicheskiy zhurnal* 39(1), 79—96 (in Russian). <http://dx.doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i1.2017.94012>.
- Landau L. D., Lifshits E. M., 1987. Theory of Elasticity. Moscow: Nauka, 246 p. (in Russian).
- Dziewonski A. M., Anderson D. L., 1981. Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Int.* 25, 297—356.
- Guz A. N., 1999. Fundamentals of the Three-Dimensional Theory of Stability of Deformable Bodies. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 555 p.
- Koot L., Dumberry M., 2011. Viscosity of the Earth's inner core: Constraints from nutation observations. *Earth Planet. Sci. Lett.* 308, 343—349. doi:10.1016/j.epsl.2011.06.004.
- Niu Z.-W., Zeng Z.-Y., Cai L.-C., Chen X.-R., 2015. Study of the thermodynamic stability of iron at inner core from first-principles theory combined with lattice dynamics. *Phys. Earth Planet. Int.* 248, 12—19. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2015.09.002>.
- Panning M., Romanowicz B., 2006. A three-dimensional radially anisotropic model of shear velocity in the whole mantle. *Geophys. J. Int.* 167, 361—379. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03100.x.
- Tateno S., Hirose K., Ohishi Y., Tatsumi Y., 2010. The Structure of Iron in Earth's Inner Core. *Science* 330, 359—361.
- Vočadlo L., 2007. Ab initio calculations of the elasticity of iron and iron alloys at inner core conditions: Evidence for a partially molten inner core? *Earth Planet. Sci. Lett.* 254, 227—232. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.09.046>.

Ответ на комментарий Я. М. Хазана к статье Г. Г. Кулиева «Анализ результатов интерпретации упругих параметров твердого ядра Земли с позиций современной геомеханики»

© Г. Г. Кулиев, 2017

Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан
Поступила 2 марта 2017 г.

Выражаю большую благодарность Я. М. Хазану за глубокий анализ моей статьи и комментариев к ней.

В то же время я не согласен с его основным выводом относительно результатов статьи и с некоторыми его суждениями о нелинейной механике деформирования твердых тел.

В моей статье [Кулиев, 2017] на основе неклассического линеаризованного подхода (НЛП) сделаны следующие выводы.

1. Распределение упругих параметров во внутреннем ядре Земли нарушает требование прочности (упругое тело не может выдержать нагрузку $P > \mu$ без разрушения).

2. Упругодеформированный твердый шар в условиях ядра Земли терпит внутреннюю неустойчивость.

3. В упругодеформированном твердом шаре, находящемся в условиях ядра Земли, не могут распространяться упругие волны (в том числе сейсмические) с действительной скоростью.

Таким образом, в данной статье показано, что распределение упругих параметров, соответствуя интегральным критериям, не удовлетворяет фундаментальным требованиям механики деформируемого твердого тела. Кстати, эти требования следуют из начальных

основ теории, которые в геофизической литературе получили название «из первых принципов». В механике [Трусделл, 1975] они связаны с законами сохранения количества движения (из которого следуют три уравнения движения), массы (из которого следуют условия неразрывности) и энергии (из которого следует баланс энергии). Математическое описание механического движения (в рассматриваемом случае — деформирования) замыкается с заданием уравнения состояния среды — одного из основных термодинамических уравнений. Для упругих тел необходимо выполнить некоторые дополнительные требования. В книге [Гузь, 1986] по этому поводу написано следующее: «Для упругого тела основным свойством является обратимость всех происходящих в нем процессов после снятия нагрузок, вызвавших эти процессы. Указанное свойство проявляется, с одной стороны, в полной восстанавливаемости формы тела после снятия нагрузок, а с другой — в полном возвращении энергии, которая была сообщена телу в процессе деформирования, также после снятия нагрузки. Отмеченные два проявления основного свойства упругих тел находят отражение и в двух подходах к мате-

матической формулировке соотношений между составляющими тензоров напряжений и деформаций. Первый подход, истоки которого начинаются от Коши, заключается в формулировке взаимоднозначных соотношений, связывающих составляющие тензоров напряжений и деформаций, с соблюдением тензорной размерности. При этом взаимоднозначность функциональных зависимостей обеспечивает полную восстанавливаемость формы тела после снятия нагрузки. Вторым подходом, истоки которого начинаются от Грина, заключается в представлении потенциальной энергии упругой деформации в виде функции от составляющих тензоров деформаций, которые при нулевых значениях компонентов тензора деформаций обращаются в нуль. Указанное представление обеспечивает полное возвращение энергии при снятии нагрузок». Обычно в рамках первого подхода используется термин «общее упругое тело», во втором подходе — «гиперупругое тело». В моей статье распределение упругих параметров твердого ядра Земли обсуждается в пределах теории гиперупругих тел с применением НЛП.

Считаю необходимым еще раз подчеркнуть, что вопросом обсуждения здесь является несоответствие между существующим общепринятым распределением упругих параметров твердого ядра Земли и основным требованием механики деформируемых твердых тел. Во всех теоретических структурных моделях Земли постулируется, что около 1—3 млрд лет существует твердое внутреннее ядро. Также имеются общепринятые данные о распределении по глубине ядра упругих свойств ее изотропной среды. Именно эта композиция внутреннего ядра в геофизике считается термодинамически

равновесной. В статье автора [Кулиев, 2017] вопросы возможных механизмов формирования такой среды ядра и распределения ее упругих параметров не рассматриваются — для обсуждаемых вопросов они имеют косвенное значение. В статье показано, что данная композиция с точки зрения механики деформируемых твердых тел невозможна.

В комментарии [Хазан, 2017] высказывается мнение о неприменимости «нелинейной упругой механики» (а следовательно, и НЛП) для описания равновесного состояния внутреннего ядра Земли. Прежде всего, отметим, что НЛП получен путем последовательной линеаризации общих нелинейных уравнений и соотношений со строгим соблюдением всех требований общих начал теории (которые приведены выше). В НЛП деформирования описываются различными упругими потенциалами в пределах методов Лагранжа или Эйлера. В моей статье использован метод Лагранжа. Применение НЛП к рассматриваемому кругу задач имеет определенное методологическое преимущество по сравнению с прямым использованием общей нелинейной теории, в том числе теории типа конечных деформаций Берча—Мурнагана [Birch, 1952; Булен, 1978; Anderson, 1995] и т. п. Прежде всего нелинейная проблема сводится к линейным (неклассическим) и хорошо изученным математическим задачам. Опираясь на единую теоретическую базу, исследуются проблемы прочности, устойчивости (как по геометрическим формоизменениям, так и по «внутренней» неустойчивости) и распространения упругих волн в упругодеформируемых твердых средах. В случае однородных деформированных состояний получают простые аналитические формулы, в структуре кото-

рых в явном виде выделяются вклады линейных (именно эти составляющие и должны называться упругими параметрами среды) и нелинейных воздействий на количественные показатели параметров упругих свойств (например, численные результаты, приведенные в табл. 3). Используя концепцию «продолжающегося нагружения» и квазистатического подхода [Гузь, 1986], можно исследовать вышеперечисленные задачи в упругопластической, вязкоупругой и других постановках. Более того, удастся строго теоретически определить области применимости полученных результатов (области, в которых определение физико-механических свойств и др. параметров реализуется в тех пределах деформаций, где исходные фундаментальные ограничения механики деформируемого твердого тела соблюдаются). Для решения данной задачи, в случае прямого применения общих нелинейных теорий, помимо математических и вычислительных осложнений возникает необходимость проведения дополнительных адекватных экспериментальных исследований. Такое обстоятельство снижает общность теоретических результатов и создает предпосылки для внесения в результаты дополнительных погрешностей и неопределенностей. Кроме того, не известны эксперименты по длительному деформированию шаровидного твердого тела в условиях, подобных тем, в которых находится внутреннее ядро Земли.

Здесь уместно остановиться на некоторых положениях комментария Я. М. Хазана относительно «нелинейной упругой механики» и, в частности, НЛП. Результаты, показанные на рис. 1, и их объяснение являются далеко не полными и достоверными. В НЛП за начальное состояние деформирования принимается весь процесс

деформирования до рассматриваемого актуального состояния (оно может быть линейным, нелинейным, упругим, пластическим и т. д.). В окрестности актуального состояния, рассматривая малые возмущения (для анализируемых задач нет необходимости исследования процесса деформирования после рассматриваемого актуального состояния), применительно к ним проводится специальная (отличающаяся от классического способа) линеаризация [Гузь, 1986]. Именно данное положение позволяет отнести все сложности изучения нелинейного процесса деформирования в начальное состояние и нелинейную задачу свести к линейным математическим задачам. При этом как упругие, так и нелинейные характеристики деформирования описываются коэффициентами, входящими в основные уравнения в виде уже **известных параметров**. Таким образом, считается, что все вопросы начального состояния известны или хотя бы известны метод их определения. В упомянутом комментарии отмечается, что в «естественном» состоянии упругие модули (наверняка речь идет о модулях упругости второго порядка) зависят от термодинамических параметров и не зависят от деформации. Добавим, что эти модули, в случае упругого деформирования (как на стадии малых, так и на стадии больших деформаций) должны быть также инвариантными относительно геометрии тела и вида напряженного состояния. В отличие от НЛП в многочисленных геофизических исследованиях, которым следует и Я. М. Хазан, процессы нелинейных упругих и вообще нелинейные деформирования описываются параметрами, зависящими от напряжений и деформаций. В частности, некоторым из них присваивается название модулей упру-

гости (например, модуль объемного сжатия K , модуль сдвига G и т. д., см. в работе [Anderson, 1995]), зависящих от напряжений и деформаций. Такой подход привел к серьезным осложнениям, порой к неточным выводам [Anderson, 1995]. Относительно определения модулей упругости второго порядка (модули Ламе или модули упругости E и коэффициент Пуассона ν) в линейной теории упругости [Кулиев, 2017] отмечено следующее: «Физические параметры деформируемых твердых сред — такие, как модули упругости, коэффициент Пуассона, скорости распространения объемных упругих волн и др. в механике определяются при соблюдении конкретных условий [Ляв, 1935; Сегов, 1970]. В классически линейной теории упругости изотропных однородных сред, в рамках которой интерпретируются указанные параметры во всех теоретических моделях Земли, требуется соблюдение условия малости равномерно распределенных однородных деформаций $\epsilon \ll 1$ и малости отношения P/μ (g где P — параметр нагружения, в частности давления; μ — модуль сдвига среды; ϵ — параметр деформаций). Условие равномерного распределения однородных деформаций должно контролироваться также в процессе деформирования конкретных конструкций (в рассматриваемом случае — шара). При решении задач о распределении физико-механических параметров в недрах Земли, в частности в твердом ядре, в первую очередь необходимо добиться одновременного выполнения общепринятых требований механики для сред и конструкций». Поэтому правильный синтез упругих модулей среды из комплекса данных, относящихся к произвольно деформированным состояниям, требует выполнения аккуратной и серьезной научной

работы [Кулиев, 2000; Guliyev et al., 2016]. В НЛП весь процесс деформирования описывается модулями упругости различного порядка. Например, в случае применения упругого потенциала Мурнагана — модулями упругости второго и третьего порядков.

Во всех современных моделях Земли принято, что в ее структуре существует внутреннее твердое ядро в форме шара. Приводятся данные о его упругих параметрах и о распределении давления в нем. В пределах современных моделей комплексы сейсмологических и других геофизических и экспериментальных данных, относящихся к отдельным структурам Земли, включая и ее ядро, обработаны на основе линейной теории упругости (в этом можно убедиться простыми вычислениями данных, приведенных в существующих современных теоретических моделях Земли, например [Anderson, 2007]), которая не в состоянии учесть геодинамические изменения (т. е. деформирования) из-за необходимости выполнения вышеприведенного требования. В комментарии Я. М. Хазана отмечено, что сейсмические волны в твердом ядре проходят на стадии упругого деформирования (как будто каким-то образом сняты указанные во всех теоретических моделях Земли огромные давления и тело в течение 1—3 млрд лет находится там в недеформированном состоянии) и реальное деформирование на их прохождение никакого влияния не имеет. Как будто сейсмическая волна каким-то образом выбирает — когда и где проходить.

На самом деле в моей статье при решении рассматриваемых задач в пределах НЛП в качестве «начального» деформированного состояния приняты без каких-либо изменений данные современных теоретических моделей

Земли относительно твердого ядра в форме шара из изотропной среды (здесь не решается задача о деформировании от «естественного» состояния к «начальному», как утверждает Я. М. Хазан). Поставлен вопрос — может ли существовать твердый деформируемый изотропный шар с указанными распределениями упругих свойств в условиях внутреннего ядра Земли? Получен отрицательный ответ по всем трем требованиям механики деформируемого твердого тела. Причем для решения поставленных задач в данной статье не было никакой необходимости в знании «естественного» состояния и механизма перехода от этого состояния в рассмотренное «начальное» состояние. Тем более что в самой геофизике данный вопрос остается дискуссионным и до сих пор нерешенным. Примечательно, что в комментарии Я. М. Хазана утверждается следующее: «*внутреннее ядро никогда не испытывало и не могло испытывать подобного нагружения*». Тогда как все данные о «начальном» деформированном состоянии в теоретических моделях общеприняты?

Суждение о неравновесности термодинамического состояния деформируемой среды в условиях твердого внутреннего ядра также лишено реального смысла. Интересно, как можно снять давление, проследить за процессом возврата деформирований и сделать выводы о равновесности и неравновесности термодинамического состояния среды твердого ядра Земли в реальных условиях? Здесь, по мнению Я. М. Хазана, помогают результаты современных экспериментальных исследований и численных моделирований, базирующиеся на первичных квантово-механических представлениях. Возможно, на этом пути в ходе дальнейших исследований появятся

более убедительные результаты, но пока эти результаты не позволяют снять сомнения, приведенные в моей статье. Допустим, в условиях ядра Земли путем кристаллизации, согласно экспериментальным данным [Tateno et al., 2010 и др.], образуются огромные массы сплавов железа и формируется твердое ядро. Тогда по законам механики должно выполняться: $P < \mu$. Данные, приведенные в современных моделях, противоречат этому условию, что и показано в упомянутой статье. Вот и весь вопрос. Отсюда следует: или твердого ядра нет, или распределения упругих параметров рассчитаны не правильно.

Эксперименты проводятся [Tateno et al., 2010; Niu et al., 2015] с применением метода ударных волн в интервале порядка микросекунды. Размеры искусственно созданных испытуемых образцов не превышают 20 мкм. Полученные в таких скоротечных экспериментах и малых геометрических масштабах данные позволили авторам экспериментов сделать заключение о механизмах перехода упаковки решетки кристаллов из одной формы в другую, характеризующую более плотной упаковкой в термобарических условиях, подобных условиям внутреннего твердого ядра. На основе расчетов, проведенных [Vočadlo, 2007] в пределах численных моделей, утверждается, что распространение упругих волн в железе с указанной кристаллической структурой более или менее хорошо согласуется с сейсмологическими данными (для объяснения проблемы анизотропии сейсмических волн в твердом ядре). Несомненно, эти экспериментальные и численные результаты очень важные. Они дают основание для предположения о возможности образования твердого ядра в процессе кристаллизации плавленной среды, но в то же время не

являются убедительным доказательством существования деформируемого твердого внутреннего ядра с радиусом порядка 1200 км (испытываемые микромасштабные образцы должны быть представительными в масштабе всего твердого ядра) и временными масштабами (1—3 млрд лет существования ядра). Вопросы анизотропии распространяющихся в деформируемых твердых средах сейсмических волн с большим периодом никак не могут в достаточной мере объясняться анизотропией микроструктуры (параметр c/a в работе [Vočadlo, 2007], где c — элементарное расширение ячейки вдоль гексагональной оси; a — размер грани шестиугольника) и поведением микросекундных волн. По-видимому, в вопросе сейсмической анизотропии основную роль играет квазианизотропия, связанная с неравномерным деформированием в твердом ядре Земли.

Вопрос определения скоростей упругих волн в деформированных средах аналогичен вопросу определения модулей упругости, который обсуждался выше. Эти скорости обычно определяются в экспериментах на недеформированных образцах. В то же время в рассматриваемых случаях они должны определяться специальным образом из геофизических реальных данных, которые уже подвержены влиянию деформированности среды. Например, в формулах (22), приведенных в моей статье, только первое слагаемое отвечает за скорость материала, а второе отражает вклад нелинейной

деформации. Поэтому параметры в левой части формул (22) нельзя, строго говоря, считать скоростями. В лучшем случае их можно назвать «квази» или «эффективной» скоростью. Поэтому вызывает удивление приведенные в современных моделях Земли данные относительно скоростей распространения сейсмических волн, которые рассчитаны по формулам линейной теории упругости с учетом только упругих данных, относящихся к недеформированному состоянию. В моей статье результаты табл. 3 показывают, что вклады нелинейной деформации значительны.

Наконец, полученные мной результаты никак не отрицают возможность существования твердого ядра Земли. В первую очередь они указывают на то, что в задаче о распределении упругих параметров среды обработка комплекса всевозможных реальных данных не соответствует требованиям механики деформируемого твердого тела. В связи с этим возникает сомнение в достоверности локальных (дифференциальных) распределений упругих и других физико-механических параметров. Поэтому в работе [Кулиев, 2017] сделано предположение (не утверждение!) о том, что возможным выходом может являться коррекция в принятом распределении давления во внутреннем ядре Земли. Более того, такая же коррекция на основе нелинейных теорий деформаций необходима и в распределении упругих и других физико-механических параметров.

Список литературы

Буллен К. Е. Плотность Земли. Москва: Мир, 1978. 442 с.

Гузь А. Н. Основы трехмерной теории устойчивости деформируемых тел. Киев: Вища школа, 1986. 511 с.

- Кулиев Г. Г. Определение коэффициента Пуассона в напряженных средах. Докл. АН. 2000. Т. 370. № 4. С. 534—537.
- Кулиев Г. Г. Анализ результатов интерпретации упругих параметров твердого ядра Земли с позиций современной геомеханики. *Геофиз. журн.* 2017. Т. 39. № 1 С. 79—96.
- Ляв А. И. Математическая теория упругости. Москва: ОНТИ, 1935. 676 с.
- Сегов Л. И. Механика сплошной среды. Т. 1. Москва: Наука, 1970. 492 с.
- Трусделл К. Первоначальный курс рациональной механики сплошных сред. Москва: Наука, 1975. 529 с.
- Хазан Я. М. Комментарий к статье Г. Г. Кулиева «Анализ результатов интерпретации упругих параметров твердого ядра Земли с позиций современной геомеханики». *Геофиз. журн.* 2017. Т. 39. № 2. С. 145—149.
- Anderson D. L., 2007. *New theory of the Earth*. New York: Cambridge: University Press. 385 p.
- Anderson O. L., 1995. *Equations of state of solids for geophysics and ceramic science*. New York: Oxford University Press, 240 p.
- Birch F., 1952. Elasticity and constitution of the Earth's interior. *J. Geophys. Res.* 57(2), 227—286. doi:10.1029/JZ057i002p00227.
- Guliyev H. H., Aghayev Kh. B., Hasanova G. H., 2016. Determining the Elastic Moduli of the Third Order for Sedimentary Rocks Based on Well-Logging Data. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 52(6), 836—843. doi:10.1134/S1069351316050062.
- Niu Z.-W., Zeng Z. Y., Cai L.-C., Chen X.-R., 2015. Study of the thermodynamic stability of iron at inner core from first-principles theory combined with lattice dynamics. *Phys. Earth Planet. Int.* 248, 12—19. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2015.09.002>.
- Tateno S., Hirose K., Ohishi Y., Tatsumi Y., 2010. The Structure of Iron in Earth's Inner Core. *Science* 330, 359—361. doi:10.1126/science.1194662.
- Vočadlo L., 2007. Ab initio calculations of the elasticity of iron and iron alloys at inner core conditions: Evidence for a partially molten inner core? *Earth Planet. Sci. Lett.* 254(1-2), 227—232. doi:10.1016/j.epsl.2006.09.046.

References

- Bullen K. E., 1978. *The density of the Earth*. Moscow: Mir, 442 p. (in Russian).
- Guz A. N., 1986. *Fundamentals of three-dimensional theory of stability of deformable bodies*. Kyiv: Vyshcha shkola, 511 p. (in Russian).
- Kuliev G. G., 2000. Definition of Poisson's ratio in the stressed medium. *Doklady Akademii nauk* 370(4), 534—537 (in Russian).
- Guliyev H. H., 2017. Analysis of results of interpretation of elastic parameters of solid core of the Earth from the standpoint of current geomechanics. *Geofizicheskiy zhurnal* 39(1), 79—96 (in Russian).
- Lyav A. I., 1935. *The mathematical theory of elasticity*. Moscow: ONTI, 676 p. (in Russian).
- Sedov L. I., 1970. *Mechanics of the continuum medium*. Vol. 1. Moscow: Nauka, 492 p. (in Russian).
- Truesdell K., 1975. *Initial course of rational mechanics of continuum media*. Moscow: Nauka, 529 p. (in Russian).
- Khazan Ya. M., 2017. Commentary on the article by H. H. Guliyev «Analysis of results of interpretation of elastic parameters of solid core of the Earth from the standpoint of current geomechanics». *Geofizicheskiy zhurnal* 39(2), 145—149 (in Russian).

- Anderson D. L., 2007. *New theory of the Earth*. New York: Cambridge: University Press. 385 p.
- Anderson O. L., 1995. *Equations of state of solids for geophysics and ceramic science*. New York: Oxford University Press, 240 p.
- Birch F., 1952. Elasticity and constitution of the Earth's interior. *J. Geophys. Res.* 57(2), 227—286. doi:10.1029/JZ057i002p00227.
- Guliyev H. H., Aghayev Kh. B., Hasanova G. H., 2016. Determining the Elastic Moduli of the Third Order for Sedimentary Rocks Based on Well-Logging Data. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 52(6), 836—843. doi:10.1134/S1069351316050062.
- Niu Z.-W., Zeng Z.-Y., Cai L.-C., Chen X.-R., 2015. Study of the thermodynamic stability of iron at inner core from first-principles theory combined with lattice dynamics. *Phys. Earth Planet. Int.* 248, 12—19. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2015.09.002>.
- Tateno S., Hirose K., Ohishi Y., Tatsumi Y., 2010. The Structure of Iron in Earth's Inner Core. *Science* 330, 359—361. doi:10.1126/science.1194662.
- Vočadlo L., 2007. Ab initio calculations of the elasticity of iron and iron alloys at inner core conditions: Evidence for a partially molten inner core? *Earth Planet. Sci. Lett.* 254(1-2), 227—232. doi:10.1016/j.epsl.2006.09.046.

К 90-летию со дня рождения Константина Федоровича Тяпкина

Константин Федорович Тяпкин — выдающийся украинский ученый-геофизик, член-корреспондент НАН Украины, доктор геолого-минералогических наук, профессор, дважды лауреат Государственной премии Украины в области науки и техники и премии им. С. И. Субботина НАН Украины, Заслуженный деятель науки и техники Украины, Почетный разведчик недр, Заслуженный профессор Национального горного университета, академик Международной академии Евразии, кавалер ордена «Знак почета», награжден медалями Л. И. Лутугина и медалью А. М. Терпигорева.



Мемориальная доска.

Поистине был прав поэт — такие талантливые и яркие люди не так часто встречаются и в наших науках о Земле. Константин Федорович, несомненно, был таким ученым, оставившим неизгладимый след в науке и в жизни многих учеников, последователей, коллег и родных. 3 марта 2017 г. ему исполнилось бы 90 лет. Этому событию было посвящено открытие мемориальной доски на стенах Национального горного университета. Лишь год он не дождался до этой даты. Константину Федоровичу посчастливилось большую часть своей творческой жизни пройти в эпоху, когда науки о Земле были широко востребованы и успешно развивались.

Со своей научной нивы за 67-летнюю научно-исследовательскую и педагогическую деятельность, пройден-

Природа-мать! Когда б таких людей
Ты иногда не посылала миру,
Заглохла б нива жизни...

Н. А. Некрасов

ную на кафедре геофизических методов разведки полезных ископаемых Национального горного университета (бывшего Днепропетровского горного института — ДГИ) от аспиранта до заведующего кафедрой, Константин Федорович собрал богатый урожай. Прежде всего, это целая армия специалистов-геофизиков высокой квалификации, занявших достойное место во многих производственных и научных организациях бывшего Союза, работающих и до настоящего времени в геофизике. Выпускниками кафедры были студенты также из Болгарии, Румынии, Китая. Со многими из своих учеников он не терял научных и житейских связей долгие годы, был их профессиональным наставником.

Начальный период научной деятельности Константина Федоровича в значительной мере был предопределен традициями кафедры геофизических методов разведки ДГИ и был посвящен решению обратных задач гравитационного и магнитного потенциалов для



Лауреаты Государственной премии УССР, 1972 г. —
С. И. Субботин, З. А. Крутиховская, К. Ф. Тяпкин.

тел правильной геометрической формы. В процессе этих работ он быстро осознал необходимость использования значительно более реалистичных трехмерных моделей и предложил для подбора вертикальных плотностных разрезов по значениям гравитационного поля использовать модели в виде ограниченных по простиранию цилиндрических тел. В результате им были рассчитаны очень удобные палетки, использование которых практически не отличались от палеток для двумерных тел, но легко позволяли учесть ограниченность изучаемых геологических объектов в пространстве. В условиях, когда компьютерные методы были в зачаточном состоянии, этот революционный подход породил атлас палеток, который служил настольным пособием во многих геофизических организациях бывшего СССР и за его пределами.

Ярким примером практических исследований Константина Федоровича была оценка глубины залегания ниж-

ней границы железистых пород Криворожской структуры по аномальному магнитному полю и шарнира всей структуры по гравитационному полю. Это было актуальной промышленной задачей, поскольку считалось, что содержание железистых кварцитов увеличивается с глубиной.

В круг его интересов входила и проблема регионального фона гравитационного и магнитного полей. Казалось, на этой основе можно было бы и дальше совершенствовать методы интерпретации потенциальных полей и успешно строить свою научную карьеру. Однако тихая и спокойная жизнь была не по вкусу Константину Федоровичу. Его не без оснований можно сравнить с бунтарем или даже с революционером в науке. Имея тесную связь с производством, в частности с геофизиками и геологами Кривбасса, он обратил внимание на известный Криворожско-Кременчугский разлом, движения по нему и связи со строением



Константин Федорович в Кривом Роге — «железородный» этап, 1964 г.

Криворожской складчатой структуры. На наш взгляд, именно исследование этого разлома и составление совместно с коллективом сотрудников УкрНИГРИ тектонической карты Украинского щита послужили началом дальнейшего «тектонического» пути Константина Федоровича, по которому он прошел весь последующий этап своей творческой жизни и который завершился созданием оригинальной Новой ротационной гипотезы структурообразования в тектоносфере Земли, принципиально отличной от всех существующих ранее.

Фактически обоснование ротационной гипотезы охватывает всеобъемлющий круг проблем структурообразования и тектогенеза, решение которых требовало фундаментальных знаний во многих областях наук о Земле, которыми обладал Константин Федорович. Классифицируя геотектонические гипотезы, Константин Федорович пришел к основополагающему выводу, что модель вращающейся Земли должна быть неотъемлемой частью любой ги-

потезы. Это положение подчеркивалось и ранее многими исследователями. Например, С. И. Субботин (1964, 1979) считал, что «...скачкообразные изменения скорости вращения Земли немедленно вызывают изменения геодинамических напряжений, ... что в свою очередь создает условия для изменения термодинамических условий», которые при достижении критических уровней приводят к процессам фазовых, полиморфных и электронных переходов на глубине. В предшествующих ротационных гипотезах рассматривались либо влияние изменения угловой скорости вращения Земли, либо перемещения оси ее вращения без количественной оценки этих эффектов. Решенная учеником Константина Федоровича М. М. Довбничем задача распределения напряжений в упруговязкой тектоносфере, возникших в результате нарушения ротационного режима Земли, показала, что напряжения, обусловленные изменением положения оси ее вращения, на два порядка выше по сравнению с влиянием вариаций угловой скорости. За период времени, необходимый для достижения критических значений этих напряжений, изменяется и другой параметр ротационного режима Земли — угловая скорость, следствием чего является новая форма равновесия Земли — эллипсоид с новым коэффициентом сжатия и перемещение к поверхности магм преимущественно основного состава. Таких напряжений вполне достаточно для образования разломов и сопутствующих им явлений в тектоносфере, природу которых Константин Федорович истолковал с позиций Новой глобальной гипотезы.

Мы попытались очертить круг областей знаний о тектоносфере Земли, в объяснение природы которых имеет



Новая ротационная гипотеза и сфера ее использования для объяснения природы геолого-геофизических процессов в Земле.

«выход» Новая ротационная гипотеза структурообразования (см. рисунок).

Как видно, этот круг завершается сугубо практическими проблемами — металлогенией и перспективностью нефтегазоносности осадочных бассейнов. Трудно переоценить, какие теоретические и практические последствия может иметь Новая ротационная гипотеза структурообразования, так как она позволяет с единой геодинамической позиции показать причинно-следственную связь между геотектоникой и другими процессами в тектоносфере. Константин Федорович до конца жизни работал над обоснованием приоритетного значения этой гипотезы. В частности, в одной из последних его работ был выполнен блестящий анализ соответствия ее основных положений категориям диалектического материализма. Без преувеличения можно сказать, что

эта гипотеза вплотную приближается к науке, которую В. В. Белоусов определил как геонию.

В результате плодотворной научно-педагогической деятельности Константином Федоровичем опубликовано более 250 работ на русском, украинском, английском, немецком, французском, китайском и вьетнамском языках, в том числе 15 монографий и учебников. Под его руководством 24 специалиста стали кандидатами наук и один — доктором наук. Его дело продолжает семейная династия геофизиков: два сына — доктора наук Юрий и Олег, невестка Александра, внучка Елена. Огромная энергия и энтузиазм позволили ему многократно выезжать за рубеж для ознакомления с современными достижениями геологии и геофизики, чтения лекций и участия в международных симпозиумах.



Константин Федорович среди участников совещания по подготовке к изданию монографии о гравитационной модели коры и верхней мантии Земли, г. Киев, февраль, 1978 г. (слева направо, нижний ряд: Б. К. Балавадзе, В. Н. Страхов, Е. Г. Булах, К. Е. Веселов, К. Ф. Тяпкин; верхний ряд: Н. А. Алексидзе, С. С. Красовский, А. И. Койфман, М. Е. Артемьев, В. И. Старостенко, Г. И. Каратаев, Г. Я. Голиздра).

Он был членом Комитета по государственным премиям Украины и Методического совета по высшему геологическому образованию СССР, редколлегией ряда ведущих отечественных и зарубежных научных журналов, специализированных советов по присуждению ученых степеней, а также руководил специальными курсами по повышению квалификации геофизиков при ДГИ. Коллеги, друзья и ученики помнят Константина Федоровича с большой любовью и глубоким уважением и продолжают развивать его научную школу и идеи. В судьбы многих ученых и производственников Константин Федорович внес неоценимый вклад.

В. И. Старостенко. На мое формирование как специалиста Константин Федорович оказал огромное влияние. Как отмечал В. Н. Страхов, в моем гео-

физическом становлении был «тяпкинский период». Константин Федорович был моим официальным оппонентом по кандидатской диссертации (я этого очень хотел и защищал работу в ДГИ, где кафедра геофизики в то время была одной из наиболее сильных в СССР). Константин Федорович специально приехал в Киев на предзащиту моей докторской диссертации. Это была большая моральная поддержка для меня (приехал также и В. Н. Страхов из Москвы).

К 75-летию Константина Федоровича я опубликовал статью, где мое глубочайшее уважение и отношение к нему искренне отражено (*Кафедра геофизических методов разведки: история, достижения, воспоминания. Днепрпетровск, Национальный горный университет, 2002, с. 42—51*). К моему 70-летию Константин Федорович опу-



После защиты докторской диссертации в гостях у Виталия Ивановича В. Н. Страхов и К. Ф. Тяпкина (Киев, октябрь, 1975 г.).

бликовал статью о нашей с ним дружбе и сотрудничестве (*Науковий вісник Національного горного університету*, 2005, № 3, с. 104—106).

Мне очень повезло, что я знал лично Константина Федоровича и учился по его работам. Я очень ему за все благодарен.

О. Б. Гинтов. Я познакомился с К. Ф. Тяпкиным в конце 50-х годов прошлого века. В те времена с ростом «карьеры» (от старшего техника-геофизика до старшего геофизика и начальника партии) приходилось часто менять отряды, партии и экспедиции. Но где бы мне не приходилось быть, везде появлялся молодой энергичный Константин Федорович, который выполнял добровольческую миссию внедрения новейших методов интерпретации геофизических данных. Но не это главное. Главное то, что эта миссия Тяпкину вскоре, как мне кажется, поднадоела, и он занялся геологией. С моей точки зрения, в этом — основная заслуга К. Ф. Тяпкина как выдающегося ученого. Он первым не только в Украине, но и в бывшем Союзе, показал геофизикам (да и многим геологам), что такое докембрийский разлом: это не линия, не трещина, а достаточно

широкая зона (геологическое тело), заполненная особым комплексом образований, отличных от окружающих геологических формаций.

Составленная в 1960-х годах под руководством К. Ф. Тяпкина Карта разломно-блоковой тектоники Украинского щита до сих пор в главных своих чертах повторяется в большинстве более поздних аналогичных карт и схем. Тяпкин первым в украинской геологии употребил понятие «горизонтальный сдвиг», первым показал, что антиклинории и синклинории в докембрийском фундаменте УЩ — это структуры, придуманные геологами «от безвыходности» (он их называл «синтиклинориями»).

Необходимо отметить, что влияние К. Ф. Тяпкина на поколение геофизиков 50—70-х годов было огромнейшим! Благодаря этому влиянию и на основе его идей были защищены многие диссертации (в том числе и автором этого отрывка) во всем необъятном Союзе. И даже когда взгляды Тяпкина круто изменились в сторону признания главной роли в тектогенезе ротационных сил, научная геолого-геофизическая мысль ускоренно развивалась благодаря Константину Федоровичу уже не вслед за его идеями, а в дискуссии с ним.

Вот что думает о Константине Федоровиче и чем гордится его старший сын — **Юрий Константинович**. Мой отец всегда был очень активным не только в науке, но и в повседневной жизни, любившим встречи с хорошими специалистами и интересными людьми. Это отражено в его книге «Фрагменты автобиографии», изданной в 2003 г. по случаю 60-летия его пребывания в Национальном горном университете. В этой книге отец описал места, которые он посетил, встречи с коллегами и взаимное обогащение опытом. Обширной была география его поездок: от Карпат

на западе до Хабаровского края на востоке и от Ухты на севере до республик Средней Азии на юге. Он любил Грузию и Армению, где у него было много коллег-соратников, ставших его друзьями. Живой интерес у него вызывали природа, обычаи и история этих стран. Он много ездил по Европе, посетил Канаду и Египет. Особое впечатление на него произвели три поездки в Китай, организованные его учениками. В последней из них, состоявшейся в 1999 г., мне посчастливилось также принять участие. В Китае нас ждал очень теплый, радушный прием и искренний интерес студентов, преподавателей, исследователей и специалистов с производства к лекциям, которые мы прочитали в вузах и исследовательских институтах Пекина, Сианя и Ланьчжоу.

Особенно меня поразило и растрогало глубокое чувство благодарности, которое выпускники Днепропетровского горного института (ДГИ) испытывали к преподавателям, давшим им путевку в

жизнь. Необходимо отметить, что отец всегда восхищался трудолюбивым, настойчивым и умным народом Китая, а также природой и искусством этой удивительной страны. Он считал, что в недалеком будущем Китай выйдет на самые передовые рубежи в мировой экономике и политике.

Хочу отметить особую роль, которую сыграл Казахстан в жизни моего отца. Эту республику можно назвать его второй родиной, поскольку туда он попал малышом в начале 30-х годов прошлого столетия. До этого его крестьянская семья проживала в с. Шестаковка Сорочинского района Оренбургской области России, но в процессе «раскулачивания» была выселена в г. Караганду. По существу его родители, а также дедушка с бабушкой были выброшены в степь под г. Карагандой, где им пришлось, чтобы выжить, вручную строить землянки на морозе. Семью спасло только то, что отец был единственным ребенком, а все взрослые были доста-



Константин Федорович и Юрий Константинович Тяпкины на встрече с выпускниками ДГИ, Пекин, Китай, 1999 г. На столе — две прекрасные вазы, которые выпускники попросили передать в музей ДГИ со словами благодарности за учебу в этом институте.



Семья Константина Федоровича Тяпкина; слева направо — Константин Федорович, сын Юра, жена Нина Ивановна, мать Прасковья Ильинична, отец Федор Федосеевич (Днепропетровск, 1955 г.)

точно здоровы. Большинство же многодетных семей просто не вынесли таких условий и вымерли от голода и холода.

Но, как говорится, нет худа без добра. Эти чрезвычайно суровые бытовые условия, которые еще больше ужесточились в результате вскоре разразившейся войны, закаляли отца и придали стойкость и оптимистичность его характеру, привили любовь к жизни. К этому следует добавить, что значительную долю спецпереселенцев составляла интеллигенция, причем далеко не худшая часть этой «прослойки». Поэтому отец всегда с благодарностью вспоминал своих прекрасных преподавателей, прививших ему любовь не только к таким «точным» наукам, как физика, математика и химия, но и к русскому языку и литературе. Кстати, эти «гуманитарные» дисциплины ему преподавала бывшая дворянка. В шко-

лу он вынужден был пойти в 6 лет, поскольку в эти голодные для всей страны годы очень важен был дополнительный продуктовый паек, выдаваемый учащимся.

Другим положительным фактором, оказавшим большое влияние на становление характера отца, была многонациональная окружающая среда. Помимо коренных казахов его окружали русские, немцы, корейцы, евреи, чеченцы и представители многих других народов СССР. Это, несомненно, способствовало пониманию им ценности человека независимо от его национальности, чего так не хватает в наше время.

Прекрасная подготовка в школе позволила отцу в 1943 г. легко поступить в ДГИ, который в то время находился в эвакуации в г. Караганде. При этом из-за недостаточного возраста (только 16 лет) ему пришлось встретиться и

получить личное разрешение на сдачу экзаменов от ректора ДГИ П. Г. Нестеренко. С тех пор и до самой кончины этого замечательного человека и педагога отца и Петра Григорьевича связывали очень теплые отношения.

В 1944 г. ДГИ был эвакуирован в Днепропетровск, что связало всю дальнейшую судьбу отца с Украиной. Но поскольку в Караганде остались его родители, наша семья часто ездила их навещать. Отец иногда совмещал такие поездки с командировками на научные конференции и с консультациями студентов-геофизиков, проходивших практику в бескрайних степях Казахстана. Любовь отца к своей второй родине передалась и мне, поскольку, начиная с ранних лет и заканчивая последними классами школы, я провел много времени в Караганде у бабушки и бабушки. С тех пор я, как и мой отец, категорически не приемлю любые проявления национализма, поскольку отчетливо помню дружбу, которая всегда побеждала даже в спорах с потасовками со своими сверстниками, среди которых помимо русских были чеченцы, немцы, корейцы и казахи.

Несмотря на то, что в Казахстане отец непосредственно не работал (за исключением студенческих практик), его вклад в результаты изучения геологического строения этого региона с помощью геофизических методов достаточно велик. Дело в том, что разработанные им палетки для подбора геологических объектов с ограниченными по простиранию размерами оказались весьма эффективными и поэтому популярными в этой богатой рудными месторождениями республике. Об этом свидетельствует курьезный случай, произошедший со мной в 1972 г., когда я был на производственной практике в аэромагнитной партии, работавшей

севернее тогда еще живого Аральского моря. Однажды к нам на машине приехала группа геофизиков из стоявшей за несколько десятков километров полевой партии, и я был приглашен для встречи с ними. Меня, тогда неоперившегося студента, это, естественно, очень удивило. Оказалось, что они просто захотели посмотреть на сына человека, предоставившего им такой удобный инструмент подбора геологических тел по гравитационному полю. Так я погрелся в лучах славы своего отца.

В 1998 г. Общество геофизиков республики Казахстан при финансовой поддержке сервисной компании ГЕОТЕКС организовало в Алма-Ате большую международную геофизическую конференцию, на которую в качестве почетных гостей были приглашены несколько человек, оказавших наибольшее влияние на развитие геофизики в Казахстане. Среди них был и мой отец. К сожалению, он поехать не смог, и было решено, что представлять его буду я. На конференции был зачитан специальный доклад, посвященный геофизикам, оставившим наиболее заметный след в деле становления нашей отрасли в Казахстане. Среди них был особо отмечен и мой отец. Примечательно, что на этой конференции мне в очередной раз посчастливилось встретиться с И. А. Непомнящих, который в то время работал в ГЕОТЕКС. Он был первым из множества успешно защитившихся аспирантов моего отца, а его отец, А. А. Непомнящих, учил моего отца в ДГИ, а затем организовывал кафедру геофизики в Казахском политехническом институте в Алма-Ате и долгое время работал там профессором. Встречи с Игорем Анатольевичем всегда были чрезвычайно приятны для меня, поскольку я ему очень благодарен за его авторитетный совет после

окончания моей учебы в ДГИ и последующей службы в армии, сыгравший важную роль при выборе мною профессионального вектора, о котором я никогда не жалел. Я рассматриваю это как пример успешного взаимодействия двух династий геофизиков, во главе одной из которых был мой отец.

В заключение хочу выразить глубокую благодарность отцу и маме за «страну» моего детства, где мы с братом всегда чувствовали взаимопонимание, взаимное уважение и испытывали необыкновенное ощущение полноты жизни и оптимизма. Впоследствии эта атмосфера распространилась на наших жен и детей. Вечная и светлая память нашему отцу!

Теплыми воспоминаниями и словами глубокой благодарности за привитый вкус к геофизической науке и жизни делятся выпускники кафедры.

Г. И. Калайда. Помню, как однажды, едва окончив лекцию, Константин Федорович неожиданно произнес короткую речь. Суть ее сводилась к тому, что мы не всегда бываем справедливы в оценке людей. Не нужно искать выдающихся людей где-то далеко. Учитесь ценить тех, кто рядом с вами. Не только тех, кто давно всем известен или, как сейчас бы сказали, раскручен. Почему он об этом говорил, за давностью лет уже не помню, но эта нравственная норма мне запомнилась. Ведь он и сам был человеком выдающимся и как ученый, и как педагог. Его вклад в развитие геофизики поистине бесценен и очевиден.

Каждые пять лет после окончания института мы встречались с Константином Федоровичем на нашей родной кафедре. Эти встречи проходили на протяжении без малого шестидесяти лет. За дружеской беседой в, так сказать, неформальной обстановке обсуждались наши «достижения», проблемы.

Константин Федорович рассказывал о своих многочисленных поездках, показывал целые альбомы фотографий, делился идеями.

Н. Т. Пашова. Константин Федорович Тяпкин в памяти выпускников-геофизиков ДГИ 1952 года — человек огромного творческого темперамента, с активной жизненной позицией, увлекающийся, открытый, доступный в общении с коллегами и студентами. Широкий диапазон его научных исследований отличался актуальностью, новизной результатов, предвосхищавших появление новых концепций и геолого-геофизических поисковых направлений.

С удивительным постоянством, не отвлекаясь на новомодные гипотезы, К. Ф. Тяпкин развивал, создавал, совершенствовал гипотезу ротационного режима Земли и его основополагающую роль в глобальной геодинамике, определяющей многообразие изменяющихся во времени процессов глубинного преобразования планеты. Именно с непониманием, игнорированием ротационного фактора в истории развития Земли Константин Федорович связывал кризис в современной геотектонике и мировоззренческий кризис.

Для нас, его учеников из групп РФ-52-1 и РФ-52-2, он был и навсегда останется дорогим Учителем, Наставником и Другом. Большая честь для нас.

В. Д. Омельченко. Мое знакомство с Константином Федоровичем произошло в 1965 г. в с. Орловщина Днепропетровской обл., где мы, группа студентов РФ-62-2, проходили практику по электроразведке. Он приехал к нам прямо из Москвы после защиты докторской диссертации, что называется «с корабля на бал», и стал нашим прекрасным руководителем практики. В дальнейшем не только в студенческие годы, но и после



55 лет прошло после выпуска... Константин Федорович и его жена Нина Ивановна (справа от него) последний раз были с нами в 2012 г.

окончания ДГИ, у меня были постоянные рабочие контакты с Константином Федоровичем, ведь вокруг него складывались неформальные коллективы, которые продуктивно и увлеченно работали. Так, обширные исследования по изучению докембрия не утратили своего значения для специалистов в области изучения тектоники Украинского щита до настоящего времени.

И. К. Пашкевич. Мой выбор геофизики и вся профессиональная «судьба» были определены Константином Федоровичем. В далеком 1952 г. к выпускникам школы № 82 г. Днепропетровска пришел с «агитационной миссией» тогда еще ассистент кафедры геофизических методов разведки полезных ископаемых ДГИ, который смог убедить нас, что профессия геофизика — это, с одной стороны, романтика геологии, а с другой — полноценное физико-математическое образование. Тогда в вузах еще была практика открытых дверей для абитуриентов, вот и от-

крылись они для меня — двери замечательного Днепропетровского горного, который стал для нас родным домом и остался таким до сих пор. Мы помним все, что происходило в нем в дни нашей учебы, включая встречи Нового года всем коллективом института. Мы с Константином Федоровичем были членами Комитета комсомола, где он, как и везде, развивал бурную деятельность. Учебный процесс — это особая тема, так как лекции читались, я бы сказала, с вдохновением, а практические занятия — с душой.

После окончания Института многие из нас поехали подальше от родных мест за обещанной романтикой, «за туманом и за запахом тайги». Хабаровский геофизический трест — дальше некуда, туда и отправились пятеро из нашего выпуска. Романтики хватало, а в камералке ждала гора непроинтерпретированных графиков комбинированных ВЭЗ, о которых я слыхом не слыживала. Вот и летит письмо-SOS к

Константину Федоровичу: что и как с ними делать. Ответ был незамедлительным и исчерпывающим. Спасибо.

Следующий этап моей жизни также определен Константином Федоровичем: надо знать геологию «живьем». И вот я в Криворожском геологическом тресте, сначала в металоогеническом отряде, а затем в геолого-съемочном, где и была подготовлена в соавторстве с Константином Федоровичем, Л. А. Ступак, В. Ю. Фоменко моя первая публикация. Опять спасибо, так как работа с геологами определила мой интерес к комплексной геолого-геофизической интерпретации, который не иссяк до сих пор. Контакты с Константином Федоровичем продолжались, были скорее дискуссионными, но никогда не прекращались, а его поддержка ощущалась во многих жизненных ситуациях.

С полным правом я могу считать Константина Федоровича моим наставником по жизни. Его энтузиазм, эрудиция, нестандартность мышления, живой интерес ко всему новому, непреходящему дали всем нам прекрасный пример служения науке, окружающим людям и светлого человека. Думаю, со мной согласны все выпускники групп РФ-52.

Мы знаем, что традиция встреч с выпускниками будет сохранена уже приемником и учеником Константина Федоровича М. М. Довбничем и в этом году — 60-летию нашего выпуска.

А. А. Калашник. Мне, выпускнице ДГИ 1990 г., очень повезло в жизни — я общалась с неординарной личностью, Человеком необычайной порядочности, с редким сочетанием смелости, чести, врожденной организованности, вызы-

скательности к себе и к окружающим. «Держи удар» — сказал он мне когда-то, «если решила быть приверженцем ротационной гипотезы. Помни, твой путь в науке будет тернистым...».

Прошло много лет с момента защиты моей кандидатской диссертации, но я до сих пор помню урок благородства и порядочности, который преподавал мне мой научный руководитель — Константин Федорович Тяпкин. На мою защиту он пришел из кардиологического отделения больницы, с очень сильной одышкой. Он задыхался, его сильный кашель сопровождал весь процесс защиты, но он не ушел и не бросил меня — свою ученицу. И это не уникальный случай, а качества, проявляемые Константином Федоровичем постоянно и повседневно, понятны далеко не многим, а жаль...

Сегодня у меня на столе лежит книга «Системы разломов Украинского щита» с дарственной надписью: «Многоуважаемой Анне Анатольевне в день блестящей защиты диссертации 19.04.2004 г. К. Ф. Тяпкин». И я знаю точно, что на этой защите он был Человеком, поставившим свое плечо, чтобы не дать лавине безверия опустошить мою душу.

Светлая память о блестящем педагоге, выдающемся ученом с неиссякаемым запасом оригинальных идей, оставившем богатое творческое наследие, прекрасном семьянине сохранится в памяти не одного поколения геофизиков и родных. Труды Константина Федоровича еще долгие годы будут импульсом к дальнейшему развитию геофизики и геологии.

Друзья, коллеги, родные, выпускники, сотрудники кафедры геофизических методов разведки Национального горного университета и Института геофизики НАН Украины, члены регколлегии «Геофизического журнала».

Правила для авторов

Редакция «Геофизического журнала» принимает статьи и научные сообщения на русском, украинском или английском языках, материалы публикуются бесплатно.

Статьи направлять в редакцию «Геофизического журнала» по адресу, указанному ниже, либо через сайт <http://journals.uran.ua/geofizicheskiy>, где необходимо будет зарегистрироваться.

В начале статьи необходимо указать индекс УДК, ФИО авторов, названия организаций и их полные почтовые адреса, контактные номера телефонов, телефакс и адрес электронной почты (E-mail). Просьба указывать все имена и отчества авторов и с кем вести переписку.

Текст статьи принимается на любом электронном носителе или по E-mail одним файлом, а также распечатанным в двух экземплярах. Рисунки, таблицы, список литературы, подрисуночные подписи и резюме на русском, украинском и английском языках, ключевые слова следует давать на отдельных страницах; формулы должны быть набраны обязательно в приложении Equation или MathType. В статьях можно использовать только единицы системы СИ.

Рисунки, вставленные в Word, не принимаются. Кроме того, каждый рисунок не может превышать размера журнальной страницы (160×230 мм); фотографии и рисунки должны быть хорошего качества; оригиналы принимаются в векторном формате (желательно в формате программы, в которой создавались). Журнал публикует только черно-белые иллюстрации. Цветные иллюстрации могут быть опубликованы в печатной версии журнала только при условии их оплаты автором статьи.

Список литературы составляется в алфавитном порядке (сначала на русском и украинском языках, а затем — на иностранном) без номеров. В списке литературы по каждому литературному источнику обязательно указывать всех авторов. В тексте при ссылке на литературный источник в квадратных скобках необходимо писать фамилию автора и через запятую — год издания (если два автора, то указывать обоих, если три и более — первого и др.). Все работы, на которые есть ссылки в квадратных скобках, должны быть приведены в списке литературы. И наоборот, на всю приведенную литературу должны быть ссылки в квадратных скобках в тексте статьи.

Верстка статьи направляется автору для проверки и исправления ошибок. Автор не должен вносить существенных изменений. Рекомендуется пользоваться электронной почтой и сообщать об исправлениях в первые три дня после получения верстки.

Обновленные правила оформления статей и списка литературы смотрите на сайте: <http://journals.uran.ua/geofizicheskiy/about>.

Подача статьи в журнал означает, что она оригинальна, нигде не публиковалась и не направлена для других изданий. Статья должна быть подписана всеми авторами.

Обновленные правила оформления статей и списка литературы (с примерами) см. на сайте: www.igph.kiev.ua.

Обращаем внимание авторов, что в случае воспроизведения ими в статье ранее опубликованных графических или иных материалов, защищенных авторским правом, недостаточно только дать библиографическую ссылку на источник воспроизводимых материалов. Авторы обязаны получить письменное разрешение правообладателя ранее опубликованных (в печатном или электронном виде) материалов на их воспроизведение в статье авторов. При отсутствии письменного разрешения на воспроизведение ранее опубликованных материалов статья не принимается к рассмотрению.

Вниманию читателей!

В ИНСТИТУТЕ ГЕОФИЗИКИ

ИМ. С. И. СУББОТИНА НАН УКРАИНЫ ИЗДАЕТСЯ РЕЦЕНЗИРУЕМЫЙ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

созданный в 1979 г. на базе основанного в 1956 г. и публиковавшегося Институтом геофизики НАН Украины «Геофизического сборника». На страницах этого журнала освещаются новые данные теоретических и экспериментальных геофизических исследований, материалы о закономерностях распределения различных физических полей Земли, вопросы комплексного изучения глубинного строения литосферы, современной геодинамики и прогноза землетрясений, результаты исследований физических свойств минерального вещества в различных *РТ*-условиях, работы в области геотермии, палеомагнетизма, геофизики Мирового океана, поисков и разведки полезных ископаемых геофизическими методами и др. Публикуются также методические и аппаратные разработки, материалы дискуссий, рецензии, сообщения о научных совещаниях и другая информация.

- Рассчитан на широкий круг геофизиков и геологов: научных работников, преподавателей, инженеров, аспирантов, студентов, работников поисковых партий и экспедиций.

- Статьи публикуются на русском, украинском или английском языках.

- Периодичность — раз в два месяца.

- Свидетельство государственной регистрации, серия КВ № 12952-1836 ПР от 20.07.2007 г.

- Индекс 74116.

- Только своевременно оформленная подписка или заказы в нашей редакции и ОНТИ Института геофизики НАН Украины могут гарантировать Вам получение журнала. Кроме того, возможно приобретение его отдельных номеров за прошлые годы. Подписку на «Геофизический журнал» для дальнего зарубежья можно оформить на сайте ДП «Преса» www.presa.ua.

**Подписывайтесь и заказывайте
«Геофизический журнал»!**