

# Геофизический ЖУРНАЛ



**6**

2016

ТОМ 38



Geophysical  
journal

Главный редактор *В. И. СТАРОСТЕНКО*  
Заместитель главного редактора *В. Н. ШУМАН*

### 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,*  
*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, Я. М. Хазан, 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* (Мо-  
сква, Россия), *А. Г. Гончаров* (Канберра, Австралия), *А. Гутерх* (Варшава, Польша), *Э. Дорми*  
(Париж, Франция), *М. С. Жданов* (Солт Лейк Сити, США), *Д. Йосифов* (София, Болгария),  
*Као Динх Тру* (Ханой, Вьетнам), *Г. И. Каратаев* (Минск, Беларусь), *Р. Келлер* (Оклахома,  
США), *А. И. Кобрунов* (Ухта, Россия), *Г. Г. Кулиев* (Баку, Азербайджан), *Я. Макрис* (Гамбург,  
Германия), *П. С. Мартышко* (Екатеринбург, Россия), *В. О. Михайлов* (Москва, Россия),  
*С. М. Оганесян* (Гюмри, Армения), *А. Сейнтот* (Бохум, Германия), *Р. Стифенсон* (Абер-  
дин, Великобритания), *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*

Vice Editor-in-Chief *V. N. SHUMAN*

### 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, Ya. M. Khazan, V. P. Koboлев, I. N. Korchagin, V. V. Kulyk, R. I. Kutas,*  
*E. D. Kuz'menko, O. V. Legostaeva, 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. Hovhannisyanyan* (Gyumri, Armenia), *D. Iosifov*  
(Sofia, Bulgaria), *T. Janik* (Warsaw, Poland), *G. I. Karataev* (Minsk, Belarus), *R. Keller* (Okla-  
homa, USA), *A. I. Kobrunov* (Ukhta, Russia), *Ya. Makris* (Hamburg, Germany), *P. S. Martyshko*  
(Ekaterinburg, Russia), *V. O. Mikhailov* (Moscow, Russia), *A. Saintot* (Bochum, Germany),  
*N. V. Sharov* (Petrozavodsk, Russia), *R. Stephenson* (Aberdeen, Great Britain), *H. Thybo* (Copen-  
hagen, Denmark), *S. A. Tikhotsky* (Moscow, Russia), *M. S. Zhdanov* (Solt Lake City, USA).

---

Подп. в печ. 22.12.16. Формат 60×84/8. Бум. офсетная № 1. Печать офсетная.  
Усл. печ. л. 26. 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 38

Международный  
журнал

An International  
Journal

№ 6 • 2016

## СОДЕРЖАНИЕ

<u>Шуман В. Н.</u> О прогнозируемости активных геосистем: метастабильность и устойчивые переходы вместо аттракторов .....	3
<i>Собисевич Л. Е., Старостенко В. И., Рогожин Е. А., Лутиков А. И., Собисевич А. Л., Канониди К. Х., Кензера А. В., Орлюк М. И.</i> Аномальные геофизические и сейсмотектонические процессы, наблюдавшиеся в период подготовки и развития землетрясения с магнитудой 8,8 в Мауле 2010 г. (Чили) .....	25
<i>Усенко О. В.</i> Эволюция расплавов и флюидов в процессе формирования коры и мантии в неорхее—палеопротерозое. Стратиграфические следствия .....	40
<i>Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я.</i> Скоростные разрезы верхней мантии под океанами .....	64
<i>Ковачикова С., Логвинов И. М., Пек Й., Тарасов В. Н.</i> Моделирование земной коры Украины по результатам магнитотеллурических исследований с использованием новых методик инверсий .....	83
<i>Роганов Ю. В., Роганов В. Ю.</i> Распространение волн в периодических жидкотвердых слоистых средах .....	101
<i>Белевцев Р. Я., Блажко В. И., Терещенко С. И.</i> О термодинамической эволюции земной коры и тектонике плит .....	118
<b>Научные сообщения</b>	
<i>Эпух Е. Е., Олейлае Дж. Б., Омогунлоуе О. Г.</i> Определение геоида бассейна Гонгола с использованием изостатических моделей и данных сейсмического профилирования методом отраженных волн и его геофизическая интерпретация .....	137
<i>Сумарук Ю. П., Сумарук Т. П., Рега Я.</i> Динамика вековых вариаций геомагнитного поля со временем .....	152
<i>Лапина Е. П., Михеева Т. Л., Панченко Н. В.</i> Локализация геологических объектов по магнитометрическим данным с использованием алгоритмов автоматизированного подбора .....	160
<i>Щербина С. В., Лесовой Ю. В., Феценко А. И., Брицкий А. И.</i> Изучение свойств пьезоэлектрического датчика KD-35 на калибровочном устройстве методом внешнего импульса и на реальной трассе .....	173

<i>Уваров В. Н.</i> Электромагнитно-деформационные волны земной коры .....	180
<i>Главацкий Д. В., Кузина Д. М., Герасименко Н. П., Бахмутов В. Г.</i> Петромагнетизм и палеомагнетизм четвертичных лессово-почвенных отложений разреза Вязовок (Приднепровская низменность).....	186
<b>Конференции</b>	
<i>Коболев В. П., Кутас Р. И., Максимчук В. Ю.</i> Геофизические технологии прогнозирования и мониторинга геологической среды .....	194
<b>Юбилей</b>	
<i>Попадюк И. В., Хрящевская О. И.</i> Беседа с С. Н. Стовбой в связи с 60-летием .....	198
<b>Потери науки</b>	
<i>Владимир Николаевич Шуман (18.02.1942—05.11.2016)</i> .....	202
Сводное оглавление.....	204

## ЗМІСТ

<u>Шуман В. М.</u> Про прогнозованість активних геосистем: метастабільні та стійкі переходи замість аттракторів .....	3
<i>Собісевіч Л. Є., Старостенко В. І., Рогожин Е. А., Лутіков А. І., Собісевіч А. Л., Канонігі К. Х., Кенззера А. В., Орлюк М. І.</i> Аномальні геофізичні та сейсмотектонічні процеси, спостережені в період підготовки і розвитку землетрусу з магнітудою 8,8 в Маулі 2010 р. (Чилі) .....	25
<i>Усенко О. В.</i> Еволюція розплавів і флюїдів у процесі формування кори і мантії в неоархеї—палеопротерозої. Стратиграфічні наслідки .....	40
<i>Гордієнко В. В., Гордієнко Л. Я.</i> Швидкісні розрізи верхньої мантії під океанами .....	64
<i>Ковачікова С., Логвінов І. М., Пек Й., Тарасов В. М.</i> Моделювання земної кори України за результатами магнітотелуричних досліджень з використанням нових методик інверсій.....	83
<i>Роганов Ю. В., Роганов В. Ю.</i> Поширення хвиль у періодичних рідкотвердих шаруватих середовищах.....	101
<i>Белевцев Р. Я., Блажко В. І., Терещенко С. І.</i> Про термодинамічну еволюцію земної кори і тектоніку плит .....	118
<b>Наукові повідомлення</b>	
<i>Епух Е. Е., Олейлайє Дж. Б., Омогунлоуїє О. Г.</i> Визначення геоїда басейну Гонгола з використанням ізостатичних моделей і даних сейсмічного профілювання методом відбитих хвиль і його геофізична інтерпретація .....	137
<i>Сумарук Ю. П., Сумарук Т. П., Рега Я.</i> Динаміка вікових варіацій геомагнітного поля з часом.....	152
<i>Лапін О. П., Міхєєва Т. Л., Панченко Н. В.</i> Локалізація геологічних об'єктів за магнітометричними даними з використанням алгоритмів автоматизованого підбору .....	160
<i>Щербіна С. В., Лісовий Ю. В., Фещенко А. І., Бріцький О. І.</i> Вивчення властивостей п'єзоелектричного датчика KD-35 на калібрувальному пристрої методом зовнішнього імпульсу та на реальній трасі .....	173
<i>Уваров В. М.</i> Электромагнитно-деформационні хвилі земної кори.....	180
<i>Главацкий Д. В., Кузина Д. М., Герасименко Н. П., Бахмутов В. Г.</i> Петромагнетизм і палеомагнетизм четвертинних лессово-ґрунтових відкладів розрізу В'язовок (Придніпровська низовина).....	186
<b>Конференции</b>	
<i>Коболев В. П., Кутас Р. І., Максимчук В. Ю.</i> Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища .....	194
<i>Продолжение см. на стр.</i> .....	204

## О прогнозируемости активных геосистем: метастабильность и устойчивые переходы вместо аттракторов

© **В. Н. Шуман**, 2016

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 19 августа 2016 г.

*Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко*

Розглянуто деякі деталі та особливості численних експериментальних і теоретичних досліджень з прогнозу та прогнозованості динаміки геосистем, на які не звертали достатньої уваги, але які можуть мати визначальне значення для постановки майбутніх робіт у цій галузі. В руслі ідей нелінійної динаміки просторово-часових процесів і систем обговорено нові можливості та нові підходи до їх вирішення. Ключові динамічні об'єкти такого підходу — метастабільність і стійкі переходи, причому метастабільним образам у фазовому просторі системи відповідають уже не аттрактори, а перехідні множини траєкторій. Підкреслено активну роль геосередовища та його особливих динамічних станів, які породжуються кооперативною поведінкою його елементів і підсистем. Сформульовано адекватніше, на думку автора, визначення сейсмічного процесу та можливих механізмів генерації спонтанних емісій різної природи, які пов'язані з перехідним розсіюванням, більш обґрунтованих з точки зору як їх фізичної інтерпретації, так і можливостей моделювання. На цій основі і з урахуванням загальних критеріїв, які забезпечують появу критичної динаміки та нових нелінійних динамічних режимів в активних (збуджуваних) системах, установлених в останні роки, обговорено актуальні питання діагностики та прогнозованості геосистем. Підкреслено особливу роль і вплив завад (шумів) різної природи на активні структуровані геосистеми, які допускають самоорганізовану критичну поведінку, та процесів формування степеневих спектрів потужності. Причому, не зважаючи на широко декларовані тези 1970—1980-х років та на відміну від «странно-аттракторного» підходу, основну увагу приділено впливу шумів та флуктуацій на великомасштабну динаміку геосистем. У результаті задачу локального прогнозу в сучасній постановці можна розглядати як дослідження відгуку активного (збуджуваного) структурованого геосередовища на багаточастотні спонтанні флуктуації та зовнішні впливи. Звернено увагу на деякі особливості та суттєві фактори формування вогнищ землетрусів та еволюційних процесів, відомих як із спостережень, так і з розв'язків базових рівнянь нелінійної динаміки. Підкреслено тісний зв'язок спонтанних емісій літосфери з динамікою автоструктур і їх ансамблів. При цьому блочно-ієрархічна неоднорідна структура літосфери визначає не лише просторові характеристики полів спонтанних емісій, а й значною мірою їх часові та енергетичні характеристики.

**Ключові слова:** динамічні системи, сейсмічність, спонтанні емісії, прогнозованість геосистем, сейсмoeлектромагнетизм, перехідні процеси, автоструктури, системи з шумом.

**Введение.** Несмотря на значительный рост сетей мониторинга за сейсмической активностью, развитие новых технологий исследований и обработки данных, увеличивающееся проникновение в сейсмологию методов нелинейной динамики сложных систем, многие ключевые вопросы прогноза и прогнозируемости геосистем оказались весьма затруднительными и все еще весьма далеки от своего разрешения. Очевидно, трудности решения проблемы связаны со сложностью исследуемого объекта — геосреды как активной динамической системы с диффузией, которая в

зависимости от условий возбуждения может проявлять свойства детерминированных, хаотических и сложных систем. Математические модели таких распределенных активных сред с конечным порогом неустойчивости весьма сложны, их общее описание не представляется возможным, а каждый новый достаточно глубоко исследованный пример таких систем, как правило, обнаруживает проявления новых типов самоорганизации. При этом нетрадиционность задач современной геодинимической теории таких систем прежде всего связана с явлениями структурообразования, превраще-

нием одних структур в другие при изменении параметров геосреды.

Очевидно, вопросы динамики и прогнозируемости таких систем слишком фундаментальны сложны и противоречивы, и слабо адаптированы к решению прикладных задач. Не удивительно, что в этой области исследований до настоящего времени продолжают активные обсуждения и дебаты, часто слабоаргументированные, акцентирующие внимание на ее частичных аспектах, нередко приобретающие весьма тоталитарные формы.

Современное состояние дел в этой отрасли исследований — всплески оптимизма и близости достижения цели, скепсис, иллюзии, безысходность или невозможность решения проблемы прогноза, особенно краткосрочного. Заметим, что с точки зрения приложений мы нуждаемся не в прогнозе вообще, а до того момента времени, когда он еще может быть актуальным. В этом контексте весьма уместно попытаться посмотреть на проблему прогноза и прогнозируемости с учетом современных позиций и достижений нелинейной динамики сложных систем, в частности неравновесных сред, для процессов структурообразования в которых характерны пространственное развитие структур (автоструктур) и хаотическая динамика ансамблей автоструктур. Другой весьма важный аспект проблемы, на который не обращалось должного внимания, — влияние шумов и флуктуаций различной природы на режимы функционирования распределенных нелинейных динамических систем. Как известно, источники шума в таких динамических системах могут индуцировать новые режимы их функционирования, которые не могли быть реализованными в его отсутствие, например, вызванные шумом автоколебания, образование более упорядоченных структур, увеличение степени когерентности и другие эффекты.

Яркий пример указанного типа поведения системы — присутствие  $1/f$  шума (или фликкер-шума), усреднение которого по времени дает непредсказуемый, изменяющийся от реализации к реализации результат с разбросом, неубывающим или даже возрастающим при увеличении длительности времени усреднения. Еще один интересный аспект проблемы — статистика наиболее важных с прикладной точки зрения сильных (экстремальных) событий оказывается существенно иной, чем обычная статистика больших чисел.

Ряд важных, по мнению автора, вопросов проблемы прогнозируемости и прогноза ди-

намики геосистем рассмотрен в предыдущих публикациях [Шуман, 2014а, б, в; 2015а, б; 2016а, б]. В настоящей статье на основе и с учетом уже выполненных исследований будет продолжено рассмотрение некоторых элементов и деталей проблемы, на которые обращалось недостаточное внимание, но которые, возможно, могут определять дальнейшие направления исследований.

Внимание будет концентрироваться на более адекватных и современных представлениях о геосреде как активной (возбудимой) динамической системе с диффузией, пронизываемой потоками энергии и вещества из низов литосферы, более современной трактовки и понимания сейсмического процесса как раздела теории геодинамических систем, продукта формирования, поддержания и преобразования автоструктур или диссипативных структур. Использование этих принципов и подходов, на наш взгляд, является перспективным и привлекательным для приложений.

Изложение организовано следующим образом. Статья начинается с краткого, фрагментарного изложения состояния вопроса. Далее приводятся сведения об особенностях геосистем и их динамики, после чего рассматриваются некоторые вопросы хаоса, сейсмичности, спонтанного сейсмоэлектромагнетизма, концептуальных основ мониторинга, некоторых особенностей аттракторов систем с шумом, странно-аттракторного подхода и новой парадигмы прогноза, возможных направлений дальнейших исследований.

**О состоянии вопроса.** Весьма удивительно и даже парадоксально, но до сравнительно недавнего времени (середины XX в.) среди физиков отмечалась уверенность в потенциально неограниченных возможностях классической физики предсказания поведения сложных систем, располагая лишь динамическими уравнениями и начальными условиями [Кравцов, 1989]. И если допускалось существование принципиально неустранимых причин непредсказуемости, то не в характере уравнений классической физики. Однако к началу 1970-х годов, в основном благодаря классическим работам В. И. Арнольда, А. Н. Колмогорова, Э. Н. Лоренцо, Я. Г. Синая, Ф. Такенса и ряда других исследователей, произошел пересмотр этих уже устоявшихся представлений о «предсказуемой динамике». Проблема предсказуемости оказалась в центре внимания многих направлений нелинейной динамики, в частности при исследовании процессов в сильнонерав-

новесных открытых системах, пронизываемых потоками энергии и вещества. В центре ее интересов оказывается все большее число нелинейных распределенных сред, структурообразование в которых демонстрирует в широком диапазоне масштабов и параметров пространственно-временной скейлинг [Иудин, 2005]. Получило интенсивное развитие новое направление исследований — предсказуемости хаотических систем [Ахромеева и др., 2007; Лоскутов, Михайлов, 2007; Лоскутов, 2010]. Обнаружено весьма примечательное свойство хаотических динамических систем: они оказались весьма чувствительными к внешним воздействиям. Показано, что теорию сложных систем можно рассматривать в качестве общей теории самоорганизации в средах весьма различной природы. Стало очевидным, что проблема предсказуемости в общем случае тесно связана с решением задач нелинейной динамики и теории сложных систем.

Для геофизики, в частности сейсмологии, особо актуальным становится вопрос о прогнозируемости активных геосистем с делокализованными источниками энергии и прогноза конкретных сейсмических событий. Значительные усилия по его решению предприняты в последние годы математиками и физиками, стоящими на «математической» точке зрения. Однако, несмотря на заметный рост теоретических разработок и экспериментальных данных, физической теории сейсмического процесса пока нет [Кособоков, 2004; Шаповал, 2011; Гуфельд, 2013; Гуфельд, Новоселов, 2014; Родкин, 2016]. До настоящего времени продолжают бурные дискуссии по самому существованию вопросов прогноза, особенно краткосрочного, и прогнозируемости реальных геосистем. При этом наименее дискуссионной здесь является необходимость новой теории. Одной феноменологии здесь явно недостаточно.

Упомянем некоторые из высказанных по этому вопросу точек зрения и начнем с часто цитируемого высказывания Чарльза Рихтера: «только дураки и шарлатаны предсказывают землетрясение». Приведем более рафинированное и изящное высказывание В. И. Кейлиса-Борока: «прогноз, не скажу, возможен, но, по крайней мере, не невозможен» [Кособоков, 2004]. О принципиальной непредсказуемости эпицентральной зоны сильнейших землетрясений утверждается в работе [Короновский, Наймарк, 2012].

«На новом материале... подтверждено понимание сейсмического процесса как фунда-

ментального следствия эволюции тектонической системы к состоянию СОК, в котором невозможен реальный прогноз динамики и катастроф» [Захаров, 2014]. «Не исключено, что точный краткосрочный прогноз вообще недостижим. Что касается долгосрочного и среднесрочного прогноза, то его нужно считать лишь оценкой возможной потенциальной опасности» [Гуфельд, Новоселов, 2014].

Исследование по прогнозу сейсмичности «...должны иметь статус фундаментальных, а не прикладных, обязанных давать надежный прогноз того, что объективно не поддается прогнозированию» [Наймарк, Захаров, 2012]. Однако столь максималистские представления о принципиальной непредсказуемости землетрясений не являются общепринятыми и, по существу, были опровергнуты [Родкин, 2016]. Так, в работе [Кособоков, 2004] положительно решается фундаментальный вопрос сейсмологии о предсказуемости сильных землетрясений.

Показано, что широкий класс сложных систем с самоорганизованной критичностью (СОК) предсказуем с помощью универсальных предвестников, а свойства прогнозируемости и масштабной инвариантности не противоречат друг другу [Шаповал, 2011].

Сошлемся еще на один пример — исследование А. А. Любушина по поиску предвестников сильных сейсмических событий как эффектов увеличения синхронизации (когерентного поведения) скалярных компонент многомерных временных рядов систем мониторинга низкочастотных микросейсм [Любушин, 2013]. Предложенный метод поиска предвестников основан на определении статистически значимого уменьшения среднего значения ширины носителя мультифрактального спектра сингулярности (когерентности) вариаций его же параметров. Обратим внимание и на другие важные обстоятельства. Так, еще в 1970-х годах установлена фундаментальная закономерность разрушения материалов: любому полному разрушению предшествует более или менее длительный подготовительный период [Макаров, 2012]. Можно также привести тот факт, который находит все большее признание, что предшествующие сильным сейсмическим событиям явления, в основном непосредственно перед ним, существуют [Хаякава, Коровкин, 2011].

Необходимость новой физической теории сейсмичности очевидна. Однако уместно напомнить, что, как правило, ни одна крупная проблема не решалась в русле исключительно

тех идей и представлений, которые существовали при ее постановке. Кроме того, каждая новая фундаментальная теория обычно представляла не только новые возможности, но и зачастую лишала многих иллюзий и заблуждений. Однако в любом случае динамическое видение проблемы прогноза и прогнозируемости геосистем остается приоритетным, хотя в последнее время считается наиболее перспективным (или даже безальтернативным) направлением по краткосрочному прогнозу сейсмичности применение сейсмических средств, позволяющих отслеживать деформации земной поверхности и наблюдений за ионосферой [Пулинец, Узунов, 2011; Хаякава; Коровкин, 2011; Пулинец и др., 2012]. Новый известный отблеск или всплеск энтузиазма — «...несмотря на известный пессимизм, даже отрицание принципиальной возможности краткосрочного прогноза ... сегодня можно утверждать, что эта важная проблема геофизики фактически решена» [Дода и др., 2013]. И такой вывод сделан на основании некоторой эмпирической схемы прогноза, фактически не опирающейся на какие-либо конкретные свойства геосистемы и протекающие в ней процессы. Было бы ошибочным предполагать, что опыт мониторинга с использованием спутниковых технологий при всех его преимуществах открывает только радужные перспективы.

Важная особенность дистанционных систем — возможность получения геолого-геофизической информации для обширных регионов, что труднодостижимо при наземном мониторинге. Тем не менее тезис об безальтернативности спутниковых технологий, широко обсуждаемый в настоящее время многими геофизиками, не представляется бесспорным [Гуфельд, 2013; Шуман, 2016б]. Это не прогноз сейсмического события в его классическом традиционном понимании. Метод не ориентирован на получение прямых сведений о состоянии геосреды и протекающих в ней процессах. Это, скорее, прогноз и констатация особенностей временной и пространственной динамики радонового поля, запуска и развития обусловленного им процесса от поверхности земли до магнитосферы, включая такие параметры, как вертикальный профиль температуры и влажности, электронной концентрации, локальные характеристики ионосферной плазмы, потока инфракрасного излучения, конфигурацию облачного и покрова и др. [Пулинец, Узунов, 2011; Пулинец и др., 2012]. Трудности решения проблемы в этом случае очевидны:

соответствующие изменения параметров в системе литосфера—атмосфера—ионосфера достаточно малы и в ряде случаев обнаруживаются только статистически. Весьма дискуссионно и использование с этой целью сейсмоэлектромагнитных явлений, которые «...имеют несейсмическую природу и поэтому не имеют практически ничего общего с сейсмологией» [Хаякава, Коровкин, 2011]. Геология и сейсмичность здесь выступают лишь в качестве источника информации о литосфере. Однако в любом случае наземные сейсмические методы контроля останутся ведущими при диагностике глубинного строения сейсмоактивных зон и изменения их параметров, хотя предвестниковые проявления катастрофических сейсмических событий, несомненно, присущи не только сейсмичности, но и спонтанному электромагнитному и сейсмоэлектромагнитному излучению, генерируемому литосферой.

#### **Динамические системы и нелинейно-динамический подход к изучению геосистем.**

Как известно, подход, основанный на идеях, методах и принципах нелинейной динамики, в настоящее время является одним из важных, эффективных и приоритетных направлений исследований современной геофизики и сейсмологии. Динамические модели геосистем, построенные на базе обширных экспериментальных наблюдений, открыли широкие возможности для интерпретации, понимания, а в ряде случаев и предсказания динамических механизмов функционирования геосреды как открытой многомасштабной иерархически организованной диссипативной системы, через которую могут протекать большие потоки энергии и вещества. Характерные свойства геосистем — диссипативность динамики, компенсация энергопотерь за счет внешних источников, активность их отдельных элементов. В виду актуальности проблемы начнем с некоторых стандартных, ставших уже классическими определений.

Систему называют динамической, если определен выбор величин, называемых динамическими переменными, которые характеризуют мгновенное состояние, и задан закон или правило, позволяющие по начальному состоянию системы определить ее состояние в любой последующий момент времени [Лоскутов, Михайлов, 2007; Кузнецов, 2011]. Множество всевозможных состояний образует ее фазовое пространство, образованное всеми параметрами, необходимыми для описания. Фазовый портрет — это траектория развития системы,



но в пространстве ее параметров. При этом положение системы в фазовом портрете в любой конкретный момент времени задается точкой в ее фазовом пространстве.

Как известно, для описания систем с непрерывным временем обычно используются дифференциальные уравнения вида (или их системы)

$$\frac{d\mathbf{u}}{dt} = \mathbf{P}(\mathbf{u}, \lambda), \quad (1)$$

где  $\mathbf{u}$  — мерный вектор состояния,  $\mathbf{P}$  — нелинейный оператор,  $\lambda$  — параметры системы.

В соответствии с теоремой существования и единственности их решения, по заданному состоянию в некоторый момент времени можно однозначно найти состояние в последующие и предыдущие моменты времени. Системы с дискретным временем определяют обычно с помощью отображения, задающего трансформацию состояния в течение одного шага:

$$\mathbf{u}_{n+1} = \mathbf{g}(\mathbf{u}_n),$$

где  $\mathbf{g}$  — векторная функция,  $\mathbf{u}$  — вектор состояния. В этом случае фазовая траектория задается дискретной последовательностью точек.

Оба рассмотренных класса систем с непрерывным и дискретным временем тесно связаны между собой, причем переход от одних к другим осуществляется с помощью построения, известного в литературе как «сечение Пуанкаре» [Кузнецов, 2011].

Выделяют консервативные и диссипативные системы. Для первых характерно сохранение «памяти» о начальном состоянии, для других — в течение некоторого времени динамический режим становится независимым от начального состояния. Подобный подход, опирающийся на успешный опыт динамического моделирования в различных областях науки, весьма распространен. Обычно он включает в себя набор элементарных моделей, развитой технологии анализа и доказательств с целью получения информации о поведении системы «в целом». Важную роль в подобном описании играет геометрическое представление эволюции исследуемой системы в относительно малоразмерных проекциях ее фазового пространства. Поведение системы в этом случае может быть описано в терминах аттракторов, переходных состояний, устойчивости, бифуркаций и др. [Рабинович, Мюезинолу, 2010].

Одна из основных задач нелинейно-динамического подхода — выработка на осно-

ве экспериментальных данных адекватных динамических образов ключевых явлений и процессов, происходящих в исследуемой системе, построение на их основе базовых моделей и изучение динамически этих моделей. Выделяют обычно несколько этапов такого изучения [Некоркин, 2008]:

- обнаружение структурно-устойчивых систем и явлений, не изменяющих свойств при относительно малых вариациях их параметров;
- детальный анализ структуры фазового пространства (пространства состояний) системы с целью диагностики всех возможных типов поведения системы;
- исследование тенденций развития (эволюции) процессов при изменении ее параметров.

Важно, что приведенные определения не исключают возможности хаотического поведения системы, когда зависимость наблюдаемых величин от времени выглядит как случайный процесс. Как известно, хаос оказался весьма типичным явлением в системах различной природы. Напомним, если говорится о хаосе, обычно подразумевается, что изменение во времени состояния системы является случайным (его нельзя однозначно предсказать) и невоспроизводимым (процесс нельзя повторить). Для того чтобы проводить различие между регулярной и хаотической динамикой на количественном уровне, обычно используют показатели Ляпунова [Лоскутов, Михайлов, 2007; Лоскутов, 2010; Кузнецов, 2011]. В пространстве состояний систем с диссипацией хаос ассоциируется с присутствием странного аттрактора, обладающего фрактальной структурой, причем наличие в спектре показателей Ляпунова (спектр показателей Ляпунова аттрактора понимается как спектр показателей для типичной траектории на аттракторе) хотя бы одного положительного показателя свидетельствует о том, что аттрактор — хаотический, а по известному спектру этих показателей можно оценить фрактальную размерность аттрактора [Лоскутов, 2010; Кузнецов, 2011]. Установлено, что поведение системы со странным аттрактором характеризуется сочетанием глобального сжатия фазового объема системы с локальной неустойчивостью фазовых траекторий. При этом наличие источников шума в нелинейных динамических системах может индуцировать новые режимы их функционирования, которые не могут быть реализованы в его отсутствие.

Согласно А. Ю. Лоскутову [Лоскутов, 2010], аналитических результатов, касающихся суще-

ствования странных аттракторов, относительно мало, а само это понятие приобрело некоторый собирательный контекст — этим хотят подчеркнуть хаотичность изучаемой системы: «этот термин является скорее парадигмой, чем характеристикой какого-либо математического объекта». И более того, для большинства сложных систем, с которыми обычно имеют дело в приложениях, далеко не всегда удается вывести какие-либо уравнения, исходя из физических принципов, и, соответственно, их невозможно исследовать в рамках модели (1).

Исследования начали смещаться в сторону изучения активных систем, в которых присутствуют потоки энергии от внешнего источника и диссипируемых ими. Именно благодаря этим потокам системы становятся активными (возбуждаемыми), т. е. приобретают способность к автономному образованию структур [Лоскутов, Михайлов, 2007]. Такие системы демонстрируют удивительное разнообразие их динамического поведения, и общей их теории не существует. Аналитические возможности исследования таких структур (автоструктур) и их ансамблей опираются, в основном, на решение приближенных или модельных уравнений. Численные же эксперименты весьма затруднительны и трудоемки.

Как известно, исследование высокоорганизованных пространственно-временных структур в средах с диссипацией, далеких от термодинамического равновесия, является одной из центральных проблем современной геодинамики. Существенно, что эволюция процессов и структур в подобных системах не может осуществляться вне рамок автоволновых процессов, являющихся пространственно-временными структурами, причем наличие пространственно-временной структуры — их фундаментальное и всеобщее свойство [Эбеллинг, 1979].

Выделяют два типа эволюционных процессов:

- временная эволюция к неравновесному стационарному состоянию;
- эволюция через последовательность таких состояний [Рабинович, Мюезинолу, 2010].

Особый круг возникающих вопросов — воздействие шумов различной природы на такие системы, в частности на формирование и разрушение пространственно-временных структур (автоструктур), и вызванной шумом неустойчивости, влияние шума на мультистабильность. Важно, что различие в реакциях системы на внешний шум может служить

фактором, инструментом их диагностики, в частности режима функционирования — автоколебательного или возбуждаемого, а также типа активной среды — возбуждаемой, автоколебательной или бистабильной.

Таким образом, нетрадиционность задач современной теории неравновесных сред связана, прежде всего, с явлениями структурообразования, формирования автоструктур, их превращений одних в другие при изменении параметров геосреды — бифуркации пространственных образов [Гапонов-Грехов, Рабинович, 1987а, б]. Такая постановка задачи выглядит почти безнадежной: «... метастабильным образом в фазовом пространстве динамической модели уже не аттракторы, а переходные множества траекторий, внутри которых изображающая точка проводит основное время». Да и сами автоструктуры — весьма нетривиальный объект исследований. Для их описания необходимы новые идеи и подходы [Рабинович, Мюезинолу, 2010], в частности разработки новых моделей, методов и адекватных образов и понятий, общих для неравновесных сред произвольной природы. При этом, очевидно, в открытых системах можно выделить два класса эволюционных процессов: временная эволюция к неравновесному квазистационарному состоянию и эволюция через последовательность таких состояний. Важно, что определяющими признаками неравновесного критического поведения систем, далеких от термодинамического равновесия, являются критическое замедление времен релаксации системы и аномально большие времена корреляции различных состояний системы [Руманов, 2013]. Обычно эти особенности ведут к реализации динамического скейлингового поведения системы. Отсюда следует вывод о возможности существования универсальных алгоритмов прогноза эволюции, кризисов и катастроф для систем весьма различной природы.

#### **Хаос, сейсмичность и прогнозируемость.**

Как уже упоминалось, кластерная сущность организации геосреды обуславливает системный анализ ее подсистем и эволюционирующих объектов (автоструктур и их ансамблей), которые в зависимости от иерархического уровня своей организации проявляют свойства детерминированных, стохастических и хаотических сложных систем. В ней существуют комплексы нелинейных взаимодействий между физическими полями, структурами и подсистемами. На эту открытую нелинейную систему и происходящие в ней процессы действуют шумы различной природы и цветности, в том числе

стохастические, потоки энергии и вещества, способные проявляться на определенных (соответствующих их масштабу) иерархических уровнях организации.

Детерминированный или динамический хаос — типичное явление, присущее исключительно нелинейным системам с размерностью  $N > 3$ . Для некоторых классов диссипативных систем получены качественные критерии хаотичности их динамики, в частности свойство гиперболичности, означающее наличие в фазовом пространстве странного аттрактора [Кузнецов, 2011]. Была введена в рассмотрение некая особая разновидность таких аттракторов — однородно-гиперболические аттракторы, обладающие свойством структурной устойчивости, т. е. устройство фазового пространства и динамика системы не чувствительны к малым возмущениям параметров. Это привело к определению хаотического поведения системы через ее чувствительную зависимость от начальных условий. При этом мерой хаотичности могут служить показатели Ляпунова: если имеются положительные показатели, то поведение динамической системы будет хаотическим.

Хаотическая природа динамики системы на однородно, гиперболических аттракторах получила безупречное математическое обоснование. Однако по мере накопления конкретных экспериментальных примеров стало ясно, что, вообще говоря, эта теория зачастую не имеет прямого отношения к реальным системам [Кузнецов, 2011]. Были предприняты усилия на разработку различных обобщений, применимых к более широкому классу реальных систем. В частности, введены в рассмотрение понятия квазигиперболических аттракторов, неоднородно-гиперболических аттракторов, квазиаттракторов (см. [Кузнецов, 2011] и приведенные там ссылки).

Существенно, что для динамического хаоса существует некоторый характерный временной масштаб («горизонт предсказуемости или прогноза»), логарифмически зависящий от неточности задания начальных условий, за пределами которого предсказание поведения состояний системы становится невозможным. И этот «горизонт» весьма ограничен. Заметим, что известная теорема Такенса подготовила соответствующую почву для построения алгоритмов предсказания хаотических процессов на основании использования информации о динамической природе наблюдаемых временных рядов (сигналов), генерируемых системой [Лоскутов, 2010]. В настоящее время термин

«странный аттрактор» приобрел некий собирательный смысл и является скорее парадигмой, чем характеристикой какого-либо математического объекта: существуют странные хаотические аттракторы, которые имеют фрактальную структуру, но при этом система не обладает хаосом ни в каком смысле [Лоскутов, 2010]. Понятно, что широкое использование понятия «странный аттрактор» далеко не всегда оказывается безупречным и оправданным. По этой причине, согласно А. Ю. Лоскутову [Лоскутов, 2010], если структура аттрактора хаотической системы неизвестна, что является обычным при экспериментальных исследованиях, то правильнее называть такие аттракторы хаотическими, акцентируя внимание на сложности траекторий системы.

Различия между детерминированным и истинным (белым шумом), т. е. регулярной и хаотической динамикой, на количественном уровне могут быть обнаружены на основании некоторых параметров или характеристик. В частности, для этого используют показатели Ляпунова [Лоскутов, 2010].

Пусть  $x(t)$  — типичная фазовая траектория системы, а  $x_1(t)$  — близкая к ней траектория  $x_1(t) = x(t) + \xi(t)$ . Тогда, вводя в рассмотрение функцию

$$x(\xi(0)) = \frac{1}{t} \ln \frac{|\xi(t)|}{|\xi(0)|},$$

которая определена на векторах начального смещения  $\xi(0)$  таких, что  $|\xi(0)| = \xi$ , где  $\xi \rightarrow 0$ , получим ряд ее значений  $\{\lambda_i\}$ ,  $i = 1, 2, \dots, n$ , в зависимости от направления вектора  $\xi(0)$ , которые называются ляпуновским спектром. Если имеются положительные показатели, то поведение системы будет хаотическим. При этом значение времени предсказуемости системы может быть оценено по следующей упрощенной формуле:

$$T_\lambda \sim \lambda_{\max}^{-1},$$

где  $\lambda_{\max}$  — максимальный показатель Ляпунова. Таким образом, в принципиальном смысле на основании только экспериментальных данных можно оценить горизонт прогноза рассматриваемого процесса. Заметим, что спектр шумов в этом случае гораздо более равномерный и однородный, а реализация беспорядочна, в то время как спектр детерминированных хаотических движений может содержать пики на некоторых частотах, а реализация — участки, похожие на периодичности.

Заметим также, что детерминированный хаос — явление, присущее исключительно нелинейным системам. Ограниченность строгих хаотических результатов применительно к этим системам весьма затрудняет понимание этого универсального явления и, возможно, зачастую ведет к ошибочным интерпретациям экспериментальных данных.

Таким образом, в случае детерминированного хаоса предсказывать эволюцию системы оказывается возможным лишь на ограниченном временном интервале, а на больших временных ее поведение приходится описывать уже статистическими методами.

Обратим внимание на конструктивный потенциал хаоса. В частности, теория хаоса утверждает, что слабые изменения в системе могут порождать аномально большие следствия, а одной из центральных ее (теории) концепций является невозможность точного предсказания состояния системы. Но в то же время теория хаоса утверждает, что способ реализации таких сложных непредсказуемых нелинейных систем находит свое отражение в структуре странных аттракторов или во фрактальных параметрах. При этом вопрос о детерминированности системы, генерирующей нерегулярную реализацию процесса, является определяющим при решении задач идентификации и прогноза. Эти задачи для распределенных систем, очевидно, не могут быть решены без должного понимания механизмов появления пространственно-временного хаоса (хаотического режима, при котором корреляции убывают в пространстве и во времени) и типичных бифуркаций, генерирующих нерегулярное поведение. Однако не существует какой-либо общепринятой и последовательной теории его возникновения. В теоретическом плане эту проблему можно свести к проблеме динамического хаоса в нелинейных системах уравнений в частных производных. Получить их общее решение, как правило, не представляется возможным. При численном же моделировании остаются скрытыми причины, определяющие характер процесса, и для установления его закономерностей требуется большое число расчетов и больших затрат времени из-за наличия быстро осциллирующих функций. Однако из условия длительного существования литосферы следует слабость хаотических движений в ней. Это существенно изменяет ситуацию: близкорасположенные траектории в этой пространственно-структурированной многомасштабной открытой системе с нелинейной

динамикой никогда далеко не удаляются друг от друга. В ней, в отличие от полностью хаотических систем, характеризуемых «горизонтом прогноза», такая характеристика отсутствует и поэтому, в принципе, она допускает долгосрочный прогноз.

Далее, в рамках определения сейсмичности как распределения вероятностей сейсмической активности на фазовом пространстве сеймотектонической системы или статистического ансамбля состояний, проходимых такой геосистемой за некоторый достаточно длительный интервал времени и в русле ее адекватности модели детерминированного (динамического) хаоса, коснемся некоторых вопросов прогноза вероятностей сильных событий.

Как известно, динамический хаос, подобно случайному процессу (а в силу ряда причин, прежде всего, отсутствием соответствующей физической теории, мы вынуждены относиться к сейсмичности как к случайному процессу), требует статистического описания [Герцик, 2008]. В его основе лежит фундаментальная теорема теории вероятностей — так называемая центральная предельная теорема.

Как известно, она содержит и объединяет совокупность теорем с различной степенью общности и применимости, призванных дать ответ на вопрос о том, как распределена сумма независимых случайных величин. Если распределение такой суммы стремится к нормальному (гауссовому) распределению, то при описании статистических характеристик процесса особая роль принадлежит корреляционной теории случайных процессов, в которой рассматриваются только одномерные и двумерные распределения.

Обычно корреляционные функции записывают в симметризованном виде, в частности для компонент сейсмоэлектромагнитных полей **V**:

$$\gamma_{ij}(\mathbf{r}, \mathbf{r}'; t-t') = \frac{1}{2} \langle B_i(r, t) B_j(\mathbf{r}', t') + B_j(r', t') B_i(\mathbf{r}, t) \rangle, \quad (2)$$

где угловые скобки означают усреднение по ансамблю.

При этом фурье-образ корреляционной функции в соответствии с теоремой Винера—Хинчина представляет собой спектральную плотность флуктуаций

$$\gamma_{ij}(\mathbf{r}, \mathbf{r}'; \omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} \gamma_{ij}(\mathbf{r}, \mathbf{r}'; \tau) e^{i\omega\tau} d\tau. \quad (3)$$

В рамках такой общей математической модели предприняты попытки реализации пространственно-временного прогноза вероятностей сейсмических событий. При этом прогнозируются лишь текущие вероятности событий, а не сами события. Причем подчеркивается необходимость предвестников (продикторов), обладающих физическим смыслом, которые могут быть получены на основании представлений, пусть и приближенных, о физической природе сейсмичности [Герцик, 2008]. В рассматриваемом контексте кажется более естественной точка зрения, согласно которой сейсмический процесс является отражением как внутренних системных флуктуаций, так и внешних воздействий.

Как известно, реакция случайной системы на слабое внешнее воздействие, согласно флуктуационно-диссипативной теореме, определяется корреляционной функцией флуктуаций невозмущенной системы, доказательства которой основаны на предположениях, которые сводят систему к гауссовой стационарной. Однако реальные системы, как правило, структурированы, и по этой причине среднестатистическое среднее не обеспечивает достаточной количественной оценки реакции системы на такое воздействие. Структурированная система реагирует на внешнее воздействие более сложным образом [Рузмайкин, 2014]. Ее среднее состояние изменяется слабо, но сильно возрастает число экстремальных событий. Статистика последних обнаруживает весьма необычные свойства, в частности способность приходиться группами, т. е. образовывать кластеры.

Статистическую основу для определения характеристик экстремальных событий представляет теорема Фишера—Типпетта—Гнеденко (ФТГ) [Рузмайкин, 2014]. Трудность, однако, состоит в том, что экстремальные события (к примеру, форшоки, майншоки и афтершоки), как правило, не являются независимыми, обычно сгруппированы в кластеры, а сама ФТГ-теорема ориентирована на распределение интенсивности экстремальных событий и не отвечает на вопрос, какова частота их появлений. В итоге с практической точки зрения вопрос о режиме повторяемости таких событий, по-существу, остается открытым. В то же время экспериментально установлен эффект «загиба вниз» графика повторяемости в области редких экстремально сильных событий, которые, как оказалось, происходят значительно чаще, чем это следует из закона Гутенберга—

Рихтера. Известны попытки моделирования этого эффекта и возможностей реализации аномально сильных характеристических событий [Родкин и др., 2015].

Возможность быстрого изменения состояния геосистемы и реализация степенных законов (закона Гутенберга—Рихтера и законов, описывающих интенсивность потоков форшоков) позволяют объединить критические явления в геосистеме с сейсмическим процессом [Родкин, 2016]. Тогда, интерпретируя землетрясение как локальный фазовый переход между состояниями консолидации и разрушения геосреды, можно попытаться использовать некоторые результаты теории критических явлений применительно к сейсмичности. Такой подход, базирующийся на моделях интерпретации сейсмического события как критического явления и модели разрушения С. Н. Журкова, позволил привлечь к его изучению некоторые общие положения теории катастроф и неравновесной термодинамики. При этом в геофизической литературе отмечается определенное очарование теорией катастроф, в которой изучаются особенности так называемых гладких отображений и бифуркаций динамических систем. Причем исследуются главным образом сосредоточенные системы, описываемые набором обыкновенных дифференциальных уравнений [Лоскутов, 2010; Гульельми, 2015]:

$$\frac{d\psi}{dt} = v(\psi, a), \quad (4)$$

где  $\psi(t = \{\psi_1, \psi_2, \dots, \psi_n\})$  — совокупность динамических переменных,  $v = \{v_1, v_2, \dots, v_n\}$  — векторная функция заданной гладкости, определенная в некоторой области  $M \subset R^n$ ,  $v: M \rightarrow R^n$ ,  $a$  — набор (или совокупность) параметров,  $M$  — фазовое пространство системы (4). Геометрически систему (4) можно интерпретировать в качестве некоторого векторного поля, которое каждой точке  $\psi \in M$  ставит в соответствие вектор  $v$ . Система (4) удовлетворяет основной теореме локального существования и единственности решения для каждого заданного начального состояния  $\psi(0) = \psi_0$  и любого гладкого векторного поля  $v$  имеется единственная фазовая кривая (траектория). Катастрофа происходит в форме резкого изменения  $\psi$  при плавном изменении параметров  $a$ . В случае  $\text{div } v < 0$  (для диссипативных систем) при  $t \rightarrow \infty$  все фазовые траектории будут сходиться к некоторому компактному множеству в фазовом объеме, которое обычно и называется аттрактором динамической

системы. Ситуация, однако, существенно изменяется в случае описания распределенных нелинейных сред, которые обычно в значительной степени структурированы.

Заметим, что для большинства нелинейных систем обыкновенных дифференциальных уравнений арсенал средств их анализа весьма ограничен и почти ничего не удается сделать, кроме формулировки некоторых утверждений общего характера. В этом случае становится важным отыскание стационарных решений (неподвижных точек) и исследование поведения решений этой нелинейной системы уравнений вблизи этих точек. Фундаментальная теорема Гробмана—Хартмана [Гукенхеймер, Холмс, 2002] в теории динамических систем определяет условие, когда поведение этой системы может быть сведено к соответствующей задаче для линеаризованной системы.

Таким образом, описание переходов в системах (в частности, приближающегося изменения состояния системы), зависящих от нескольких параметров, удается дать лишь для сравнительно простого и ограниченного класса объектов, который и рассматривает теория катастроф. Весьма важно, что эволюция процессов, объектов и подсистем в литосфере, в которой источники энергии распределены по всей среде, как известно, не может быть реализована вне рамок автоволновых процессов, являющихся пространственно-временными структурами. Изучение явлений в таких средах, часто называемых активными, — весьма сложная задача. Общей теории активных сред не существует, а каждый новый достаточно проработанный пример активной среды, как правило, дает примеры новых типов динамики и самоорганизации, динамических режимов и бифуркаций. Тем не менее установлено, что развитие катастрофических событий в таких системах оказывается возможным лишь при согласованном поведении различных частей, объектов или подсистем.

Как известно, при описании возникновения и эволюции пространственно-временных структур в нелинейных средах в последние десятилетия обозначился значительный интерес к многокомпонентным системам уравнений типа «реакция—диффузия»:

$$U_t = \frac{\partial}{\partial x} \left( D(\mathbf{u}) \frac{\partial}{\partial x} u \right) + F(\mathbf{u}), \quad (5)$$

где  $\mathbf{u}$  — вектор состояния элементарного объема возбудимой среды,  $F(\mathbf{u})$  — векторная функция,  $D(\mathbf{u})$  — матрица диффузии [Васильев и др.,

1987]. При этом для описания возникновения структур функция  $F(\mathbf{u})$  должна быть нелинейной. Сложность состоит в том, что в общем случае эти системы имеют пространственно-локализованные, неподвижные сложнодвижущиеся решения. Математическая сторона проблемы весьма сложна: как правило, нелинейные уравнения или их системы имеют больше, чем один тип решений, и на передний план здесь обычно выходят качественные методы исследований.

**Спонтанный сейсмоэлектромагнетизм и переходные процессы.** Актуальная задача современной геодинамики и прогноза — поиск методов диагностики типа исследуемой геосистемы, обнаружение эффектов регулярного и шумового воздействия на эту активную (возбудимую) геосистему, которые бы позволили диагностировать ее динамику и прогнозировать ее эволюцию на основе экспериментальных данных. Как уже неоднократно подчеркивалось, сложность использования с этой целью стандартных подходов состоит, вообще говоря, в том, что аттракторы, странные аттракторы, другие особенности пространства состояний системы, в том числе и более сложные, в случае многомерного фазового пространства как «седло—фокус», сепаратрисные инвариантные многообразия и другие весьма экзотические математические объекты, которые позволяют характеризовать возможные типы ее поведения, в реальности, на практике, оказываются ненаблюдаемыми [Руманов, 2013]. Кроме того, мнение о том, что все представляющие интерес геосистемы со временем неизбежно переходят в состояния, описываемые аттракторами, вообще говоря, закрывают или существенно ограничивают возможности моделирования сложных переходных состояний геосреды, поскольку они опираются на требования о стационарности и сбалансированности энергомассопотоков, пронизывающих ее, и симметрии связей между ее элементами и подсистемами [Зеленый, Милованов, 2004]. С этой точки зрения ныне весьма популярная парадигма современной нелинейной динамики — парадигма СОК, также не является универсальным (в силу ее сингулярного характера) подходом к решению проблемы. В то же время нелинейная динамика сложных систем предоставила такие универсальные признаки приближающегося сильного события, как аномальный рост флуктуаций и так называемое критическое замедление (эффект резонанса на нулевой частоте), удлинение шкалы времен

релаксации, формирования зон «затишья», эффекты синхронизации и формирования диссипативных структур — цугов медленных деформационных фронтов и ряд других эффектов и явлений, которые могут быть обнаружены экспериментально путем прямых измерений. При этом спонтанные эмиссии различной физической природы литосферного происхождения, являющиеся непосредственным результатом и отражением собственной переходной активности геосреды, спектр которых отражает стадию этой эволюции, обладающие характерным поведением при приближении к катастрофе и выходе из нее, неизбежно оказываются в центре внимания мониторинга и выбора физически обоснованных параметров слежения.

На передний план выходят вопросы синтеза геоэлектромагнетизма, спонтанного сейсмоэлектромагнетизма и нелинейной динамики активных распределенных систем с диссипацией, теории переходов пространственных образов и обусловленных ими процессов генерации спонтанных эмиссий литосферного происхождения, формирования концептуальных основ мониторинга, прогноза и прогнозируемости геосистем. При таком подходе мониторинг и прогноз оказываются в статусе проблем физики. Некоторым избранным ее аспектам посвящены предыдущие публикации автора [Шуман, 2014б, в; 2015б].

**Аттрактор системы с шумом и новая парадигма прогноза.** Как уже отмечалось, имеются фундаментальные основания для физического рассмотрения литосферы как пространственно структурированной, многомасштабной открытой системы с нелинейной динамикой. В то же время она не является самодостаточной. Можно также утверждать, что помимо внутренних системных флуктуаций она постоянно подвергается внешним периодическим и случайным воздействиям. Очевидно, в этом случае поведение геосистемы является случайным, и мы имеем дело со стохастическим или «зашумленным» аттрактором, границы которого в фазовом пространстве строго не определены [Анищенко и др., 2010].

Как известно, к классу случайных динамических систем относят системы, задаваемые векторным дифференциальным уравнением, правая часть которого зависит от некоторого случайного, возможно многокомпонентного воздействия  $\xi(t)$ :

$$\frac{dx}{dt} = \mathbf{F}(\mathbf{x}, \xi(t), \alpha), \quad \mathbf{x}; \xi(t) \in R^N.$$

В настоящее время термин «странный аттрактор» приобрел некий собирательный смысл — его использование означает хаотичность изучаемой системы. Аналитических же результатов, касающихся их существования, относительно мало [Лоскутов, 2010].

Ввиду сложности описания хаотических систем при их изучении, особенно экспериментальном, обычно ограничиваются обработкой регистрируемых сигналов, генерируемых системой, хотя это и налагает определенные ограничения на возможности их реконструкции. Идея состоит в том, что геометрическую картину структуры странного аттрактора можно получить на основе лишь скалярного временного ряда — массива из  $N$  чисел, представляющих собой значения некоторой динамической переменной  $x(t)$ , зарегистрированной с постоянным шагом  $\tau$  по времени. Обычно такой сигнал и, соответственно, временной ряд называется наблюдаемым, а метод исследования — реконструкцией динамических систем. Впервые этот метод математически обоснован Ф. Такенсом [Лоскутов, 2010].

Заметим, что в условиях отсутствия внешнего шума фазовая траектория будет принадлежать, в зависимости от начальных условий, тому или иному аттрактору. Ситуация кардинально изменяется при его наличии, что ведет к случайным переключениям между соответствующими аттракторами, статистика которых будет определяться свойствами шума и динамической системы [Анищенко и др., 1999]. И в этом проблема, поскольку литосфера не является самодостаточной системой.

Яркий пример особой роли шума в нелинейных системах — эффект стохастического резонанса, под которым понимают группу явлений, при которых отклик нелинейной системы на слабый внешний сигнал заметно усиливается с ростом интенсивности шума в системе [Анищенко и др., 1999]. При этом существует некий оптимальный уровень интенсивности шума, при котором периодическая компонента сигнала усиливается максимально. Следовательно, шум может контролировать один из характерных временных масштабов в системе. И что не менее важно, стохастический резонанс может выступать в качестве фундаментального порогового эффекта в случае, когда сумма регулярной (периодической) и шумовой компонент внешнего воздействия достигает и пересекает некий заданный порог возбудимой системы  $C_p$ , а именно:  $[B \sin \omega t + \xi(t)] \geq C_p$ .

При отсутствии шума амплитуда сигнала  $B$  недостаточна для достижения им пересечения порога возбудимости, а с его добавлением преодоление порога становится возможным и происходит случайным образом (триггерный эффект), реализуется кризис. Важный нелинейный эффект, сопровождающий эффект стохастического резонанса, — синхронизация стохастических систем как внешняя, так и взаимная [Анищенко и др., 1999]. Заметим, что достаточно шума любой интенсивности, чтобы в ансамбле подсистем анализируемой системы наблюдался эффект стохастического резонанса.

Один из важнейших нелинейных эффектов, сопутствующих стохастическому резонансу, — синхронизация стохастических систем, не имеющих собственных периодических составляющих во временных реализациях процесса [Анищенко и др., 1999]. При этом, если принять традиционную точку зрения, разделяющую флуктуации, генерируемые системой, и внешние воздействия, возможны эффекты как внешней, так и внутренней стохастической синхронизации.

Очевидно, стохастическая динамика геосистем может быть ассоциирована с особенностями энергомассопотока из низов литосферы и внешними воздействиями. При этом синхронизация, как известно, является одним из возможных механизмов самоорганизации в нелинейных системах. При этом одно из главных достижений теории хаотических динамических систем заключается в том, что, исследуя временные ряды наблюдаемых, всегда можно отличить случайное стохастическое поведение системы от детерминированного хаоса, определить горизонт прогноза и в отдельных случаях предсказать дальнейшую эволюцию системы [Лоскутов, 2010].

Разумеется, в системах с хаосом глобальный прогноз невозможен. В то же время оказывается возможным новое направление или концепция локального прогноза, основанная в общем случае на анализе динамики геосистем, возбуждаемых одновременно неким сигналом различной структуры и внешним или внутренним, произведенным самой системой, шумом заданной статистики. Этот шум в реальной системе, вообще говоря, не является белым и его статистика обычно неизвестна. Однако при приближении к точке бифуркации корреляционное время пульсаций заведомо превышает корреляционное время шума и поэтому любой шум выглядит как белый ( $\delta$ -коррелированный).

Нарастание низкочастотных мягких мод при приближении к точке бифуркации стационарного режима сложной системы является универсальным свойством. Формируется максимум, точнее, резонанс на нулевой частоте [Руманов, 2013].

В более расширенной постановке, очевидно, задача локального прогноза может быть сформулирована как задача исследования отклика конкретной геосистемы на многочастотные спонтанные, генерируемые системой, внешние шумы и сигналы (воздействия) различной (в том числе периодической) структуры. Однако в такой постановке она сопряжена с постановкой как активного, так и пассивного мониторинга [Шуман, 2014в; 2015а, б].

**Резонанс на нулевой частоте и фликкершум.** Как уже упоминалось, именно структура шума может дать принципиально новые возможности диагностики динамики и строения геосистем. В частности, критерием близости стационарного режима активной системы, диссипативные потери в которой компенсируются потоками энергии извне, является резкий рост ее восприимчивости и, соответственно, нарастание низкочастотных мод в спектре ее шумов (формируется резонанс на нулевой частоте) [Руманов, 2013].

Восприимчивость стационарного режима, далекого от равновесия, определяется отношением амплитуд изменения в системе, подверженной малой синусоидальной добавке к постоянному воздействию, и воздействия. При приближении параметров системы к точке бифуркации происходит рост восприимчивости, преимущественно ее низкочастотной части из-за роста времени релаксации. Формируется резонанс на нулевой частоте [Руманов, 2013]. Сложность, однако, состоит в том, что в качестве неотъемлемой особенности систем, находящихся вдали от термодинамического равновесия, проявляются флуктуации, спектр мощности которых расходится на низких частотах по степенному закону  $1/f^\beta$ . Это явление получило название фликкершума [Бочков, Кузовлев, 1983, 2013; Коган, 1985; Кузовлев, 2015]. Именно вездесущность  $1/f$ -шума оказала решающее влияние на введение Баком, Тангом и Визенфельдом концепции СОК [Bak et al., 1987]. Однако, несмотря на усилия теоретиков, общей теории, охватывающей все расходимости спектра типа  $1/f^\beta$ , обнаруживаемые экспериментально в различных распределенных системах, в том числе и геосистемах, нет. Теория  $1/f$ -шума сильно



осложнена тем, что он имеет статистику, чуждую закону больших чисел. Предполагается обычно, что  $1/f$ -шум или фликкер-шум имеет динамическую природу и представляет собой пространственно-временную когерентную структуру. Он рассматривается как результат процессов, протекающих в системах, состоящих из большого числа элементов и подсистем, способных поглощать, накапливать и высвобождать энергию. Существует точка зрения, что перемежаемость как непрерывный переход от регулярной динамики к хаотической позволяет дать универсальное объяснение его происхождения в нелинейных системах.

Другой подход к решению проблемы фликкер-шума связывают со стохастическими процессами, характерными для автоколебательных систем [Бочков, Кузовлев, 1983]. С формальной точки зрения описание фликкер-шума оказывается близким к описанию «режимов с обострением», характерным для решений многих нелинейных уравнений второго порядка или их систем параболического типа. Согласно Ю. Климонтовичу [Климонтович, 2002] предложена так называемая диффузионная теория фликкер-шума.

Оставляя за рамками данного рассмотрения другие точки зрения на проблему  $1/f$ -шума, заметим лишь, что чисто стохастическое устройство мира (без  $1/f$ -шума), при котором все может быть усреднено, было бы весьма обедненным и, возможно, унылым. Но как отличить фликкер-шум, постоянно присутствующий в реальных системах, от низкочастотного максимума шумов на низких частотах, связанного с ростом восприимчивости системы при приближении системы к моменту бифуркации? Согласно публикации [Руманов, 2013], этот максимум исчезает при удалении параметров системы от точки бифуркации.

В теоретическом плане связь спектральной плотности флуктуаций в системе с их диссипативными свойствами задается известной флуктуационно-диссипативной теоремой физики. Смысл в том, что механизм любой диссипации является одновременно и механизмом рождения флуктуаций [Кадоццев, 1994; Бочков, Кузовлев, 2013].

На практике обычно разделяют быстрые флуктуации (белый шум ( $P(f) \sim f^0$ ) и низкочастотные, чьи спектры мощности  $P(f)$  соответствуют степенной функции: розовый или фликкер-шум ( $P(f) \sim f^{-1}$ ), коричневый ( $P(f) \sim f^{-2}$ ) и черный шум ( $P(f) \sim f^{-3}$ ). Цвет шума на низких частотах рассматривается в качестве индикатора

близости системы к состоянию СОК или степени ее «предельности»: преобладание розовых тонов (оттенков) указывает на пребывание системы в предельном неравновесном (квази) стационарном состоянии, соответствующим СОК [Зеленый, Милованов, 2004].

Очевидно, исследование низкочастотных спектров флуктуаций и шумов в природных геосистемах — одна из актуальных ближайших задач современной сейсмологии. В частности, исследование цветности шумов в спектре спонтанных флуктуаций — сейсмических, сейсмоакустических и электромагнитных — могло бы расширить представления о процессах в земной коре.

Реально  $1/f$ -шум, как правило, достаточно слаб, однако он может возрастать в неоднородных (неупорядоченных) средах, существенно превышать белый на низких частотах спектра и оказаться в этом случае определяющим.

**О парадоксе формирования очаговых зон.** В последние годы экспериментально обнаружен ряд существенных особенностей в процессах подготовки и реализации сейсмических событий, традиционно трактуемых в рамках накопления и последующей релаксации в земной коре высоких тектонических напряжений. В частности, по итогам тектонофизической реконструкции распределения напряжений в ряде сейсмоактивных регионов установлено, что большая плотность очагов сейсмических событий, в том числе и особо сильных, не совпадает с областями максимальных уровней напряжений, а располагается в большинстве случаев в областях их умеренных значений, соседствующих с зонами больших градиентов этих напряжений [Гуфельд, 2007; Ребецкий, 2007; Родкин и др., 2009; Пантелеев и др., 2013; Гуфельд, Новоселов, 2014 и др.]. При этом именно области градиента напряжений связывались с областями метастабильного состояния, а его (градиента) наличие является определяющим фактором крупномасштабного хрупкого разрушения [Ребецкий, 2007].

Очевидно, в рамках классических представлений механики разрушения, согласно которым разрушение в твердом теле происходит в условиях достижения максимальных (предельных) нагрузок, переход к крупномасштабному разрыву происходит лишь при достижении критической плотности трещин. Решение проблемы выдвинулось, с одной стороны, в особой блоковой структуре литосферы, в которой происходит воспроизводство структур разрушения и их последующее новое разрушение в гранич-

ных структурах [Гуфельд и др., 2011], с другой — в рамках смены старой парадигмы описания пластической деформации и разрушения твердых тел на новую концепцию многоуровневого описания деформируемого твердого тела как нелинейной иерархически организованной системы. В ней также подчеркивается определяющая роль дефектов среды того или иного масштабного уровня как физических носителей механизмов неупругого деформирования и разрушения [Панин и др., 2012; Макаров, 2012]. В русле этих идей предпринимались попытки построения модели подготовки потенциальных очагов сильных сейсмических событий как результата и итога эволюции дефектов геосреды на различных масштабных уровнях [Пантелеев и др., 2013]. Тем не менее, ряд важных проблем многоуровневой самоорганизации и учета нелинейности в иерархически организованной блоковой среде все еще ждут своего решения, в частности физики разрушения и формирования, прочности и пластичности, физики фазовых превращений и др.

Одно из распространенных объяснений малости сейсмогенных напряжений (или даже отсутствия проблемы накопления предельных напряжений вообще) основывается на связи сейсмичности с развитием реакций дегидратации горных пород, процессами твердотельных превращений вещества тектоносферы [Родкин и др., 2009], или с водородной дегазацией и процессами взаимодействия восходящих потоков водорода и гелия с ее твердой фазой, контролирующей основные параметры структуры блоков и сейсмический процесс в межблоковых структурах [Гуфельд и др., 2011]. В этой связи на передний план выходят работы по изучению так называемого «барьерного эффекта» дегазации, процессов разгрузки среды природными газами, расслоенности слабонагруженного поверхностного слоя земной коры, процессов в граничных межблоковых структурах, позволяющих с единых позиций подойти к истолкованию процессов подготовки очаговых зон крупных сейсмических событий и природы микросейсмического шума [Гуфельд, 2013; Гуфельд и др., 2011]. При этом эксперимент определенно демонстрирует влияние неоднородностей и структурных факторов литосферы, причем учет многомасштабной иерархической природы процессов разрушения становится критически важным. Обратим внимание на попытки формализации результатов наблюдений, предпринятых на основе введения представлений о спектре дефектов материала среды как

потенциальных очагов разрушения, характеризующихся различным уровнем напряжений, необходимых для их активации [Каннель и др., 2007]. Ключевой элемент такого подхода — формирование волн разрушения (сетки трещин, инициируемых под действием приложенных напряжений). Волна разрушения является примером самоподдерживающегося разрушения при сжатии. Их формирование является одним из важных механизмов катастрофической потери прочности твердых хрупких материалов, слагающих земную кору, и представляет собой пример нелокальной реакции среды на нагрузку [Каннель и др., 2007]. Эти волны формируются при напряжениях сжатия выше некоторого порога (порога разрушения). Весьма любопытно, что в волне разрушения происходит релаксация сдвиговых напряжений, в то время как трещины могут образовываться в беспористой среде только под действием растягивающих напряжений. Но, как известно, в неоднородной среде (а геосреда — существенно неоднородный объект на разных масштабных уровнях от микроскопического до регионального) даже при общем сжатии локальные напряжения вблизи неоднородностей могут стать растягивающими. Очевидно, это принципиально важный результат для понимания механизма формирования очаговых зон, в частности крупномасштабных разрывов и воспроизводства структур разрушения, способный оживить и сделать более содержательной дискуссию по обсуждаемым вопросам. В итоге можно говорить об известном прогрессе в понимании процессов формирования крупномасштабных структур разрушения в земной коре, снятии ряда противоречий в трактовке самого сейсмического процесса, его феноменологическом описании и моделировании. Однако обнадеживающие результаты могут быть получены лишь при соответствующей организации и проведении мониторинговых наблюдений с учетом многомасштабной иерархической природы процессов разрушения. При этом важный результат — решение уравнений механики деформируемых твердых тел, полученных в рамках физической мезомеханики и нелинейной динамики (по существу, уравнений математической физики, являющихся физически обоснованными моделями этих процессов), содержит все основные особенности эволюционных процессов, известных ранее как из наблюдений, так и из решений базовых уравнений нелинейной динамики.

**Заключение.** В статье предпринята попытка рассмотрения некоторых аспектов совре-

менного состояния исследований в области теории сложных нелинейных динамических систем, находящихся вдали от термодинамического равновесия, актуальных с точки зрения сейсмологии и сейсмоэлектромагнетизма. Очевидно, нетрадиционность задач в этих областях современной геофизики связана с формированием нового направления в области нелинейной динамики весьма общего характера — теории активных (возбудимых) сред с конечным порогом неустойчивости и обладающих способностью к пространственно-временной самоорганизации, имеющей непосредственное отношение к самоорганизации в геосистемах. Достаточно широко распространена точка зрения об автоволновых механизмах самоорганизации в таких средах. В этом контексте геодинамика может рассматриваться как раздел теории динамических систем, формирования, поддержания и преобразования автоструктур в геосреде, пронизываемой потоками энергии и вещества из земных недр.

Нетрадиционность задач современной геодинамической теории в первую очередь связана с анализом механизмов пространственно-временной локализации и формирования автоструктур, их пространственным саморазвитием, превращением структур в другие под влиянием изменений параметров среды. При этом в зависимости от параметров геосистемы, в частности пространственных и временных масштабов изменений диффузионных потоков, в ней может реализовываться жесткий или мягкий режим возбуждения автоструктур. В случае мягкого режима образуются структуры малой амплитуды, формируется геометрический шум — сейсмический и сейсмоэлектромагнитный. Однако слабая сейсмичность и сейсмоэлектромагнитная активность не могут быть единственным проявлением эффектов воздействия энергомассопотоков из земных недр.

В случае жесткого режима возбуждения происходит скачкообразное возникновение автоструктур большой амплитуды, их трансформация в диссипативные структуры с обострением в условиях качественной смены типа метастабильности при определенных критических значениях параметра структурного скейлинга. Особенность диссипативных структур обострения — их резонансная природа. При этом форшоки, майнфоки и афтершоки также связывают с трансформацией автоволновых структур большой амплитуды в диссипативные структуры с обострением.

В расширенной постановке задачи прогноза и прогнозируемости это, вообще говоря, в известном смысле синтез идей нелинейной динамики с концепцией переходного рассеяния в нестационарной геосреде. В более улитарном, прикладном смысле, новая концепция или парадигма прогноза может быть сформулирована в качестве задачи исследования отклика геосистемы на многочастотные флуктуации и шумы различной природы (внешнего и внутреннего происхождения). В принципе, он может быть реализован по временному, пространственному или пространственно-временному срезу самоорганизации. Растет понимание важности влияния шумов на характер развития геодинамических процессов и формирование состояния геосистем, выявления эффектов шумового и регулярного воздействия на активную (возбудимую) геосреду, на основании которых возможна диагностика ее типа по экспериментальным данным.

В последние годы интенсивно развиваются новые направления в нелинейной динамике, посвященные проблемам предсказуемости хаотических систем. При этом основное внимание концентрировалось на исследованиях прогнозируемости в системах, демонстрирующих СОК — сингулярного неравновесного квазистационарного состояния, для достижения которого необходимо, чтобы все вынуждающие действия на систему были как можно более медленными.

Показано, что определяющими факторами и особенностями неравновесного критического поведения рассматриваемых активных систем являются критическое замедление времени релаксации и аномально большие времена корреляции различных состояний системы, приводящие в конечном итоге к реализации динамического скейлингового поведения. Такие системы способны генерировать и формировать различные, в том числе и хаотические, пространственно-временные структуры активности, представляющие собой импульсы и фронты возбуждения, неустойчивость которых ведет к установлению в системе самоподдерживающихся колебаний определенной пространственной конфигурации, причем каждый из элементов или подсистем генерирует последовательность импульсов возбуждения с различным интервалом следования. Эти фронты возбуждений, очевидно, и являются наиболее энергетически активными и значимыми источниками спонтанных эмиссий. Заметим, что в качестве одного из основных

физических механизмов их генерации может служить переходное фрактальное рассеяние фронтов различной природы, возникающих в среде в процессе эволюции автоволновых структур. Эти спонтанные эмиссии также обладают ярко выраженными свойствами нелинейных процессов, способностью к периодической самоорганизации и хаотизации, характерному поведению при приближении к точке бифуркации (катастрофе) и выходе из нее.

Таким образом, спонтанные эмиссии — это результат и отражение эволюции, трансформации автоструктур или ансамблей автоструктур, образование автоволн и стационарных уединенных состояний (автосостояний), а ведущий физический механизм их генерации — переходное рассеивание.

Ключевые динамические объекты, способные перевести моделирование геосистем на новый уровень — метастабильность и устойчивые переходы. При этом динамический анализ метастабильных состояний и диссипативных структур или паттернов означает формирование нового направления динамической сейсмологии. Однако задачи теории переходов пространственных образов (автоструктур) оказываются значительно более сложными, чем классические задачи теории бифуркаций динамических систем: метастабильным образом в фазовом пространстве системы отвечают уже не аттракторы, а переходные множества траекторий.

Очевидно, имеются весомые основания утверждать, что существующие в настоящее время подходы к описанию сейсмического процесса в качестве задачи механики разрушения твердого тела, общей физической концепции СОК и ее модификаций, статистической модели (ETAS) или более общей модели нелинейного мультипликативного каскада (МНМК) [Родкин и др., 2015] носят весьма частный характер. В то же время прогнозные свойства геосистем с СОК продолжают оставаться в центре дискуссии о прогнозе и прогнозируемости сейсмичности, формирования очагов сейсмических событий и других актуальных вопросов сейсмологии.

Несомненно, решение этих вопросов требует более общих подходов, новых моделей и методов исследований и, что не менее важно, адекватных образов и понятий, общих для неравновесных сред произвольной природы. В частности, нелинейная динамика способствовала появлению новой трактовки и нового понимания сейсмического процесса как ре-

зультата устойчивой переходной активности геосреды, ее метастабильных состояний и последовательности таких метастабильных состояний, время существования которых достаточно велико. При этом основная идея состоит в том, чтобы описать сейсмичность в рамках ее пространственно-временной трактовки в терминах автоколебаний и автоструктур. Важным является изучение синхронизации автоколебаний и влияние шумов на синхронизацию, в частности пространственно-временных шумов. Получили развитие методы диагностики синхронизации хаоса в динамике взаимодействующих автоколебательных систем, основанные на вейвлет-преобразовании сигналов [Павлов, Анищенко, 2007]. Примечательно, что эти идеи и подходы в последнее время оказались в центре дискуссий о возможности прогноза сильных сейсмических событий. Примечательно, что в русле этих идей оказались исследования А. Любушина по поиску возможных предвестников таких событий — эффектов увеличения синхронизации (когерентного поведения) скалярных компонент многомерных временных рядов систем мониторинга (обнаружения скрытых признаков роста синхронизации сейсмических шумов). Однако пока не существует какой-либо единой и последовательной теории возникновения пространственно-временного хаоса. Остаются открытыми такие вопросы, как, к примеру, что такое пространственно-временной хаос в динамике геосистем, какую роль в его проявлениях играют структуры, как соотносятся между собой пространственный и временной хаос, каковы его характеристики и как они связаны с динамикой подсистем и особенностями взаимодействий между ними, их конкуренцией (подавлением одних колебательных мод другими и синхронизацией (координацией) во времени)? Остается нерешенным ряд вопросов слабого хаоса как ключевого условия сохранения литосферы. В столь достаточно сложной и неопределенной ситуации кажется очевидным, что хаос как фактор обновления организации системы, механизм выхода на одну из возможных тенденций ее развития и способ сохранения ее целостности, оказывается тесно связанным с вопросами прогнозируемости и прогноза ее динамики. Вопрос состоит в том, как многомасштабные многочастотные флуктуации и шумы внешнего и внутреннего происхождения изменяют состояния и другие характеристики системы. Ответ на этот вопрос является ключевым для понимания эволюции

геосистем. Заметим, однако, что реальные геосистемы, как правило, существенно структурированы, среднестатистическое среднее не может обеспечить необходимой среднестатистической количественной оценки их реакции на эти воздействия. Очевидно также, что попытки решения вопросов прогнозируемости и прогноза динамики геосистем в рамках адекватности природы сейсмичности модели детерминированного хаоса и СОК как сингулярного явления весьма дискуссионны и носят весьма ограниченный характер. Здесь мы все еще остаемся в русле идей и представлений нелинейной динамики конца 70-х — начала 80-х годов прошлого века. Остаются ощутимыми и заметными следы и последствия очарования идеями теории катастроф, распознавания образов, основанных на эмпирических признаках, статистическими методами, базирующимися на допущениях, которые сводят исследуемую геосистему к гауссовой стационарной среде. Мы все еще ориентированы, по образному выражению Ф. Дайсона, на изучение «кочек болота», на котором мы живем» [Дайсон, 2010]. Не исключено и весьма вероятно, что эти идеи в известном смысле лишь отвлекали геофизиков от действительно актуальных тем, хотя и были естественными для своего времени.

Предельно ясно, что для описания геосистем необходимы новые идеи и подходы. Осторожно можно сказать так, что в последние годы уже появились такие идеи и экспериментальные возможности решения упомянутых проблем прогноза и прогнозируемости. По меньшей мере, это — задача, которая решается в отдельных, возможно уникальных случаях, но

не поддающаяся решению с помощью универсального, единого и достаточно простого алгоритма, хотя, ввиду ее сложности, его может и не быть. Становится понятным и скрытый смысл вопроса: почему дискуссии о предсказуемости сейсмических событий [Кособоков, 2004] столь противоречивы и даже бессодержательны? Тем не менее достичь фундаментального понимания проблемы все еще не удается, хотя полезные и необходимые обобщения, вероятно, могут быть достигнуты на пути использования методов дробной динамики — мощного аналитического аппарата, адекватного сложным нелинейным системам с многомасштабными корреляциями и в пространстве, и во времени. При этом перспективность и обоснованность дробно-дифференциального подхода основывается на таких взаимосвязанных положениях, как автомодельность, степенной закон релаксации, устойчивые распределения, дробно-дифференциальные уравнения [Зеленый, Милованов, 2004; Сибатов, Учайкин, 2009]. Соответственно, поле спонтанных эмиссий, формируемое активной геосредой, в известном смысле может быть истолковано в качестве «связности» внутренних степеней свободы формирования и эволюции автоструктур. При этом важный класс собственных динамических степеней свободы, согласованных с фрактальной геометрией геосреды, образуют фрактонные колебательные возбуждения или фрактоны, отражающие связи между структурными свойствами геосреды и процессами в ней, протекающими на различных пространственно-временных масштабах [Шуман, 2016].

### Список литературы

- Анищенко В. С., Вагивасова Т. Е., Стрелкова Г. И. Автоколебания динамических и стохастических систем и их математический образ — аттрактор. *Нелинейная динамика*. 2010. Т. 6. № 1. С. 107—126.
- Анищенко В. С., Нейман А. Б., Мосс Ф., Шимановский-Гайер Л. Стохастический резонанс как индуцированный шумом эффект увеличения степени порядка. *Успехи физ. наук*. 1999. Т. 169. № 1. С. 8—38.
- Ахромеева Т., Курдюмов С., Малинецкий Г., Самарский А. Структуры и хаос в нелинейных средах. Москва: Физматлит, 2007. 488 с.
- Бочков Г. Н., Кузовлев Ю. Е. Новое в исследованиях фликкер-шума. *Успехи физ. наук*. 1983. Т. 141. Вып. 1. С. 151—162.
- Бочков Г. Н., Кузовлев Ю. Е. Флуктуационно-диссипативные соотношения. *Успехи физ. наук*. 2013. Т. 183. № 6. С. 617—631.
- Гапонов-Грехов А. В., Рабинович М. И. Автоструктуры. Хаотическая динамика ансамблей. В сб.: *Нелинейные волны. Структуры и бифуркации*. Москва: Наука, 1987. С. 7—47.
- Герцик В. М. Физические представления о разрушении и прогноз вероятностей сильных землетрясений. *Физика Земли*. 2008. № 3. С. 22—39.
- Гукенхеймер Дж., Холмс Ф. Нелинейные колебания

- динамические системы и бифуркации векторных полей. Москва-Ижевск: Изд. Ин-та компьютерных исследований, 2002. 560 с.
- Гульельми А. В. Форшоки и афтершоки сильных землетрясений в свете теории катастроф. *Успехи физ. наук.* 2015. Т. 185. № 4. С. 415—429.
- Гуфельд И. Л. Возможен ли прогноз сильных коровых землетрясений? *Вестник РАН.* 2013. Т. 83. № 3. С. 236—245.
- Гуфельд И. Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты: Научное издание. Королев: ЦНИИМАШ, 2007. 160 с.
- Гуфельд И. Л., Новоселов О. Н. Сейсмический процесс в зоне субдукции. Мониторинг фонового режима. Москва: МГУЛ, 2014. 100 с.
- Гуфельд И. Л., Матвеева М. И., Новоселов О. Н. Почему мы не можем осуществить прогноз сильных коровых землетрясений. *Геодинамика и тектонофизика.* 2011. Т. 2. № 4. С. 378—415.
- Дайсон Ф. Птицы и лягушки в математике и физике. *Успехи физ. наук.* 2010. Т. 180. № 8. С. 859—870.
- Дога Л. Н., Степанов И. В., Натяганов В. Л. Эмпирическая схема краткосрочного прогноза землетрясений. *Докл. РАН.* 2013. Т. 453. № 5. С. 551—557.
- Зеленый Л. М., Милованов А. В. Фрактальная топология и странная кинетика: от теории перколяции к проблемам космической электродинамики. *Успехи физ. наук.* 2004. Т. 174. № 8. С. 810—850.
- Иудин Д. И. Фрактальная динамика активных систем: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. Нижний Новгород, 2005. 30 с.
- Кагомцев Б. Б. Динамика и информация. *Успехи физ. наук.* 1994. Т. 164. № 5. С. 1305—1329.
- Каннель Г. И., Фортон В. Е., Разоренов С. В. Ударные волны в физике конденсированного состояния. *Успехи физ. наук.* 2007. Т. 177. № 8. С. 809—830.
- Климонтович Ю. Введение в физику открытых систем. Москва: Янус-К, 2002. 284 с.
- Коган М. И. Низкочастотный токовый шум со спектром типа  $1/f$  в твердых телах. *Успехи физ. наук.* 1985. Т. 143. Вып. 2. С. 285—326.
- Короновский Н., Наймарк А. Непредсказуемость землетрясений как фундаментальное следствие нелинейности геодинамических систем. *Вестник МГУ. Сер. 4. Геология.* 2012. № 6. С. 3—11.
- Кособоков В. Г. Теоретическая база и алгоритмы прогноза землетрясений на основе предвестников активизации сейсмичности: Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. Москва, 2004. 266 с.
- Кравцов Ю. А. Случайность, детерминированность, предсказуемость. *Успехи физ. наук.* 1989. Т. 158. Вып. 1. С. 93—122.
- Кузнецов С. Н. Динамический хаос и однородно гиперболические аттракторы: от математики к физике. *Успехи физ. наук.* 2011. Т. 181. № 2. С. 121—148.
- Кузовлев Ю. Е. Почему природе нужен  $1/f$  шум. *Успехи физ. наук.* 2015. Т. 185. № 7. С. 773—783.
- Лоскутов А. Ю. Очарование хаоса. *Успехи физ. наук.* 2010. Т. 180. № 12. С. 1305—1329.
- Лоскутов А. Ю., Михайлов А. С. Основы теории сложных систем. Москва-Ижевск: Изд. Ин-та компьютерных исследований, 2007. 620 с.
- Любушин А. А. Карта свойств низкочастотных микросейсм для оценки сейсмической опасности. *Физика Земли.* 2013. № 6. С. 11—20.
- Наймарк А. А., Захаров В. С. О соотношениях направленности, цикличности и нелинейности в геологических процессах. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле.* 2012. Вып. 19. № 1. С. 181—190.
- Наймарк О. Б. Структурно-скейлинговые переходы и автомодельные закономерности развития землетрясений. *Физическая мезомеханика.* 2008. Т. 1. № 2. С. 89—106.
- Пантелеев И. А., Плехов О. А., Наймарк О. Б. Модель геосреды с дефектами: коллективные эффекты развития несплошностей при формировании потенциальных очагов землетрясений. *Геодинамика и тектонофизика.* 2013. Т. 4. Вып. 1. С. 37—51.
- Пулинец С. А., Узунов Д. Спутниковым технологиям нет альтернативы. О проблеме мониторинга природных и техногенных катастроф: *Труды ин-та прикладной геофизики им. акад. Е. К. Федорова.* Москва, 2011. Вып. 89. С. 173—185.
- Пулинец С. А., Узунов Д., Карелин А. В., Боярчук К. А., Тертышников А. В., Югин И. А. Единая концепция обнаружения признаков готовящегося сильного землетрясения в рамках комплексной системы литосфера—атмосфера—ионосфера—магнитосфера. *Космонавтика и ракетостроение.* 2012. № 3(68). С. 21—31.
- Рабинович М. И., Мюезинолу М. К. Нелинейная динамика мозга: эмоции и интеллектуальная деятельность. *Успехи физ. наук.* 2010. Т. 180. № 4. С. 371—387.
- Ребецкий Ю. А. Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 6. С. 92—110.

- Родкин М. В. Катастрофы и цивилизации. Долгосрочный: Интеллект, 2016. 232 с.
- Родкин М. В., Никитин А. Н., Васин Р. Н. Сейсмодетонические эффекты твердофазовых превращений в геоматериалах. Москва: ГЕОС, 2009. 199 с.
- Родкин М. В., Писаренко В. Ф., Нго Тхи Ли, Рукавишников Т. А. Теоретические подходы к описанию закона распределения сильнейших землетрясений: Тезисы докладов. Киев, 2015.
- Рузмайкин А. Климат как игра случая. *Успехи физ. наук.* 2014. Т. 184. № 3. С. 297—310.
- Руманов Э. Н. Критические явления вдали от равновесия. *Успехи физ. наук.* 2013. Т. 183. № 1. С. 103—112.
- Сибатов Р. Т., Учайкин В. В. Дробно-дифференциальный подход к описанию дисперсионного переноса в полупроводниках. *Успехи физ. наук.* 2009. Т. 179. № 10. С. 1079—1103.
- Хаякава М., Коровкин Н. В. Сейсмозлектромагнитные явления как новая область исследования радиоволновых явлений: XII Всемирный электро-технический конгресс. 4—5 октября 2011 г. Доклады и презентации. 36 с. <http://www.ruscable.ru/article/report>.
- Шаповал А. Б. Вопросы прогнозируемости в изотропных моделях с самоорганизованной критичностью: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. Москва, 2011. 35 с.
- Шуман В. Н. Дробная динамика и эмиссионная активность геосистем. *Геофиз. журн.* 2016а. Т. 38. № 3. С. 72—83.
- Шуман В. Н. Нелинейная динамика геосреды: переходные процессы и критические явления. *Геофиз. журн.* 2014а. Т. 36. № 6. С. 129—142.
- Шуман В. Н. Нелинейная динамика, сейсмичность и аэрокосмические зондирующие системы. *Геофиз. журн.* 2015а. Т. 37. № 2. С. 38—55.
- Шуман В. Н. О концептуальных основах диагностики и мониторинга геосистем. *Геофиз. журн.* 2015б. Т. 37. № 4. С. 114—125.
- Шуман В. Н. О прогнозе и прогнозируемости сейсмического процесса. *Геофиз. журн.* 2014б. Т. 36. № 3. С. 48—71.
- Шуман В. Н. Сейсмический процесс и современные мониторинговые системы. *Геофиз. журн.* 2014в. Т. 36. № 4. С. 50—64.
- Шуман В. Н. Сейсмозлектромагнетизм и пространственно-временные структуры. *Геофиз. журн.* 2015в. Т. 37. № 6. С. 24—43.
- Шуман В. Н. Спонтанная эмиссионная активность литосферы и сейсмозлектромагнитные явления. *Геофиз. журн.* 2016б. Т. 38. № 2. С. 79—87.
- Aschwanden M. J., Crosby N. B., Dimitropoulou M. et al., 2014. 25 Years of Self-Organized Criticality: Solar and Astrophysics. *Space Sci. Rev.*, 1—120. doi 10.1007/S. 11214-014-0054-6.
- Bak P., Tang C., Wiesenfeld K., 1987. Self-Organized Criticality: an Explanation of  $1/f$  Noise. *Phys. Rev. Lett.* 59, 381—384.

## On prognostication ability of active geosystems: metastability and steady transitions instead of attractors

© V. N. Shuman, 2016

Some details and special features are under considerations of undertaken experimental and theoretical studies related to prognosticated ability and forecast of geo-systems dynamics which were paid not enough attention but, possibly, might have crucial importance for definition of future studies in this area. According to the ideas of nonlinear dynamics of spatial-temporal processes and systems new capabilities and new approaches to their solutions are being discussed. Crucial dynamic objects of such an approach are meta-stability and steady transitions, and, in addition, to metastable images in phase spaces of the system do not respond the attractors but transitional sets of paths. Active role of geo-medium and its specific dynamic conditions generated by cooperative behavior of its elements and subsystems is underlined. More appropriate definition is formed of seismic process and possible mechanisms of generation of spontaneous emissions of different character, associated with transitional dissipation, more justified from both their physical interpretation and simulation. On this base and taking into account overall criteria, which guarantee the emergence of critical dynamics and discovered lately new nonlinear dynamic regimes in spread active (excited) systems actual problems are discussed of diagnostics and prognostication capability of geosystems, special role and the influence of noises of different character on the active structured

geosystems admitting self-organized critical behavior and processes of formation exponential spectra of capacity is noticed. In addition, standing apart of widely declared theses of 70-80<sup>th</sup> of last century, and unlike the strange-attractor approach, the basic attention is paid to effects of noises and fluctuations upon large-scale dynamics of geosystems. As a result the problem of local forecast in up-to-date definition may be considered as a study of a response of active (excitable) structured geomedium on multifrequency spontaneous fluctuations and external actions. Attention is paid to some special features and essential factors of formation of focal zones and evolution processes, known from observations and solutions of basal equations of nonlinear dynamics. Strong relation of spontaneous emissions of lithosphere with dynamics of auto-structures and their complexes is underlined. In addition, blocky-hierarchic heterogeneous structure of lithosphere determines not only spatial characteristics of the fields of spontaneous emissions but also, to significant extent, their temporal and energetic characteristics.

**Key words:** dynamic systems, seismicity, spontaneous emissions, prognostication ability of geosystems, seismoelectromagnetism, transitional processes, autostructures, systems with noise.

## References

- Anishchenko V. S., Vadivasova T. E., Strelkova G. I., 2010. Self-sustained oscillations of dynamical and stochastic systems and their mathematical image — an attractor. *Nelineynaya dinamika* 6(1), 107—126 (in Russian).
- Anishchenko V. S., Neyman A. B., Moss F., Shymanowskij-Gayer L., 1999. Stochastic resonance: noise-enhanced order. *Uspekhi fizicheskikh nauk* 169(1), 8—38 (in Russian).
- Akhromeeva T., Kurdyumov S., Malinetskiy G., Samarskiy A., 2007. Structures and chaos in nonlinear media. Moscow: Fizmatlit, 488 p. (in Russian).
- Bochkov G. N., Kuzovlev Yu. E., 1983. New research flicker noise. *Uspekhi fizicheskikh nauk* 152(is. 1), 151—176 (in Russian).
- Bochkov G. N., Kuzovlev Yu. E., 2013. Fluctuation-dissipation relations. *Uspekhi fizicheskikh nauk* 183(6), 617—631 (in Russian).
- Gaponov-Grekhov A. V., Rabinovich M. I., 1987. Auto-structures. Chaotic dynamics of ensembles. In: *Non-linear waves. Structures and bifurcation*. Moscow: Nauka, P. 7—47 (in Russian).
- Gertsik V. M., 2008. Physical representation of the destruction and the forecast of the probability of large earthquakes. *Fizika Zemli* (3), 22—39 (in Russian).
- Guckenheimer J., Holmes F., 2002. Nonlinear vibrations dynamical systems and bifurcations of vector fields. Moscow-Izhevsk: Publ. The Institute of Computer Science, 560 p. (in Russian).
- Guglielmi A. V., 2015. Foreshocks and aftershocks of strong earthquakes in the catastrophe theory. *Uspekhi fizicheskikh nauk* 185(4), 415—429 (in Russian).
- Gufel'd I. L., 2013. Is the forecast of strong crustal earthquakes? *Vestnik RAN* 83(3), 236—245 (in Russian).
- Gufel'd I. L., 2007. Seismic process. Physical and chemical aspects. Scientific publication. Korolev: TsNIIMam, 160 p. (in Russian).
- Gufel'd I. L., Novoselov O. N., 2014. Seismic process in the subduction zone. Monitoring the background. Moscow: MSFU Publ., 100 p. (in Russian).
- Gufel'd I. L., Matveeva M. I., Novoselov O. N., 2011. Why can we not make a forecast of strong crustal earthquakes. *Geodinamika i tektonofizika* 20(4), 378—415 (in Russian).
- Dayson F., 2010. Birds and frogs in mathematics and physics. *Uspehi fizicheskikh nauk* 180(8), 859—870 (in Russian).
- Doda L. N., Stepanov I. V., Natyaganov V. L., 2013. Empirical scheme of short-term earthquake prediction. *Doklady RAN* 453(5), 551—557 (in Russian).
- Zelenyy L. M., Milovanov A. V., 2004. Fractal topology and strange kinetics: from percolation theory to problems in cosmic electrodynamics. *Uspehi fizicheskikh nauk* 174(8), 810—851 (in Russian).
- Iudin D. I., 2005. Fractal dynamics of the active systems: Dis. Dr. phys. and math. sci. Nizhny Novgorod, 30 p. (in Russian).
- Kadomtsev B. B., 1994. Dynamics and information. *Uspehi fizicheskikh nauk* 164(5), 449—530 (in Russian).
- Kannel' G. I., Fortov V. E., Razorenov S. V., 2007. Shock waves in condensed matter physics. *Uspehi fizicheskikh nauk* 177(8), 809—830 (in Russian).
- Klimontovich Yu., 2002. Introduction to the physics of open systems. Moscow: Yanus-K, 284 p. (in Russian).
- Kogan M. I., 1985. Low-frequency current noise with



- a spectrum of  $1/f$  in solids. *Uspehi fizicheskikh nauk* 143(is. 2), 285—326 (in Russian).
- Koronovskiy N., Naimark A., 2012. The unpredictability of earthquakes as a fundamental consequence of the nonlinearity of geodynamic systems. *Vestnik Moskovskogo universitetata* (6), 3—11 (in Russian).
- Kosobokov V. G., 2004. Theoretical basis and earthquake prediction algorithms based on the activation of precursors seismicity: Dis. Dr. Phys. and Math. Sci. Moscow, 266 p. (in Russian).
- Kravtsov Yu. A., 1989. Contingency, determinism predictability. *Uspehi fizicheskikh nauk* 158(is. 1), 93—122 (in Russian).
- Kuznetsov S. N., 2011. Dynamical chaos and uniformly hyperbolic attractors: from mathematics to physics. *Uspehi fizicheskikh nauk* 181(2), 121—148 (in Russian).
- Kuzovlev Yu. E., 2015. Why nature need the  $1/f$  noise. *Uspehi fizicheskikh nauk* 185(7), 773—783 (in Russian).
- Loskutov A. Yu., 2010. Charm chaos. *Uspehi fizicheskikh nauk* 180(12), 1305—1329 (in Russian).
- Loskutov A. Yu., Mikhaylov A. S., 2007. Fundamentals of the theory of complex systems. Moscow-Izhevsk: Publ. The Institute of Computer Science, 560 p. (in Russian).
- Lyubushin A. A., 2013. Mapping the properties of low-frequency microseisms for seismic hazard assessment. *Fizika Zemli* (6), 11—20 (in Russian).
- Naymark A. A., Zakharov V. S., 2012. Ratios of direction, cyclicity and non-linearity in geological processes. *Vestnik KRAESC. Nauki o zemle* (1), 181—189 (in Russian).
- Naymark O. B., 2008. Structural-scaling transitions and self-development patterns of earthquakes. *Fizicheskaya mekhanika* 1(2), 89—106 (in Russian).
- Panteleev I. A., Plekhov O. A., Naimark O. B., 2013. Nonlinear dynamics of structures exacerbation in ensembles of defects as a mechanism for the formation of foci of earthquakes. *Geodynamics & Tectonophysics* 4(is.1), 31—51 (in Russian).
- Pulinets S. A., Uzunov D., 2011. Satellite technology there is no alternative. On the issue of monitoring of natural and man-made disasters: *Proceedings of the Institute of Applied Geophysics behalf of acad. E. K. Fedorov*. Vol. 89. Moscow, P. 173—185 (in Russian).
- Pulinets S. A., Uzunov D., Karelin A. V., Boyarchuk K. A., Tertyshnikov A. V., Yudin I. A., 2012. Uniform concept detect signs of impending strong earthquake in a complex system the lithosphere—atmosphere—ionosfera—magnetosphere. *Kosmonavtika i reketostroenie* (3), 21—31 (in Russian).
- Rabinovich M. I., Myuezinolu M. K., 2010. Nonlinear dynamics of the brain: emotion and cognition. *Uspehi fizicheskikh nauk* 180(4), 371—387 (in Russian).
- Rebetskiy Yu. L., 2007. New data about natural stresses in the preparation of a strong earthquake. Model of earthquake source. *Geofizicheskii zhurnal* 29(6), 92—110 (in Russian).
- Rodkin M. V., 2016. Accidents and civilization. *Dolgoprudnyy: Intellect*, 232 p. (in Russian).
- Rodkin M. V., Nikitin A. N., Vasin R. N., 2009. Seismotectonic effects of solid-phase transformations in geomaterials. Moscow: GEOS, 199 p. (in Russian).
- Rodkin M. V., Pisarenko V. F., Ngo Thi Ly, Rukavishnikova T. A., 2015. Theoretical approaches to the description of the distribution law of the strongest earthquakes: Abstracts. Kiev (in Russian).
- Ruzmaykin A., 2014. Climate as a game of chance. *Uspehi fizicheskikh nauk* 184(3), 297—310 (in Russian).
- Rumanov E. N., 2013. Critical phenomena far from equilibrium. *Uspehi fizicheskikh nauk* 183(1), 103—112 (in Russian).
- Sibatov R. T., Uchaykin V. V., 2009. Fractional differential approach to dispersive transport in semiconductors. *Uspehi fizicheskikh nauk* 179(10), 1079—1103 (in Russian).
- Hayakawa M., Korovkin N. V., 2011. Seismic and electromagnetic phenomenon as a new field of study radiowave phenomena: XII World Electrotechnical Congress. October 4—5, 2011 Presentations. 36 p. <http://www.ruscable.ru/article/report>. (in Russian).
- Shapoval A. B., 2011. Questions predictability in isotropic models with self-organized criticality: Abstract Dis. Dr. Phys. and Math. Sci. Moscow, 35 p. (in Russian).
- Shuman V. N., 2016a. Fractional dynamics and emissive activity of geosystems. *Geofizicheskii zhurnal* 38(3), 72—83 (in Russian).
- Shuman V. N., 2014a. Nonlinear dynamics of geomedium: transitional processes and critical phenomena. *Geofizicheskii zhurnal* 36(6), 129—142 (in Russian).
- Shuman V. N., 2015a. Nonlinear dynamics, seismic activity and aerospace sounding systems. *Geofizicheskii zhurnal* 37(2), 38—55 (in Russian).
- Shuman V. N., 2015b. On conceptual grounds of diagnostics and monitoring of geosystems. *Geofizicheskii zhurnal* 37(4), 114—125 (in Russian).
- Shuman V. N., 2014b. On the forecast and the predict-

- ability of the seismic process. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(3), 48—71 (in Russian).
- Shuman V. N.*, 2014c. Seismic processes and advanced monitoring system. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(4), 50—64 (in Russian).
- Shuman V. N.*, 2015c. Seismoelectromagnetism and spatio-temporal structures *Geofizicheskiy zhurnal* 37(6), 24—41 (in Russian).
- Shuman V. N.*, 2016b. Spontaneous emission activity of lithosphere and seismoelectromagnetic phenomena. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(2), 79—87 (in Russian).
- Aschwanden M. J., Crosby N. B., Dimitropoulou M. et al.*, 2014. 25 Years of Self-Organized Criticality: Solar and Astrophysics. *Space Sci. Rev.*, 1—120. doi 10.1007/S.11214-014-0054-6.
- Bak P., Tang C., Wiesenfeld K.*, 1987. Self-Organized Criticality: an Explanation of  $1/f$  Noise. *Phys. Rev. Lett.* 59, 381—384.

## Аномальные геофизические и сеймотектонические процессы, наблюдавшиеся в период подготовки и развития землетрясения с магнитудой 8,8 в Мауле 2010 г. (Чили)

© Л. Е. Собисевич<sup>1</sup>, В. И. Старостенко<sup>2</sup>, Е. А. Рогожин<sup>1</sup>, А. И. Лутиков<sup>1,3</sup>, А. Л. Собисевич<sup>1</sup>, К. Х. Канониди<sup>3,4</sup>, А. В. Кендзера<sup>2</sup>, М. И. Орлюк<sup>2</sup>, 2016

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

<sup>3</sup>Единая геофизическая служба РАН, Обнинск, Россия

<sup>4</sup>Институт земного магнетизма и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Москва, Россия

Поступила 10 августа 2016 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Проанализовано вулканическую зону, головной удар, поштовки сильнейших афтершоков и ход вывільнення сейсмічної енергії протягом афтершокових процесів землетрусу Мауле 27.02.2010 р. ( $M_W=8,8$ ) у Чилі. Розглянуто макросейсмічні прояви, тектонічну позицію вогнища і реконструкцію положення діючої у ньому площини. Вперше дано геофізичне трактування аномальних гравімагнітних збурень і сейсмічних провісників, наведених у варіаціях магнітного поля і геоакустичних полях Землі в період підготовки головного удару і трьох сильнейших повторних поштовків 11—16 березня 2010 р. Показано, що використання сучасних даних космічних спостережень дає змогу аналізувати гравітаційні збурення (поки тільки косейсмічні), що відбуваються на поверхні Землі, та по-новому розглядати провісники сейсмічних ударів землетрусу Мауле й інших сейсмічних подій. Сформульовано довго-, середньо- і короткострокові підходи до прогнозування сильних сейсмічних подій як на суші, так і в морі.

**Ключові слова:** сейсмічна активність, землетрус, вулканізм, флюїди, аномальні геофізичні, сейсмологічні та сеймотектонічні процеси, епіцентр, афтершоки, гравімагнітні збурення.

**Введение.** Западное побережье Чили относится к одному из наиболее активных в сейсмическом отношении районов Южной Америки. Именно здесь 22 мая 1960 г. произошло самое сильное в доступной сейсмической истории Земли цунамигенное сейсмическое событие. Землетрясение было инструментально зарегистрировано. Магнитуда составила 9,5, а колебания продолжались около 10 мин. В некоторых публикациях это землетрясение называют Вальдивским, так как эпицентр располагался возле г. Вальдивия (38°16' ю. ш., 73°03' з. д.) примерно в 550 км южнее г. Сантьяго.

Сильные толчки потрясли громадную территорию, по площади превышающую 200 тыс. км<sup>2</sup>. Было уничтожено более 20 % промышленного потенциала Чили. Сейсмическая катастрофа унесла жизни более 6000 чел., причем в основном погибли люди от удара цунами; более 3000 раненых, свыше 200 000 чел. остались бездомными. По некоторым данным высота волн цунами в отдельных местах побережья достигала 25 м.

Прокатившись через весь Тихий океан, гигантские волны обрушились и на Японию. Тысячи домов были смыты в море, затонули или были разбиты сотни судов, 120 чел. стали жертвами разгула водной стихии.

Высокая сейсмическая активность в регионе обусловлена его приуроченностью к зоне сочленения Наски и Южно-Американской тектонических плит. Республика Чили расположена в пределах Андского складчатого пояса. В северной и центральной частях Анды подразделяются на Главную и Береговую Кордильеры меридионального простирания и разделяющий их грабен Центральной Долины. В основании хребтов залегают в разной степени метаморфизованные породы осадочного и вулканического состава, протерозойского, палеозойского и мезозойско-палеогенового возрастов. В пределах обеих зон поднятий развита интенсивная складчатость, сформировавшаяся в разные эпохи (палеозойскую и альпийскую). Широко развиты мел-палеогеновые интрузии

гранитоидов (так называемый андийский батолит), а также неогеновые эффузивы кислого и среднего состава. Центральная депрессия заполнена молодыми осадочными отложениями. Земная кора под Андами — типично континентальная структура, мощность которой достигает 60 км.

С запада поднятие Анд обрамляется континентальным склоном Тихого океана и далее Перуанско-Чилийским желобом, тянущимся практически вдоль всего побережья Чили. К западу от желоба располагается океаническая литосферная плита Наска. Таким образом, активная континентальная окраина на побережье Чили представляет собой типичную зону субдукции на границе океанической и континентальной литосферных плит. Сейсмические процессы в зоне субдукции такого типа часто сопровождаются сильными цунамигенными землетрясениями.

В начале нынешнего столетия сильнейшие землетрясения были зарегистрированы в средней и северной частях побережья Чили (2010, 2014, 2015). Так, 27 февраля 2010 г. у берегов Чили произошло очередное катастрофическое цунамигенное землетрясение, названное Мауле, магнитудой 8,8 [Moreno et al., 2010; Melnick et al., 2012]. Землетрясение удалось спрогнозировать за два года до его возникновения учеными из исследовательских центров Германии и Чили на основании анализа геодезических данных, собранных плотной сетью GPS-приемников, размещенных в центральной части страны [Moreno et al., 2008, 2010].

Авторами настоящей статьи собраны и проанализированы представительные литературные материалы, дополненные новыми инструментальными данными о гравимагнитных возмущениях и поверхностных гравитационных проявлениях, характере движения в ходе афтершокового процесса больших гравитирующих объемов геологической среды в районе очаговой зоны.

Следует заметить, что изучение гравимагнетизма применительно к проблеме подготовки и развития сейсмической катастрофы становится определяющим в науках о Земле, когда исследователь обращается к изучению крупных сейсмических событий. Любое фиксируемое магнитное возмущение в вариациях магнитного поля Земли связано с движением больших масс геологической среды, и поэтому его следует трактовать как гравимагнитное. В частности, в областях субдукции происходит заталкивание и погружение океанической

высокомагнитной коры под континентальную плиту. Термомеханические и флюидогазовые процессы в таких областях литосферы могут приводить как к вековым изменениям геомагнитного поля (за счет перемещения и прогрева магнитного источника) на стадии подготовки землетрясения, так и к продуцированию аномалий ультранизкочастотного диапазона непосредственно перед и во время развития его очага [Орлюк, Пашкевич, 2012; Орлюк и др., 2016].

Инструментальное наблюдение гравитационных волн в эксперименте (14 сентября 2015 г. в 09:50:45 UTC), в котором были задействованы лазерные интерферометры гравитационно-волновой обсерватории (LIGO), заставляют переосмыслить подходы к объяснению трансформации гравитирующих геологических отдельных и пересмотреть существующие представления о развитии сейсмогравитационных процессов, имеющих место в литосфере и атмосфере. Сегодня геофизики должны оценить роль и значение гравитационных движений больших масс геологической среды в очаговых зонах землетрясений. Есть все основания полагать, что именно в этой области литосферы рождаются выделенные инструментальными методами гравимагнитные возмущения УНЧ диапазона, которые отражают процессы формирования крупных сейсмических событий [Собисевич и др., 2009; Собисевич, 2012; Николаевский, Собисевич, 2015].

**Параметры очага и сейсмологические проявления землетрясения Мауле.** Инструментальный эпицентр главного толчка по данным Геологической службы США (NEIC, neic.cr.usgs.gov) располагался в прибрежной зоне материкового склона Тихого океана (координаты  $\varphi=35,846^{\circ}\text{S}$ ;  $\lambda=72,719^{\circ}\text{W}$ ) приблизительно в 430 км к северо-северо-востоку от инструментального эпицентра Большого Чилийского землетрясения 22 мая 1960 г.,  $M_W=9,5$ , и в 150 км к северу от Концепсьон (примерно в 350 км к юго-западу от г. Сантьяго).

Гипоцентр определен на глубине около 35 км, интенсивность сотрясений на берегу Чили составила в зоне, близкой к эпицентру, 8 баллов по Модифицированной шкале Меркалли, а семибалльные сотрясения охватили всю центральную часть Чили от  $37^{\circ}$  до  $40^{\circ}$  ю.ш. Не устояли даже сейсмостойкие здания (рис. 1). Через 20 мин после главного удара морские волны цунами высотой более 2—3 м обрушились на побережье.

Распределение эпицентров афтершоков первых пяти дней землетрясения 27.02.2010 г.,



Рис. 1. Разрушенное сейсмостойкое здание в г. Консепсьон.

по состоянию на 6 апреля 2010 г. по данным NEIC показало (рис. 2), что длина очаговой области, вытянутой в близмеридиональном направлении, составило около 600 км при ширине около 250 км. Глубина гипоцентров главного и всех повторных толчков составляла от 30 до 40 км, т. е. не выходила за пределы земной коры.

Решение фокального механизма очага по данным Геологической службы США показы-

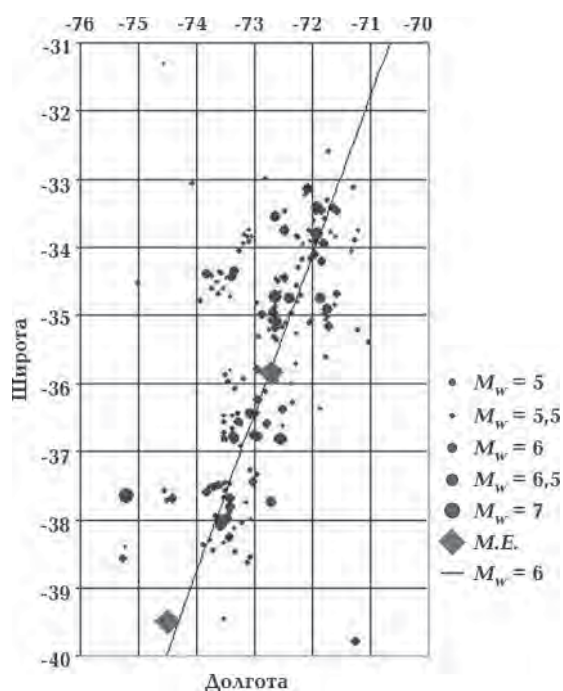


Рис. 2. Афтершоки первых пяти суток землетрясения 27.02.2010 г. по данным NEIC. Прямой показана линия ортогональной регрессии. Большими ромбами обозначены инструментальные эпицентры Большого Чилийского землетрясения 22 мая 1960 г. и 27 февраля 2010 г. Размер кружков, которыми обозначены афтершоки, пропорционален их магнитуде.

вает две альтернативные нодальные плоскости (рис. 3). Одна из них — близмеридионального простирания (СЗЗ  $18^\circ$ ), полого погружающаяся к востоку-юго-востоку (под углом около  $15^\circ$ ), а вторая, также близмеридиональная (азимут простирания около  $180^\circ$ ), круто, под углом около  $75^\circ$ , падающая в сторону океана. При этом установлено, что глубины гипоцентров афтершоков не выходят за пределы 40 км. Тем самым можно сделать уверенный выбор в пользу первой нодальной плоскости и, соответственно, пологопадающего очага  $\text{dip}=18$  под континент.

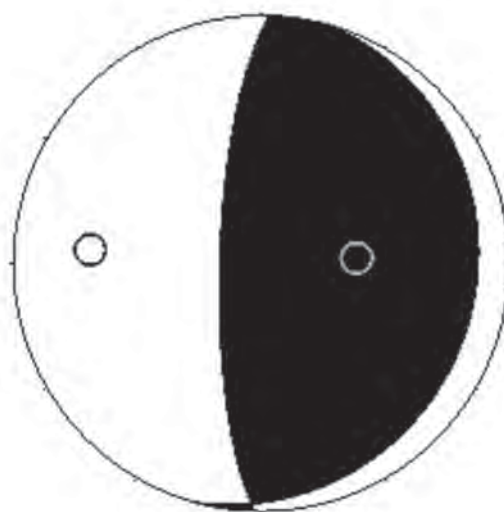


Рис. 3. Стереограмма решения фокального механизма очага землетрясения Мауле по данным Геологической службы США (<http://www.globalcmt.org>).

Таким образом, тип движения в очаге — надвиг с небольшой компонентой правостороннего сдвига. В геодинамическом отношении такое решение для очага свидетельствует о надвигании континентальной плиты на океаническую, а сам очаг может быть отнесен к разряду межплитных по классификации японских сейсмологов [Kikuchi, Kanamori, 1994].

Поскольку глубина очага составляла 30—40 км, а положение действующей плоскости было весьма пологим, по-видимому, он не вышел на поверхность дна в виде уступа в зоне сейсморазрыва. Этим и объясняется сравнительно небольшая высота волн цунами, порожденных землетрясением Мауле при высокой магнитуде самого события.

Геофизической службой РАН зарегистрировано семь афтершоков с  $M \geq 6$  в течение первых нескольких часов после основного толчка, а на карте, составленной Геологической служ-

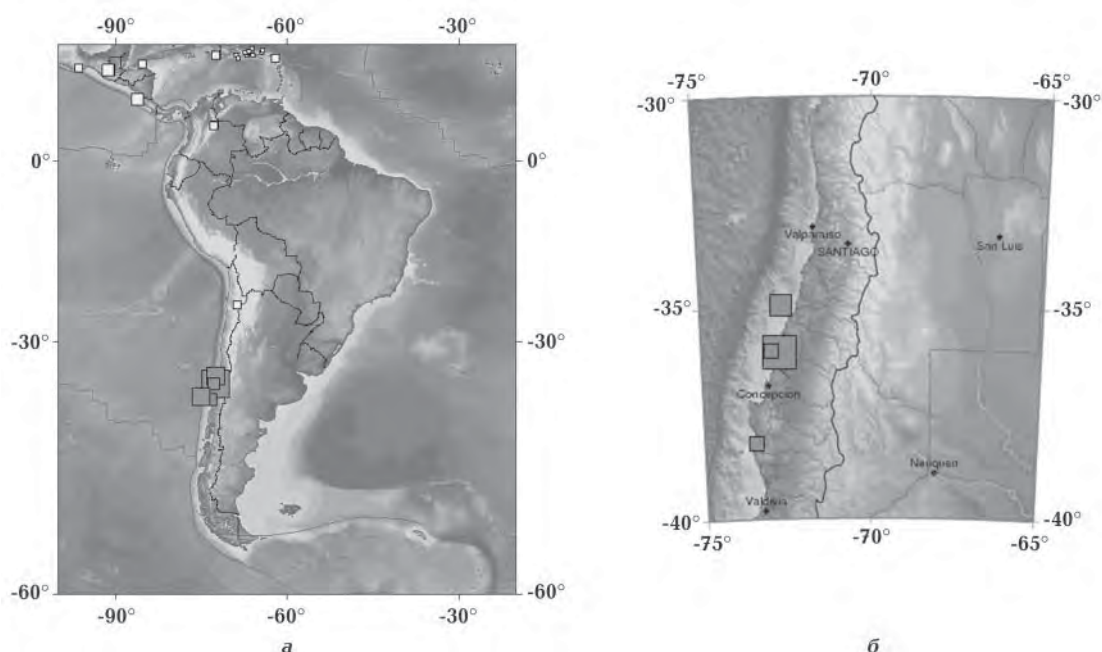


Рис. 4. Эпицентры главного толчка и афтершоков первых двух часов после землетрясения Мауле по данным Геологической службы США (а — в масштабе всей Южной Америки, б — в масштабе Центрального Чили). Размер квадрата определяется магнитудой.

бой США, показаны эпицентры толчков в течение первых двух часов после землетрясения Мауле (рис. 4).

Афтершоковый процесс анализируемого землетрясения на начальной стадии развивался достаточно вяло для сейсмического события такой силы. За первые 26 сут произошло около 350 афтершоков с магнитудами  $4,5 \leq M_W \leq 6,9$ . Анализ временного хода высвобождения  $M_{0\text{cum}}$  в первые сутки после землетрясения 27 февраля, позволил сделать вывод о возможности возникновения новых сильных повторных толчков с моментными магнитудами до 7,0—7,5.

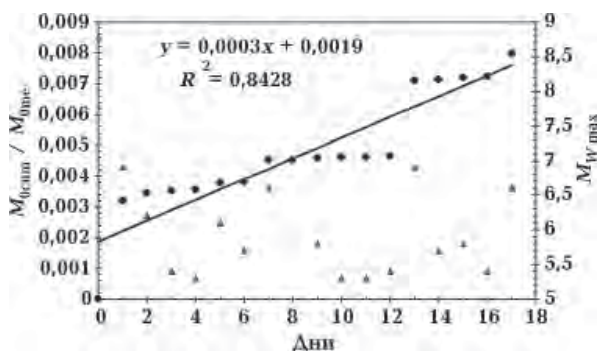


Рис. 5. Линейная аппроксимация высвобождения  $M_{0\text{cum}}$  в первые недели афтершокового процесса. Черные точки — величина  $M_{0\text{cum}}$ , треугольники — время и магнитуды повторных толчков.

Таким образом, серия трех достаточно сильных афтершоков 11—16 марта 2010 г. с магнитудами  $M_W=7,2$ ; 6,8 и 6,6 спрогнозирована в режиме реального времени. Начальная стадия афтершокового процесса представлена на рис. 5.

В настоящее время афтершоковый процесс

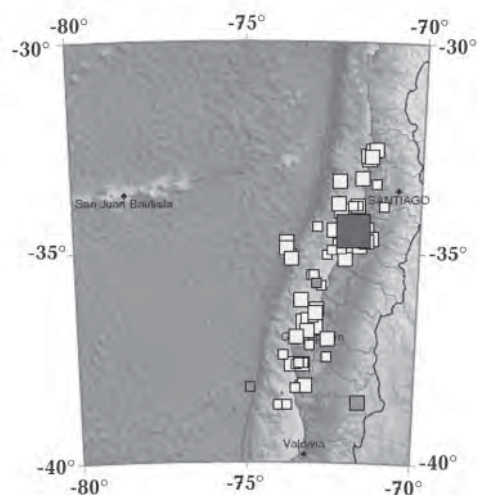


Рис. 6. Эпицентры повторных толчков землетрясения Мауле. Квадратом обозначен сильнейший афтершок 11 марта 2010 г. с  $M=7,2$  по данным Геологической службы США.

землетрясения 27.02.2010 г. можно считать практически завершенным. Отметим также, что афтершоковая область землетрясения Мауле 2010 г. с юга пересекается с афтершоковой областью Большого Чилийского землетрясения 1960 г., а с севера — с афтершоковой областью сильного землетрясения на севере Центрального Чили 16.09.2015 г. ( $M_W=8,2$ ), что может указывать на определенную связь между ними.

С 17 марта 2010 г. в афтершоковом процессе сформировалась новая фаза сейсмического затишья, так что дефицит в высвобождении  $M_{0cum}$  на 26.03.2010 г. составил  $5,3 \cdot 10^{19}$  Н·м, что эквивалентно возникновению землетрясения с  $M_W=7,1$  (рис. 4—6). Вероятно, этот дефицит послужил началом накопления напряжений в земной коре, вызвавших сильные землетрясения 2014 и 2015 гг.

**Сейсмическая история.** Рассмотрение сейсмической истории региона представляет несомненный интерес. Анализируемая область объединяет очаговые зоны землетрясений 22 мая 1960 г. ( $M_W=9,5$ ) и 27 февраля 2010 г. ( $M_W=8,8$ ), т. е.  $48-31^\circ$  S,  $76-69^\circ$  W. Информационной основой в период до 1960 г. послужил Latinoамериканский каталог, содержащийся на сайте NEIC (neic.cr.usgs.gov), а в период с 1961 по 2010 гг. — каталоги SYSRA и CMT (с 1976 г.) (<http://www.globalcmt.org/>). Первые сейсмические проявления в данном регионе относятся к 1570 г. Их фиксация связана с началом освоения этих территорий испанцами в процессе конкисты. Первоначально (до середины XVIII ст.) в каталоге содержались лишь сильнейшие события с магнитудами более 8. Разумеется, их магнитудная оценка является позднейшей реконструкцией, выполненной по описаниям, содержащимся, преимущественно, в монастырских хрониках. Так что для землетрясений доинструментального периода всегда имеем дело с макросейсмической магнитудой. С учетом того, что макросейсмическая магнитуда и магнитуда по поверхностным волнам ( $M_S$ ) близки между собой, всем землетрясениям доинструментального и раннеинструментального периодов в каталоге SYSRA была приписана магнитуда  $M_S$ .

При переходе от магнитуд  $M_S$  и  $m_b$ , содержащихся в каталоге SYSRA, к моментной магнитуде и, соответственно, скалярному сейсмическому моменту применялись региональные корреляционные зависимости магнитуды  $M_W$  от магнитуд  $M_S$  и  $m_b$ , построенные соответственно по 142 ( $R_c=0,922$ ) и 189 ( $R_c=0,803$ ) парам сейсмических событий:

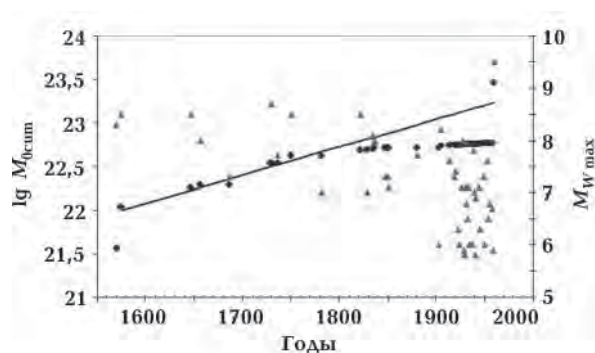


Рис. 7. Временная зависимость кумулятивного (накопленного) скалярного сейсмического момента в период с 1570 по 1960 гг. Треугольниками показаны сильнейшие на каждом шаге дискретизации сейсмические события (правая ось ординат).

$$M_W = (0,829 \pm 0,029)M_S + 1,178 \pm 0,195,$$

$$4,4 < M_S < 7,2, R_c = 0,922,$$

$$M_W = (1,202 \pm 0,067)m_b - 0,909 \pm 0,408,$$

$$4,7 < m_b < 6,8, R_c = 0,803.$$

На рис. 7 представлена временная зависимость кумулятивного (накопленного) скалярного сейсмического момента в период с 1570 по 1960 гг. Зависимость построена по 101 сейсмическому событию (интервал магнитуд  $5,0 \leq M_S \leq 9,5$ ). Период 1575—1850 гг. аппроксимирован линейной зависимостью ( $R_c=0,977$ ). Весьма высокий коэффициент линейной корреляции указывает на достаточную надежность полученного результата.

Из рисунка видно, что заметные отклонения от линейного закона высвобождения  $M_{0cum}$  начались с 1782 г. Приблизительно с этого времени накапливался дефицит в высвобождении  $M_{0cum}$ . Период времени с 1940 по май 1960 г. можно рассматривать как выраженную фазу сейсмического затишья перед Большим Чилийским землетрясением (БЧЗ) 22 мая 1960 г. [Kanamori, Sipar, 1974]. Дефицит в высвобождении  $M_{0cum}$  на май 1960 г. составил  $\Delta M_{0cum} \approx 1,12 \cdot 10^{23}$  Н·м, что соответствует землетрясению с  $M_W=9,3$ . В действительности землетрясение 22 мая 1960 г. имело  $M_W=9,5$ , а его  $M_0$  оценивался в  $2,24 \cdot 10^{23}$  Н·м. Таким образом, прогнозируемый скалярный сейсмический момент землетрясения 22 мая 1960 г. оказался лишь в 2 раза меньше, что лежит в пределах точности сейсмологических данных.

**Предвестники главного толчка.** В ходе сейсмологических наблюдений за текущей сейсмичностью очаговая зона все последние

годы характеризовалась пониженным уровнем активности, будучи областью затишья.

Временной ход высвобождения кумулятивного сейсмического момента в регионе ( $M_{0cum}$ )

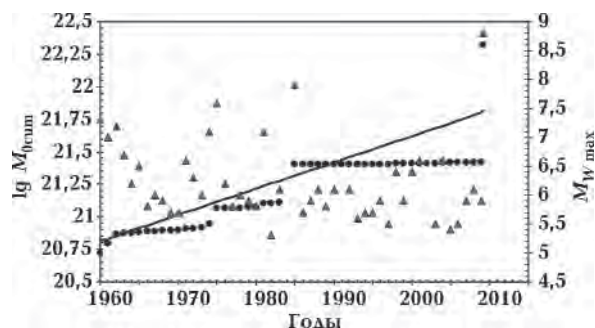


Рис. 8. Высвобождение кумулятивного сейсмического момента  $M_{0cum}$  в период с 1960 г. (от начала афтершокового процесса Великого Чилийского—Вальдивского землетрясения) по 27.02.2010 г. Прямая линия аппроксимирует линейную фазу высвобождения  $M_{0cum}$  в период с 1960 по 1997 г. ( $R_c=0,958$ ). Черные точки — величина  $lg M_{0cum}$ , треугольники — время и магнитуды сильных толчков.

в период с 1960 по 2010 г., прослеженный на основании анализа данных сейсмических каталогов SYSRA ([neic.cr.usgs.gov](http://neic.cr.usgs.gov)) и CMT ([http://](http://www.globalcmt.org/)

[www.globalcmt.org/](http://www.globalcmt.org/)), выявил выраженную фазу сейсмического затишья, наблюдавшуюся в период начиная с 1986 до начала 2010 г. (см. рис. 8). Фактический дефицит в высвобождении  $M_{0cum}$  составил на начало 2010 г.  $3,73 \cdot 10^{21}$  Н·м, что приблизительно в 5 раз меньше сейсмического момента землетрясения 27.02.2010 г.

На возможность возникновения нового сильного землетрясения в этой области указывало и аномально низкое значение индекса упорядоченности, наблюдавшееся в конце 2001 г., с последующим его почти монотонным ростом вплоть до землетрясения 27.02.2010 г. [Лутиков, 2008, 2010; Собисевич и др., 2012].

Однако период продолжительностью приблизительно в 50 лет между землетрясениями 22.05.1960 г. и 27.02.2010 г. оказался недостаточным для того, чтобы за это время сформировался дефицит в высвобождении  $M_{0cum}$ , достаточный для возникновения землетрясения с  $M_W=8,8$ . Фактический дефицит в высвобождении  $M_{0cum}$  составил на начало 2010 г.  $3,73 \cdot 10^{21}$  Н·м, что приблизительно в 5 раз меньше сейсмического момента землетрясения 27.02.2010 г. Это позволило сделать вывод, что землетрясение 27.02.2010 г. в значительной

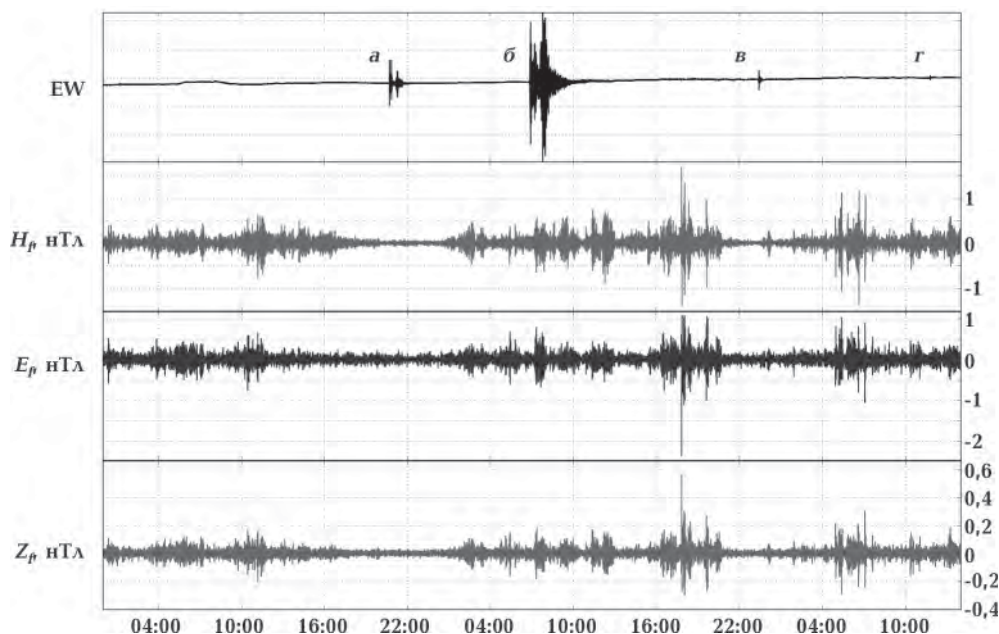


Рис. 9. Северо-Кавказская геофизическая обсерватория ИФЗ РАН. Показания наклономера восток—запад ( $a, б, в, г$ ) и магнитных вариометров ( $H_r, E_r, Z_r$ ) при подготовке и развитии крупных сейсмических событий в Северном и Южном полушариях Земли [Собисевич, 2012]: EW — показания наклономера, установленного в азимут «восток—запад»;  $a$  — землетрясение в Японии, на о-ве Рюкю 26.02.2010 20:31:23,8,  $26,04^\circ$  с.ш.,  $128,58^\circ$  в.д.;  $H=15$  км;  $m_b=7,1$ ;  $b$  — катастрофическое цунамигенное землетрясение у побережья Центрального Чили 27.02.2010 06:34:110,  $36,122^\circ$  ю.ш.,  $72,898^\circ$  з.д.;  $H=22,9$  км;  $m_b=8,7$ ;  $в$  — Афганское землетрясение, район Гиндукуш 27.02.2010 23:21:11,  $35,92^\circ$  с.ш.,  $70,13^\circ$  в.д.,  $H=100$  км;  $m_b=5,9$ ;  $г$  — землетрясение у побережья Центрального Чили 28.02.2010 11:25:34,  $34,76^\circ$  ю.ш.,  $71,72^\circ$  з.д.,  $H=33$  км,  $m_b=6,1$ .  $H, E, Z$  — составляющие полного вектора, отражающие вариации магнитного поля Земли.



мере было следствием неполной разгрузки после землетрясения 22.05.1960 г.

В период подготовки и развития землетрясения были зафиксированы характерные краткосрочные аномальные магнитные возмущения-предвестники в вариациях магнитного поля Земли ( $H$ -,  $E$ - и  $Z$ -компоненты) и деформаций земной поверхности по данным Северо-Кавказской геофизической обсерватории ИФЗ РАН. Эти наблюдения отражают масштабные перестройки как в самой очаговой зоне, так и в прилегающих объемах геологической среды, отражающиеся в структуре гравимагнитных и геодинамических возмущений уже за несколько часов перед главным ударом [Собисевич, 2012]. Согласно установившейся в физике терминологии, такие сигналы относят к классу гравимагнитных возмущений.

В интервале времени с 04:00 26 февраля 2010 г. до 14:00 28 февраля 2010 г. информационно-измерительные комплексы Северо-



Рис. 10. Составляющие полного вектора магнитного поля Земли и их направления:  $F$  — полный вектор магнитного поля Земли,  $H$  — северная компонента,  $E$  — восточная,  $Z$  — вертикальная.

Кавказской геофизической обсерватории ИФЗ РАН зафиксировали катастрофическое землетрясение Мауле в районе Чили. Одновременно были зарегистрированы еще четыре других сейсмических события с магнитудами более 5, которые произошли на Земле в выделенном временном интервале (рис. 9).

Приступая к анализу полученной гравимагнитной информации, укажем, что в Северо-Кавказской геофизической лаборатории ИФЗ РАН при регистрации вариаций магнитного поля Земли была принята система координат, приведенная на рис. 10. Сейсмические процессы регистрировались высокочувствитель-

ными кварцевыми наклономерами системы Д. Г. Гриднева, а магнитные возмущения — вариометрами системы В. Н. Боброва [Собисевич, 2012].

Итак, в выбранном для анализа временном интервале произошло два землетрясения с магнитудами больше 7 и два — с магнитудами около 6. Они отчетливо отразились в сейсмическом и магнитном полях (см. рис. 9, п. 1). Сопоставление зафиксированных сейсмических событий с гравимагнитными возмущениями, зафиксированными в выбранном временном интервале, позволяет уверенно выполнить временное разделение отдельных возмущений, связать их с конкретными землетрясениями и приступить к анализу гравимагнитных возмущений, вызванных катастрофическим сейсмическим событием (Мауле) у побережья Центрального Чили.

Обратившись к обсерваторским записям землетрясения Мауле (см. рис. 9, п. 1), отметим наличие четкого гравимагнитного возмущения, появившегося в вариациях магнитного поля Земли, за 4 ч перед главным ударом. Отметим, что гравимагнитное возмущение зарегистрировано магнитными вариометрами, установленными на удаленном измерительном пункте Северо-Кавказской геофизической обсерватории ИФЗ РАН, который расположен в субавроральной зоне. Здесь функционирует магнитовариационная станция ИЗМИРАН (пос. Карпогоры, Архангельская обл.), которая введена в состав Северо-Кавказской геофизической обсерватории ИФЗ РАН в 2008 г.

Здесь у читателя может возникнуть вопрос: «Почему при анализе землетрясений в 2010 г. авторы не воспользовались данными международной сети «Интермагнет»?» Дело в том, что выделение гравимагнитных возмущений требует секундной оцифровки поступающей геофизической информации, а отдельные станции системы «Интермагнет» на секундную оцифровку стали переходить с начала 2012 г. Все информационно-измерительные системы Северо-Кавказской геофизической обсерватории с момента ввода в эксплуатацию используют секундную оцифровку.

Выраженная в относительных единицах развернутая структура наведенных гравимагнитных возмущений, проявившихся в вариациях магнитного поля Земли за 4 ч перед главным сейсмическим ударом, показана на рис. 11, п. 2. Согласно полученным данным, амплитуда гравимагнитного возмущения не превысила величину в 1,0 нТл.

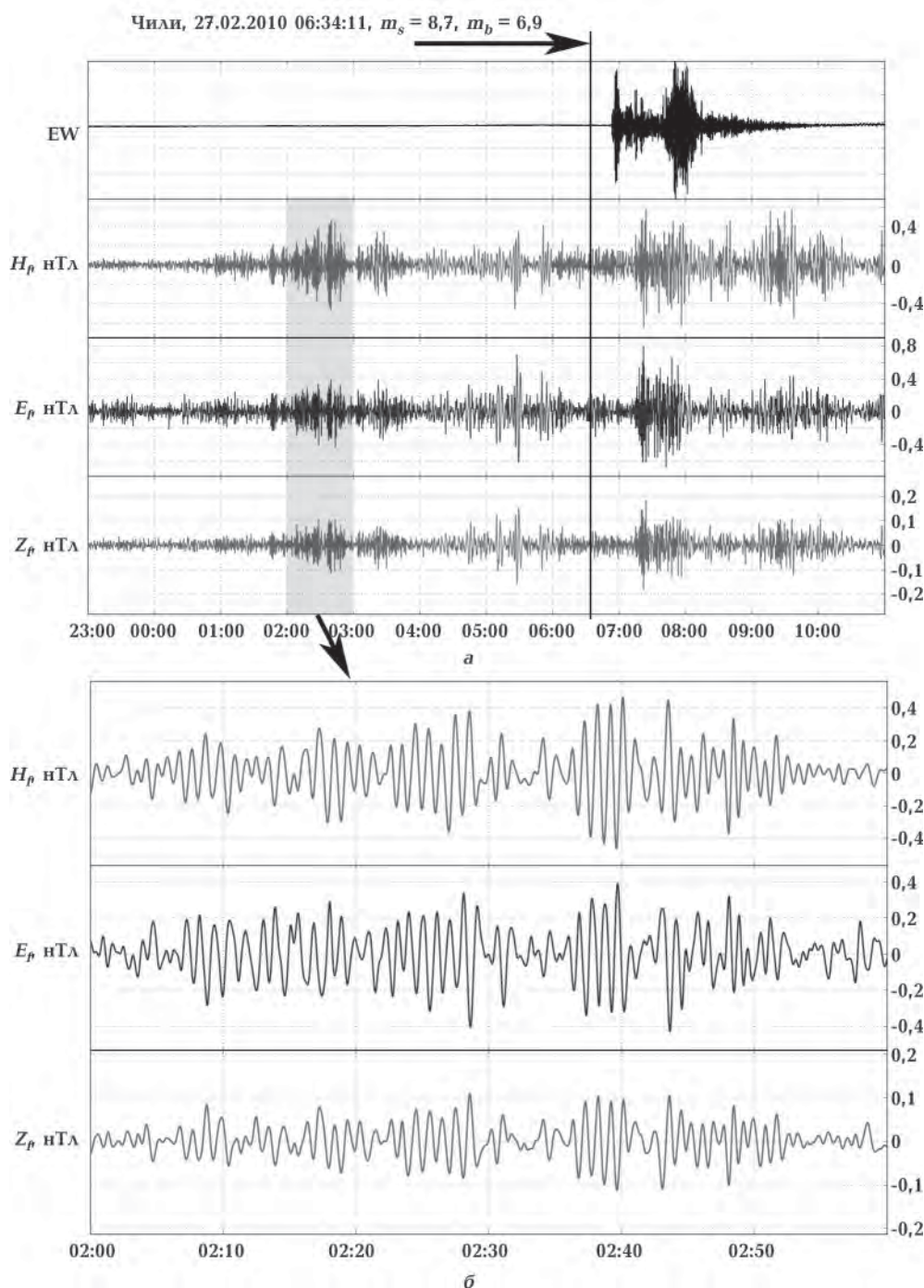


Рис. 11. Побережье Центрального Чили Землетрясение Мауле, 27.02.2010 06:34:110,  $36,122^\circ$  ю.ш.,  $7\ 2,898^\circ$  з.д.,  $H=22,9$  км,  $m_s=8,7$ ,  $m_b=6,9$ . Вертикальная линия — время в очаге: EW — показания наклономера, установленного в азимуте «восток—запад»: а —  $H_\rho$ ,  $E_\rho$ ,  $Z_\rho$  — зафиксированные гравимагнитные возмущения в вариациях магнитного поля Земли, профильтрованные в диапазоне периодов 10—300 с; б — развернутая структура наведенного гравимагнитного возмущения, проявившегося за 4 ч перед сейсмическим событием.

Проанализировав зафиксированное возмущение, отметим, что структура гравимагнитных возмущений может быть охарактеризована как квазигармоническая. Это свидетельствует о наличии в развивающейся очаговой зоне и в прилегающих объемах геологической

среды низкочастотных (с периодами порядка 100 с и более) периодических процессов, в которые вовлечены большие объемы гравитирующих геологических масс.

На основании экспериментально полученного результата можно утверждать, что по мере

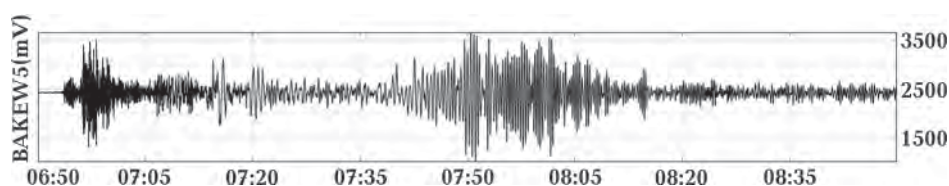


Рис. 12. Побережье Центрального Чили. Землетрясение Мауле. Развернутые показания накломера EW, ориентированного с востока на запад. Здесь удается отчетливо выделить мощный пик поверхностных волн, отражающих структуру гравимагнитного возмущения, которое в процессе своего распространения взаимодействует с постами Северо-Кавказской геофизической обсерватории, что всегда отражается в показаниях магнитных вариометров.

приближения сейсмического удара на последнем этапе подготовки крупного землетрясения «вовлеченные» геологические образования становятся своеобразными низкочастотными резонаторами с распределенной массой и упругостью, а также со всеми присущими таким системам закономерностями.

которой превысили 500 км. По косейсмическим моделям удалось определить, что отрицательное длинноволновое гравитационное возмущение является в первую очередь результатом дилатансии—компакции в больших отдельных объемах геологической среды, когда в результате имплозий или каких-либо других

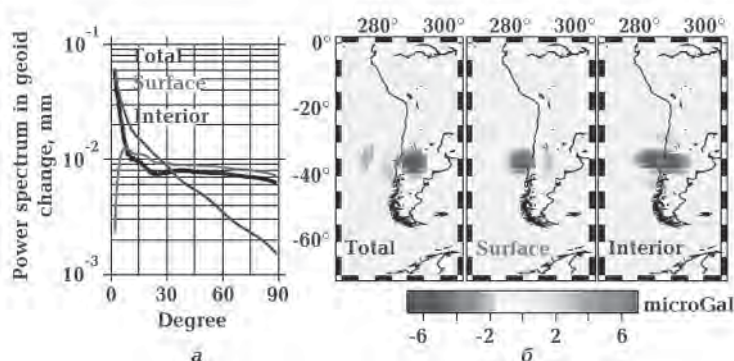


Рис. 13. Прогнозируемое пространственное распределение аномалий силы тяжести по результатам математического моделирования [Han et al., 2010]: *a* — спектр мощности изменений косейсмического геоида вследствие деформации поверхности, внутренней части и общей; *б* — соответствующее пространственное распределение гравитационных изменений. Видно, что положительная гравитационная аномалия включает локальные площади, где отмечено поднятие поверхности, а отрицательная аномалия, обусловленная внутренними изменениями, охватывает и сушу, и акваторию.

Вывод о движении больших масс геологической среды в процессе развития анализируемого землетрясения подтверждается данными спутниковых наблюдений. В статье [Han et al., 2010] анализируются гравитационные процессы в районе рассматриваемого сейсмического события. Показано, что применение современных космических технологий для мониторинга гравитационных аномалий, проявляющихся в районах очаговых зон крупных землетрясений, позволяет оценить масштабы наведенных движений. Такие движения и были зафиксированы после землетрясения Мауле в Чили (рис. 13).

Установлено, что к востоку от эпицентра образовалась гравитационная аномалия (–5 мкГал), основные характерные размеры

геолого-геофизических процессов происходила их трансформация, вызвавшая зафиксированы поверхностные гравитационные движения [Han et al., 2010; Николаевский, Собисевич, 2015].

Одновременно по косейсмическим эффектам были получены данные и о положительной гравитационной аномалии в прибрежной зоне Чили. Она оказалась значительно меньше, поскольку изменения силы тяжести, связанные с поднятием поверхности и внутренней деформацией, имеют противоположные знаки.

Все отмеченные гравитационные возмущения в известной степени отражают характер сейсмического удара, структура которого отчетливо отразилась в наклонах поверхности Земли, зафиксированных аппаратурой Северо-

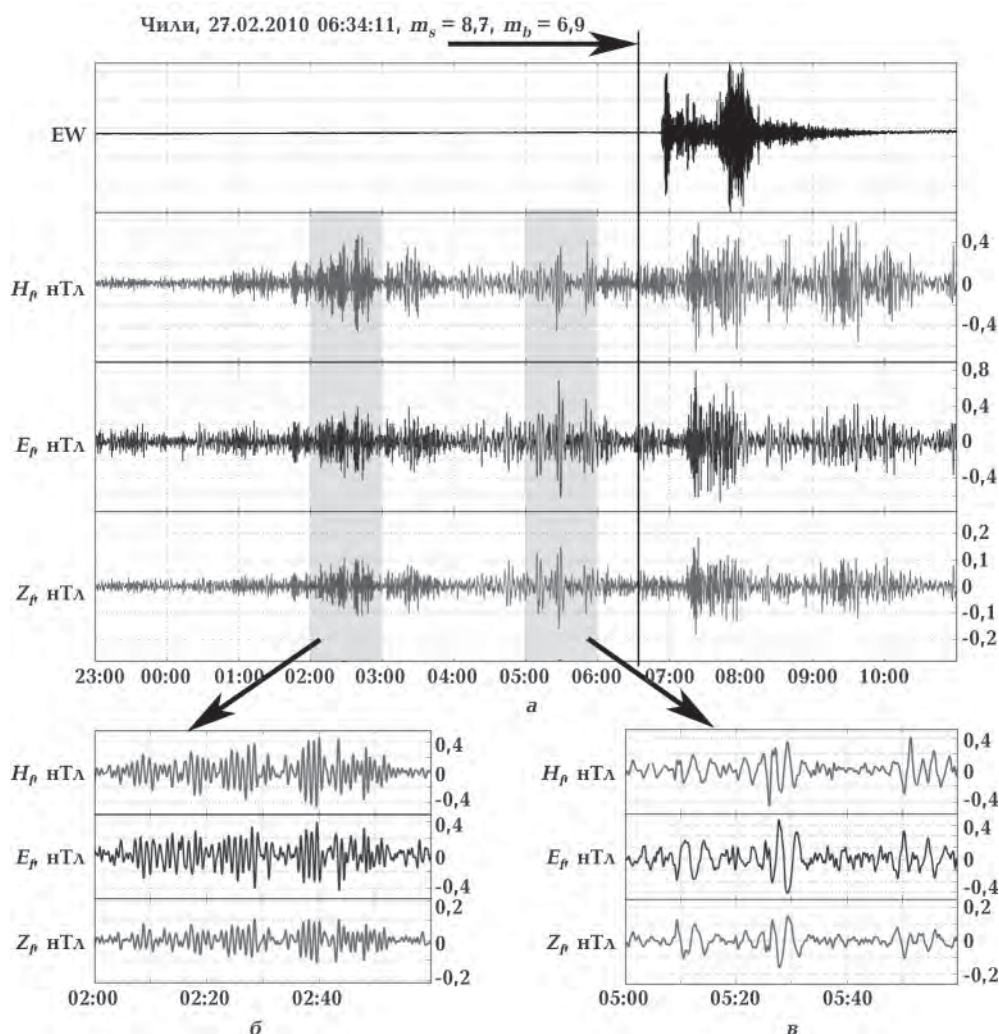


Рис. 14. Побережье Центрального Чили, 27.02.2010 06:34:110,  $36,122^\circ$  ю.ш.,  $72,898^\circ$  з.д.,  $H=22,9$  км,  $m_s=8,7$ ,  $m_b=6,9$ . Обозначены наклоны EW, событие  $g$ , (а); вариации гравимагнитного поля  $H$ ,  $E$ ,  $Z$ , профильтрованные в диапазоне 10–300 с (б, в).

Кавказской геофизической обсерватории ИФЗ РАН (см. рис. 12).

На рис. 14, п. 3 выделены и развернуты гравимагнитные возмущения, предваряющие анализируемое событие за час до главного удара.

Сопоставив данные рис. 14, п. 2 и п. 3, видим, что по мере приближения главного удара частота колебаний гравимагнитного возмущения понижается. Зафиксированная закономерность свойственна резонансным образованиям с распределенной массой и упругостью. Эти изменения удастся наблюдать и при других сейсмических процессах, в развитии которых участвуют гравитирующие отдельные масштабы геологических структур [Николаевский, Собисевич, 2015].

В заключение для сравнения приведем структуру гравимагнитных возмущений, отра-

жающих низкочастотные колебательные процессы при развитии глубокофокусного землетрясения в Афганистане. Оно произошло несколько часов спустя после землетрясения Мауле. Несмотря на то, что в этом регионе глубинное геологическое строение отличается от условий района, где произошло мелкофокусное цунамигенное событие Мауле, тоже виден отчетливый аномальный гравимагнитный «предвестниковый» сигнал, величина которого достигает 3,0 нТл. Четкие возмущения появились уже за 11 ч до главного удара. Следующий цикл колебаний отмечен в период с 18 до 21 ч. Сопоставив структуру развернутых форм колебаний двух сейсмических событий, можно отметить, что глубокофокусные гравимагнитные возмущения отличаются по форме и внутренней структуре от чилийских возму-

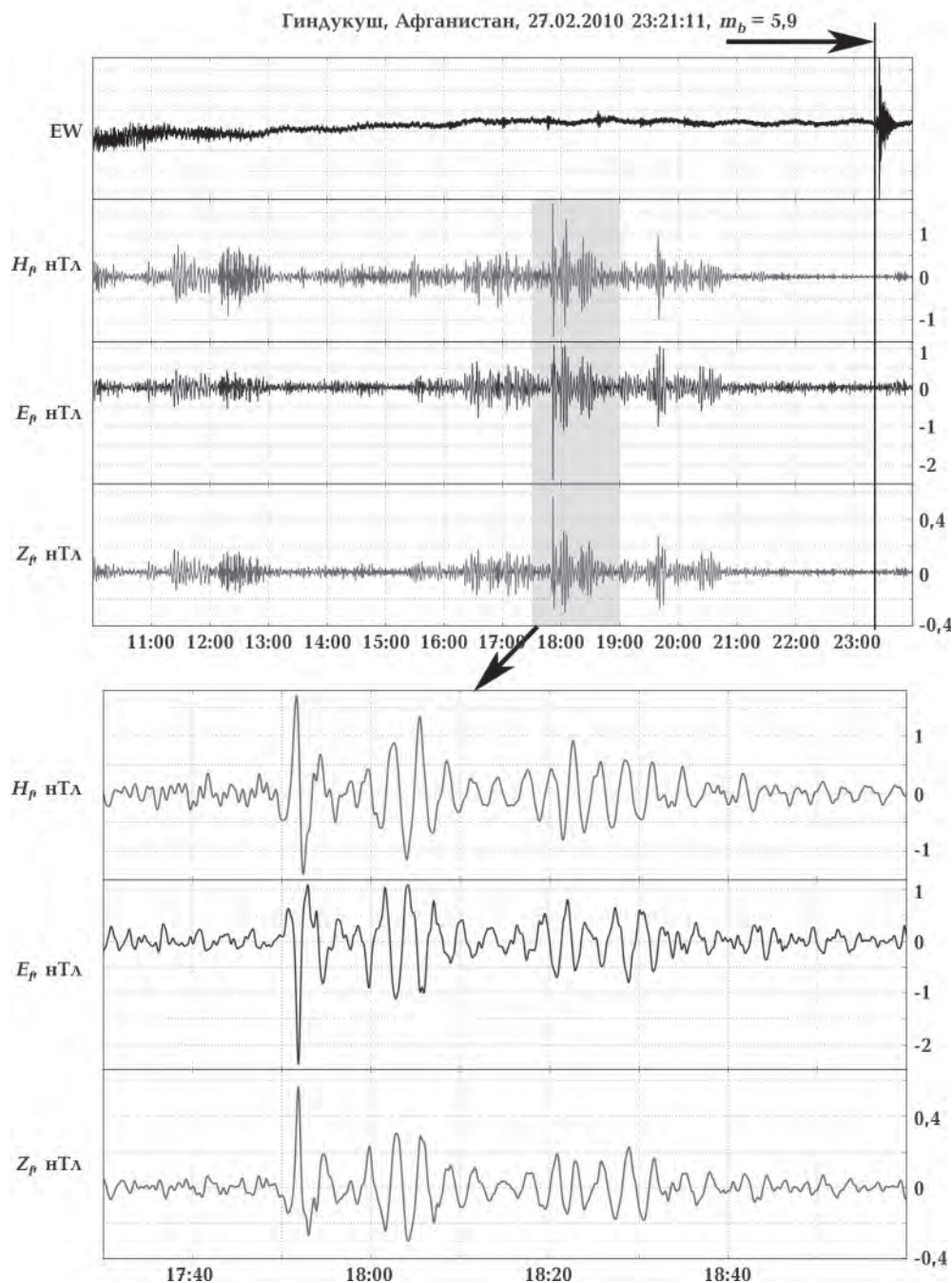


Рис. 15. Район Гиндукуш, Афганистан, 27.02.2010 23:21:11,  $35,92^\circ$  с.ш.,  $70,13^\circ$  в.д.,  $H=100$  км,  $m_b=5,9$ . Обозначены наклоны в направлении EW (восток—запад); вариации магнитного поля  $H$ ,  $E$ ,  $Z$ , профильтрованные в диапазоне периодов 10—300 с.

щений. Этот факт свидетельствует о том, что здесь гравитирующие объемы геологической среды развивались в условиях высоких давлений и температур, что не могло не отразиться и на амплитуде гравимагнитного возмущения.

**Обсуждение результатов.** Землетрясение 2010 г. Мауле можно было успешно спрогно-

зировать как в долгосрочном и среднесрочном, так и в краткосрочном аспектах. Ретроспективный анализ сейсмологического режима в период 1960—2010 гг. показал, что его очаг заполнил существовавшую на протяжении 25 лет «сейсмическую брешь» между очаговыми зонами землетрясений 1960 г. с  $M=9,5$  и 1985 г. с

$M=8,0$ . Размер «бреши» составил около 400 км, и в этой зоне регистрировалось глубокое сейсмическое затишье, т. е. уже за 10 лет до события можно было прогнозировать возникновение здесь сильного толчка.

Наблюдения за деформациями поверхности методом GPS измерений в зоне готовящегося землетрясения показали существенное резкое уменьшение скоростей горизонтальных движений поверхности материкового склона в интервале расстояний 80—120 км от глубоководного желоба (в зоне очага готовящегося землетрясения) на величину около 15 мм/г [Mogeno et al., 2008, 2010]. Этот эффект вполне можно рассматривать в качестве среднесрочного предвестника землетрясения Мауле, произошедшего около 2 лет спустя. Сходные результаты по оценке деформаций поверхности по данным GPS наблюдений были получены в зоне сильнейших Симуширских землетрясений 2006 и 2007 гг. на Центральных Курилах.

Краткосрочное прогнозирование сейсмического события было бы возможно при использовании записей на удаленных геофизических обсерваториях. Отмеченные гравимагнитные возмущения стали предвестниками мощного сейсмического удара, структура которого отчетливо отразилась в наклонах поверхности Земли, зафиксированных аппаратурой Северо-Кавказской геофизической обсерватории ИФЗ РАН и в субавроральной зоне на обсерватории Карпогоры. Однако эти краткосрочные предвестники до настоящего времени не используются в практике прогноза сильнейших землетрясений, хотя и выглядят очень перспективными.

Такое состояние исследований в рамках решения проблемы прогнозирования землетрясений с использованием геомагнитной прогностической информации обусловлено несколькими причинами.

Во-первых, в последние годы международным коллективом ученых разрабатывается научное направление, связанное с анализом геомагнитных аномалий в магнитном поле Земли аппаратурными комплексами, расставленными на поверхности так, что район, где должно произойти сейсмическое событие, оказывается охваченным ими полностью. Приборы расставляются в соответствии с разработанными оптимальными методами измерений. Наблюдения ведутся непрерывно в течение длительного времени (несколько месяцев), а прогностические признаки надвигающейся сейсмической катастрофы определяются в ре-

зультате статистического анализа зафиксированных вариаций магнитного поля Земли. При этом все аппаратурные комплексы связаны в единую измерительную систему и охватывают широкий диапазон частот [Hayakawa, Fujinawa, 1994; Hayakawa et al., 1996; Копытенко и др., 2000; Schekotov et al., 2007]. Получаемые экспериментальные данные и являются той информационной базой, которая в дальнейшем используется при среднесрочном прогнозировании крупных сейсмических катастроф.

Во-вторых, в УНЧ-диапазоне сформировалось отдельное научное направление, в котором основное внимание отводится изучению информативных локальных гравимагнитных возмущений, предшествующих крупным землетрясениям в масштабах Земли. При этом геомагнитные информационно-измерительные системы располагаются произвольно [Собисевич, 2012; Собисевич и др., 2014; Рогожин и др., 2016]. Установлено, что фиксируемые аномальные локальные УНЧ-возмущения в вариациях магнитного поля Земли несут богатую информацию о гравитационных процессах и локальных перестройках в крупных геологических структурах, ответственных за формирование очаговых зон.

Эти информационные данные всегда удается получить заранее перед крупными сейсмическими событиями. Наиболее отчетливо они выделяются за 3—4 ч до главного удара (см. рис. 7).

Анализ морфологических признаков в структуре наблюдаемых волновых форм гравимагнитных возмущений дает некоторое представление о том, где развивается очаг. Однако в целом задача по выделению района и определению места ожидаемого сейсмического события пока остается не решенной до конца. Возможно в этом поможет выявленная в последнее время приуроченность областей с повышенной сейсмичностью к вековым аномалиям существенного прироста и мантийно-литосферной и компоненты геомагнитного поля [Орлюк и др., 2016].

Первая причина в основном организационная. Необходимо вести постоянный мониторинг сейсмических и магнитных процессов на Земле.

Вторая причина связана с отсутствием специализированных аппаратурных комплексов, обеспечивающих быструю оцифровку больших массивов информации, поступающих из многих наблюдательных пунктов, размещенных в разных местах планеты. Эти данные в дальнейшем должны стать основой для построения

практически значимой технологии выделения областей генерации аномальных гравимагнитных возмущений, отражающих масштабы и место будущей очаговой области.

На Земле землетрясения с магнитудами больше шести происходят довольно часто. Проанализированные в настоящей статье результаты тому пример. Все они сопровождаются характерными гравимагнитными возмущениями, которые фиксируются всеми магнитовариационными станциями Международной системы «Интермагнет», включая магнитовариационные станции, установленные на Северном Кавказе и в субавроральной зоне европейской части России. Сегодня потенциальные возможности развиваемого научного направления дают основания для оптимизма.

**Выводы.** Проведенные сейсмологические, геодезические и геофизические наблюдения в процессе подготовки очага сильнейшего цунамигенного землетрясения Мауле в комплексе могли бы составить надежную основу для его долго-, средне- и краткосрочного прогнозирования. При этом в среднесрочном аспекте по данным наблюдений сети приборов GPS в

центральной части Чили сейсмическое событие было спрогнозировано практически уже за 2 года до главного толчка.

Анализ сейсмологических данных о ходе афтершокового процесса позволил в режиме, близком к реальному времени, предсказать возникновение серии трех сильнейших повторных толчков 11—16 марта 2010 г.

Краткосрочное прогнозирование сейсмического события было бы возможно при использовании записей на удаленных геофизических обсерваториях. Отмеченные гравитационные возмущения стали предвестниками мощного сейсмического удара, структура которого отчетливо отразилась в наклонах поверхности Земли, зафиксированных аппаратурой Северо-Кавказской геофизической обсерватории ИФЗ РАН и в субавроральной зоне на обсерватории Карпогоры. Однако эти краткосрочные предвестники до настоящего времени не используются в практике прогноза сильнейших землетрясений, хотя и представляются весьма перспективными.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 16-29-02046).

### Список литературы

- Копытенко Ю. А., Исмагилов В. С., Копытенко Е. А., Воронов П. М., Зайцев Д. Б. Магнитная локация источников геомагнитных возмущений. Докл. АН. Сер. Геофизика. 2000. Т. 371. № 5. С. 685—687.
- Лутиков А. И. Сейсмический мониторинг очаговых зон сильных землетрясений. Физика Земли. 2008. № 3. С. 9—21.
- Николаевский В. Н., Собисевич Л. Е. Природа бифокального очага землетрясения и предвестники удара. Геофиз. журн. 2015. Т. 37. № 4. С. 51—74.
- Орлюк М. І., Марченко А. В., Романець А. О. Сейсмічність Землі та вікові зміни її головного мантійного поля. Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища. Матеріали VI Міжнародної наукової конференції 20—23 вересня 2016 р. Львів, СПОЛОМ. 2016. С. 202—204.
- Орлюк М. И., Пашкевич И. К. Глубинные источники региональных магнитных аномалий: тектонотипы и связь с трансформными разломами. Геофиз. журн. 2012. Т. 34. № 4. С. 224—234.
- Рогожин Е. А., Лутиков А. И., Собисевич Л. Е., То Шэнь, Канониги К. Х. Землетрясение Горкха 25 апреля 2015 г. в Непале: тектоническая позиция, афтершоковый процесс и возможности прогнозирования развития сейсмической ситуации. Физика Земли. 2016. № 4. С. 67—83.
- Собисевич А. Л. Избранные задачи математической геофизики, вулканологии и геоэкологии. Т. 2. Москва: Изд-во ИФЗ РАН, 2012. 510 с.
- Собисевич Л. Е., Канониги К. Х., Собисевич А. Л. Ультранизкочастотные электромагнитные возмущения, возникающие перед сильными сейсмическими событиями. Докл. АН. Сер. Геофизика. 2009. Т. 429. № 5. С. 688—672.
- Собисевич Л. Е., Рогожин Е. А., Собисевич А. Л., Канониги К. Х., Кендзера А. В., Марченко А. В., Орлюк М. И. Аномальные волновые возмущения, наведенные Сычуаньским землетрясением 20 апреля 2013 г. ( $M_s=7.0$ ). Геофиз. журн. 2014. Т. 36. № 4. С. 37—49.
- Собисевич Л. Е., Собисевич А. Л., Канониги К. Х. Аномальные геомагнитные возмущения, наведенные катастрофическими цунамигенными землетрясениями в районе Индонезии. Геофиз. журн. 2012. Т. 34. № 5. С. 22—37.
- Hayakawa M., Fujinawa Y., 1994. Electromagnetic Phe-

- nomena Related to Earthquake Prediction. Tokyo: Terra Scientific Pub. Comp., 677 p.
- Hayakawa M., Molchanov O. A., Ondoh T., Kawai E., 1996. The precursory signature effect of the Kobe earthquake on VLF subionospheric signals. *J. Comm. Res. Lab., Tokyo* 43, 169—180.
- Han S.-C., Sauber J., Luthcke S., 2010. Regional gravity decrease after the 2010 Maule (Chile) earthquake indicates large-scale mass redistribution. *Geophys. Res. Lett.* 37, L23307. doi:10.1029/2010GL045449.
- Kanamori H., Cipar J. J., 1974. Focal process of the Great Chilean earthquake May 22 1960. *Phys. Earth Planet. Int.* 9, 128—136.
- Kikuchi M., Kanamori H., 1995. The Shikotan earthquake of October 4, 1994: lithospheric earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 22(9), 1025—1028.
- Lutikov A., 2010. Destructive earthquake at coast of Central Chile on February, 27th, 2010. Seismic history and the preliminary analysis of aftershock process initial stage. [http://www.conference-service.com/ESC2010/download/gi3u7ox5/d0654\\_0843.pdf](http://www.conference-service.com/ESC2010/download/gi3u7ox5/d0654_0843.pdf).
- Melnick D., Moreno M., Motagh M., Cisternas M., Wes-son R., 2012. Splay fault slip during the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Geology* 40(3), 251—254.
- Moreno M., Klotz J., Melnick D., Echtler H., Bataille K., 2008. Active faulting and heterogeneous deformation across a megathrust segment boundary from GPS data, south central Chile (36—39 S). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9(12), Q12024. <http://dx.doi.org/10.1029/2009GC002905>
- Moreno M., Rosenau M., Oncken O., 2010. Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature* 467, 198—202. <http://dx.doi.org/10.1038/nature09349>
- Schekotov A. Y., Molchanov O. A., Hayakawa M., Fedorov E. N., Chebrov V. N., Sinitsin V. I., Gordeev E. E., Belyaev G. G., Yagova N. V., 2007. ULF/ELF magnetic field variations from atmosphere induced by seismicity. *Radio Sci.* 42, RS6S90. doi:10.1029/2005RS00Han S.-C., Sauber J., Luthcke S., 2010. Regional gravity decrease after the 2010 Maule (Chile) earthquake indicates large-scale mass redistribution. *Geophys. Res. Lett.* 37, L23307. doi:10.1029/2010GL045449.

## Abnormal geophysical and seismotectonic processes observed during the period of preparation and development of the earthquake with a magnetude of 8,8 in Maule 2010 (Chile)

© L. E. Sobisevich, V. I. Starostenko, E. A. Rogozhyn, A. I. Lutikov, A. L. Sobisevich, K. H. Kanonidi, A. V. Kendzera, M. I. Orlyuk, 2016

Focal zone, basic shock, jerking of strongest aftershocks and progress of seismic energy release during the aftershock process of the earthquake Maule 27.02.2010 ( $M_W=8,8$ ) in Chile have been analyzed. Macroseismic manifestations, tectonic position of the focus and reconstruction of acting plane position in the focus have been considered. Geophysical treatment of anomalous gravimagnetic disturbances and seismic precursors induced in variations of magnetic field and geoacoustic fields of the Earth during preparation of the basic shock and of three strongest iterative shocks on March 11—16 2010 has been done for the first time. It has been shown that application of present-day cosmic observations, which allow to analyze gravity disturbances (so far only coseismic), reflected on the Earth's surface makes possible to consider the precursors of seismic shocks of the earthquake Maule and other seismic events in a new way. Long-, middle- and short-term approaches to prognostication of strong seismic events both on land and sea have been stated.

**Key words:** seismic activity, earthquake, focus, fluids, anomalous geophysical, seismological and seismotectonic processes, epicenter, aftershocks, gravimagnetic perturbations.

### References

- Kopytenko Ju. A., Ismagilov V. S., Kopytenko E. A., Voronov P. M., Zaytsev D. B., 2000. Magnetic location sources of geomagnetic disturbances. *Doklady AN. Ser. Geofizika* 371(5), 685—687 (in Russian).
- Lutikov A. I., 2008. Seismic monitoring of source zones of strong earthquakes. *Fizika Zemli* (3), 9—21 (in Russian).



- Nikolayevskiy V. N., Sobisevich L. E., 2015. The nature of bifocal source of the earthquake and precursors of the blow. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(4), 51—74 (in Russian).
- Orlyuk M. I., Marchenko A. V., Romenets A. O., 2016. Seismicity of the Earth, and age-related changes of its main mantle field. Geophysical technology forecasting and monitoring of the geological environment. *Proceedings of the VI International Scientific Conference 20—23 September 2016, Lviv*. P. 202—204 (in Ukrainian).
- Orlyuk M. I., Pashkevich I. K., 2012. Deep sources of regional magnetic anomalies: tectonotypes and relation with transcrustal faults. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(4), 224—234 (in Russian).
- Rogozhin E. A., Lutikov A. I., Sobisevich L. E., To Shen, Kanonidi K. Kh., 2016. Gorkha earthquake April 25, 2015 in Nepal: tectonic position, aftershocks and the possibility of predicting the development of seismic situation. *Fizika Zemli* (4), 67—83 (in Russian).
- Sobisevich A. L., 2012. Selected mathematical problems of geophysics, volcanology and Geoecology. Vol. 2. Moscow: Publishing House of the IPE RAS, 510 p. (in Russian).
- Sobisevich L. E., Kanonidi K. Kh., Sobisevich A. L., 2009. Ultra-low electromagnetic disturbances that occur before strong seismic events. *Doklady AN. Ser. Geofizika* 429(5), 688—672 (in Russian).
- Sobisevich L. E., Rogozhin E. A., Sobisevich A. L., Kanonidi K. Kh., Kendzera A. V., Marchenko A. V., Orlyuk M. I., 2014. Anomalous wave perturbations induced by the Sichuan earthquake on April 20 2013 (Ms=7.0). *Geofizicheskiy zhurnal* 36(4), 37—49 (in Russian).
- Sobisevich L. E., Sobisevich A. L., Kanonidi K. Kh., 2012. Anomalous geomagnetic disturbances induced catastrophic tsunamigenic earthquake near Indonesia. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(5), 22—37 (in Russian).
- Hayakawa M., Fujinawa Y., 1994. Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction. Tokyo: Terra Scientific Pub. Comp., 677 p.
- Hayakawa M., Molchanov O. A., Ondoh T., Kawai E., 1996. The precursory signature effect of the Kobe earthquake on VLF subionospheric signals. *J. Comm. Res. Lab., Tokyo* 43, 169—180.
- Kanamori H., Cipar J. J., 1974. Focal process of the Great Chilean earthquake May 22 1960. *Phys. Earth Planet. Int.* 9, 128—136.
- Kikuchi M., Kanamori H., 1995. The Shikotan earthquake of October 4, 1994: lithospheric earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 22(9), 1025—1028.
- Lutikov A., 2010. Destructive earthquake at coast of Central Chile on February, 27th, 2010. Seismic history and the preliminary analysis of aftershock process initial stage. [http://www.conference-service.com/ESC2010/download/gi3u7ox5/d0654\\_0843.pdf](http://www.conference-service.com/ESC2010/download/gi3u7ox5/d0654_0843.pdf).
- Melnick D., Moreno M., Motagh M., Cisternas M., Wes-son R., 2012. Splay fault slip during the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Geology* 40(3), 251—254.
- Moreno M., Klotz J., Melnick D., Echtler H., Bataille K., 2008. Active faulting and heterogeneous deformation across a megathrust segment boundary from GPS data, south central Chile (36—39 S). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9(12), Q12024. <http://dx.doi.org/10.1029/2009GC002905>
- Moreno M., Rosenau M., Oncken O., 2010. Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature* 467, 198—202. <http://dx.doi.org/10.1038/nature09349>
- Schekotov A. Y., Molchanov O. A., Hayakawa M., Fedorov E. N., Chebrov V. N., Sinitsin V. I., Gordeev E. E., Belyaev G. G., Yagova N. V., 2007. ULF/ELF magnetic field variations from atmosphere induced by seismicity. *Radio Sci.* 42, RS6S90. doi:10.1029/2005RS003441.
- Han S.-C., Sauber J., Luthcke S., 2010. Regional gravity decrease after the 2010 Maule (Chile) earthquake indicates large-scale mass redistribution. *Geophys. Res. Lett.* 37, L23307. doi:10.1029/2010GL045449.

## Эволюция расплавов и флюидов в процессе формирования коры и мантии в неоархее — палеопротерозое. Стратиграфические следствия

© О. В. Усенко, 2016

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 5 сентября 2016 г.

*Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым*

Еволюція складу докембрійських магматичних і метаморфічних комплексів пов'язана зі спрямованою зміною складу глибинних флюїдів. Це дає змогу використовувати речовинний склад порід як ознаку для кореляції. Проведено зіставлення речового складу метаморфічних комплексів Українського щита, утворених в неоархейі—палеопротерозої (після 2,8 і до 2,2 млрд років тому). Вони утворені в процесі активізації, яка складалася з двох тектономагматичних циклів. Перший проходив у центральній і західній частині щита. Утворення магматичних і ексгалаційно-осадових товщ на блоках відбувалося за участю глибинних хлоридно-водних флюїдів з калієм і глиноземом. На поверхні широко представлені породи, утворені з розплавів і флюїдів, диференційованих на глибині ~100 км.

У другому тектономагматичному циклі (на рубежі неоархея і палеопротерозоя) відбувся поділ Українського щита на блоки і шовні зони, які відрізняються складом товщ, що накопичуються, і розміщенням джерел речовини. На блоках склад флюїдів і умови геодинамічного процесу не змінилися. У шовних зонах, що утворилися в другому тектономагматичному циклі, відбувалося розвантаження глибинних розплавів і флюїдів. В шарі плавлення, верхня межа якого розташовувалася під корою, проходили окиснювально-відновні реакції за участю незначної кількості фторидно-карбонатно-натрієвих флюїдів. Це приводило до відокремлення в самостійну фазу більш окисненого водно-хлоридного флюїду, збагаченого залізом, і утворення продуктивних залізистих пластів на поверхні.

**Ключові слова:** Український щит, палеопротерозой, флюїд, еволюція, магматизм, стратиграфія, астеносфера, літосфера.

**Введение.** По аналогии с фанерозойскими структурами строение докембрийских щитов многими исследователями представляется как результат последовательного накопления первично-осадочных пород. Предполагается, что и в докембрии более молодые осадки отлагались на более древних, а возраст толщи увеличивался сверху вниз. Нижние (более древние) слои подвергались метаморфическим преобразованиям, степень которых также увеличивалась сверху вниз. Время от времени происходило плавление участков коры с образованием палингенных гранитов. Причиной метаморфизма и плавления принято считать высокий геотермический градиент (региональный).

На Украинском щите (УЩ) традиционно выделяют архейские и палеопротерозойские мегаблоки. К архейским относят мегаблоки, на которых широко развиты породы гранулит-

вой фации метаморфизма — Бугский (БМБ), Приазовский (ПМБ). Самые древние цирконы (3,65; 3,5; 3,3 млрд лет [Геохронология..., 2005; Лобач-Жученко и др., 2012]) обнаружены в породах БМБ и Орехово-Павлоградской шовной зоны (ОПШЗ). В ОПШЗ и ПМБ архейские породы образуют метаморфические, ультраметаморфические и магматические комплексы (новопавловский и добропольский). В строении мегаблока участвуют и структуры, сходные с зеленокаменными структурами Среднеприднепровского мегаблока (СПМБ), образованные синхронно с породами конкской серии, но в значительно большей степени редуцированные. Однако и в ОПШЗ, и в Западном Приазовье встречаются породы, образованные в протерозое.

В БМБ картина еще более усложняется. Архейские породы наблюдаются в виде линз эндербито-гнейсов, претерпевших много-

кратные изменения. В эндербитах гайворонского комплекса присутствуют четыре генерации циркона (3,65; 3,2—3,1; 2,8 и 2,02 млрд лет). В чарнокитоидах литинского комплекса представлены три генерации (2,8; 2,5—2,4; 2,1—2,0 млрд лет), что отражает три главных этапа их формирования [Геохронология 2005; Геолого-геофизическая..., 2009]. Однако в результате широкомасштабных определений изотопного возраста, проведенным для пород УЩ и обобщенным в работах [Геохронология..., 2005, 2008], было установлено, что вопреки ожиданиям в БМБ преобладают породы, возраст которых составляет около 2,0 млрд лет. Достаточно широко представлены породы возрастом 2,7—2,8 млрд лет, а более ранние встречаются крайне редко.

Исключительно архейскими породами, образованными после 3,17 до 2,8 млрд лет назад, сложены разрезы СПМБ, метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Здесь температуры преобразований изменялись от 350 до 550 °С, а уровень эрозионного среза составлял менее 15 км, тогда как для БМБ и ПМБ максимальные температуры преобразований пород, выходящих на современную поверхность, составляют до 800 °С при давлении до 1 ГПа [Щербakov, 2005]. Считается, что уровень эрозионного среза достигает 30—35 км.

Еще в работе [Семеновко, 1966] было отмечено, что метаморфизм именно потому и возникает в «подвижных складчатых зонах», что здесь происходит привнесение тепловой, механической и химической энергии. Поэтому температура и давление представляют собой независимые переменные, не пропорциональные глубине. 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, тем самым приближая уровень метаморфических преобразований к поверхности. Очевидно, воздействие высокотемпературных расплавов, флюидов и гидротермальных растворов также оказывает существенное влияние на степень метаморфических и метасоматических преобразований пород. Значит, буквальная аналогия между фанерозойскими и докембрийскими структурами невозможна, а относительный возраст пород щитов не связан со степенью метаморфизма.

В работах [Щербак, Артеменко, 2014, Пономаренко и др., 2014] приведены хроностратиграфические схемы, основанные на определениях изотопного возраста, который и является

главным критерием времени образования. Однако создание единой стратиграфической схемы для УЩ затрудняется тем, что для некоторых стратиграфических единиц изотопный возраст определить невозможно (ввиду отсутствия уран- и торийсодержащих минералов), а некоторые комплексы содержат 3-4 генерации циркона разного возраста.

Необходимо введение дополнительных признаков, позволяющих установить время образования (относительный возраст) стратиграфических единиц, провести корреляцию свит и серий. Таким признаком может служить вещественный состав магматических и экспозиционных пород состав расплавов и флюидов, образующихся в мантии до 2,0—1,75 млрд лет, изменялся закономерно.

Закономерное изменение состава пород УЩ во времени установлено Н. П. Семеновко, И. Н. Бордуновым и другими исследователями [Железисто-кремнистые..., 1978; Бордунов, 1983]. Разделение железистых формаций на железисто-кремнисто-вулканогенную (архейскую) и на железисто-кремнисто-сланцевую и железисто-кремнисто-карбонатную (протерозойские) обосновано в работе [Железисто-кремнистые..., 1983]. В сборнике работ [Геохимия..., 1987] показано, что сходные породные комплексы характерны для всех докембрийских щитов. Применение структурно-петрологической шкалы, составляющей основу для выделения тектономагматических циклов, предложено в работе [Венидиктов, 1986].

В настоящей статье предполагается установить причинно-следственные связи между составом вещества, накапливающегося на поверхности, и геодинамическим процессом, протекающим в мантии и коре в неоархее—палеопротерозое. Для корреляции разрезов УЩ использованы зависимости, обоснованные в работах [Усенко, 2014, 2015а, б, 2016].

На примере пород гранит-зеленокаменной области СПМБ показано, что состав магматических и сланцевых пластов, полезных ископаемых (в том числе железистых формаций) связан между собой, так как является следствием единого геодинамического процесса [Усенко, 2016]. Минеральный и химический состав пластов определяется двумя факторами: изменением расположения границы литосфера—астеносфера (ЛАГ) и составом глубинного флюида (физико-химическими взаимодействиями между частицами расплава и флюида) [Усенко, 2014]. В ряде статей автора показано, что различия в составе и строении трех желе-

зистых формаций УЩ обусловлены закономерным изменением состава глубинного флюида в активизациях, проходивших 3,2—2,8; 2,7—2,2 и 2,2—1,75 млрд лет назад, и соответствуют изменению состава всей синхронно накапливающейся толщи [Усенко 2015а, б, 2016]. Можно обозначить три периода вынесения глубинного вещества:

- 1) окисленные и содержащие воду расплавы с HCl (до 2,8 млрд лет) в палео- и мезоархее;
- 2) слабощелочные расплавы, содержащие воду и KCl, (до 2,0 млрд лет) на блоках и более окисленные (с FeCl) в шовных зонах в мезоархее и палеопротерозое I;
- 3) ультращелочные и щелочные расплавы, сопряженные с карбонатным флюидом и NaF (после 2,0 млрд лет), в палеопротерозое II.

Предлагаемое автором объяснение эволюции состава расплавов и флюидов в докембрии следует из общих представлений о развитии термодинамических систем. Направлением развития Земли от архея до современности является вынесение тепла и образование оболочек, которые формируются в поле градиентов давления и температуры. Переход к упорядоченному состоянию или состоянию термодинамического равновесия — процесс, который длится 4 млрд лет и еще далек до завершения. Однако на пути к конечному состоянию планета проходит через ряд промежуточных, характеризующихся распределениями энергии и вещества. Между этими состояниями происходят активизации, сопровождающиеся растратой тепла, большая часть которого выносится конвективным путем. Высокоэнтропийные расплавы и растворы перемещаются вверх, а запасенная энергия тратится на их преобразование (повышение степени плавления, химические реакции, отделение флюида, раствора), разогрев окружающих пород, а также работу по перемещению и образованию проницаемых зон, ореолов флюидно-термального воздействия, магматизм и формирование гидротермальных систем.

При аккреции распределение элементов было более или менее случайным. В процессе развития Земли кислород, водород, углерод, азот выносятся в гидро- и атмосферу. Щелочи, кальций, железо, кремнезем и глинозем — в кору. Формируются стратифицированные оболочки. Их минеральный и химический состав должен соответствовать *PT*-условиям существования. В коре присутствуют полевые шпа-

ты и кварц, мантия до глубины 410—450 км сложена лерцолитом. Ниже устойчивы вадслеит и рингвудит, которые на глубине 660 км могут сменяться Mg-периклазом и ферропериклазом. Если до глубины 250 км представления о составе мантийных пород базируются на изучении ксенолитов, то ниже — на результатах экспериментальных исследований. Фазовое состояние вещества ядра неизвестно, однако именно ядро является генератором энергии, растрчиваемой в активизациях сегодня.

В докембрии происходило формирование коры и мантии в виде, приближающемся к современному. На всех континентах образовывались сходные региональные структуры. Изучение магматических пород и ксенолитов показало, что кора образована в архее (~4 млрд лет назад), а кристаллизация верхней мантии до максимальных глубин кимберлитобразования (опробованная ксенолитами) не позднее 3,0—2,7 млрд лет [Pearson et al., 2005]. Кора и мантия — оболочки, вещество которых неоднократно преобразовывалось. Плавление частичное, поэтому и в коре, и в мантии сохранились и более древние породы. После этого фиксируется как минимум одна глобальная гранитизация, в которой задействованы кора и мантия — 2,0 млрд лет назад. Слой плавления в коре образуется повсеместно. Этот этап проявлен и в мантийных ксенолитах. Деплетирование мантии происходит 1,75—2,0 млрд лет назад. После этого плавление выше 450 км возможно только при повторном обогащении «горячим» веществом, привносимым с больших глубин, что и фиксируется в изотопном составе ксенолитов Байкало-Монгольского региона [Коваленко и др., 1990].

Не только накопление пород, но и этапы деформации, а соответственно, разломообразование и деление УЩ на структурные единицы (блоки, шовные зоны и др.), объясняются глубинными процессами. О. Б. Гинтовым создана геохронологическая шкала этапов деформации [Гинтов, 2014]. Ее использование позволяет установить время образования (вычленения) структурных единиц.

Построение хроностратиграфических схем — геологическая задача, которая требует детальных исследований условий залегания и состава пород. Уточнение и детальная корреляция могут проводиться только на геологических объектах. Автором использованы литературные источники, в которых зачастую названия одних и тех же свит и серий различаются и не всегда понятно их распространение на площади. Также не ста-

вится задача детализации состава отдельных пород, соблюдения точности петрологической номенклатуры, необходимой для геологического описания. Главное внимание уделяется выявлению *тенденций* изменения состава пород и применение к стратиграфическим подразделениям УЩ. Преимуществом данного исследования является использование представлений о протекании разномасштабных процессов (от перемещения плюмов и астенолитов до самоорганизации вещества на разных уровнях) в *РТ*-условиях коры и мантии, а также их проявлений на поверхности.

**Методические приемы.** Выделены активизации, каждая из которых отличается комплексом признаков: составом и количественным соотношением первично-магматических и осадочных пород, железистых пластов, тектоническими движениями и т. д. Активизация является законченным геодинамическим процессом, необратимо изменяющим вещественный и фазовый состав оболочек Земли. Вследствие этого каждая активизация по-разному проявлена на поверхности в составе пород и в тектонических движениях.

Изучение строения УЩ показывает, что активизация состоит из нескольких тектономагматических циклов (ТМЦ), результаты которых, как правило, относят к одному стратиграфическому подразделению — толще или свите. Понимание циклов близко к таковому в работе [Венидиктов, 1986]. ТМЦ объединяет последовательность событий — накопление эксгальционно-осадочной толщи, магматизм, метаморфизм, складчатость и другие поверхностные проявления глубинного процесса. Архейская активизация, в которой образуются породы гранит-зеленокаменных областей, состоит из двух циклов [Усенко, 2016]. В первом образуются метабазитовая, коматиитовая и андезито-базальтовая, а во втором — верхняя коматиитовая формация, слагающие (зеленокаменные структуры (ЗКС)) и образующие конкскую серию. Каждый цикл сопровождается образованием слоя плавления в коре на пике процесса. В неоархее—палеопротерозое слой плавления в коре в процессе активизации образуется один раз в конце первого ТМЦ.

Цикл объединяет последовательность этапов. В течение одного этапа размещение ЛАГ постоянно. В течение одного ТМЦ расположение ЛАГ изменяется следующим образом: 200—250 км→150 (не всегда)→ 100→ (50→20 (один этап и два слоя плавления)) → 100 км. На заключительных этапах ТМЦ происходит на-

ращивание мощности литосферы. В докембрии подобная последовательность характерна для всех ТМЦ. Один или несколько этапов могут повторяться. Например, при образовании коматиитовой толщи зеленокаменных структур СПМБ фиксируется как минимум трехкратное вынесение глубинных ультраосновных расплавов под кору, их дальнейшая дифференциация под корой и в коре с образованием гранитоидов [Усенко, 2016]. Для фанерозойских активизаций продолжительность этапа изменяется в широких пределах от 2 до 60 млн лет в зависимости от процесса. Длительность этапов в докембрии выяснить невозможно, так как ошибка измерения изотопного возраста значительно больше.

Корреляция стратиграфических разрезов и установление относительного возраста проводится на основе вышеизложенных представлений. Главными координатами служат возраст и состав метаморфических и магматических комплексов (в одно время образуются близкие по составу породные комплексы). Разделение каждой активизации на более мелкие ТМЦ, разделение циклов на этапы позволяет ввести временную сетку (шаг 1), к которой привязываются стратиграфические подразделения близкого состава (шаг 2), образующиеся на разных блоках и в шовных зонах УЩ (табл. 1). Для многих магматических комплексов состав позволяет установить глубину дифференциации (привязка к геодинамическому процессу). Изотопный возраст — главный критерий.

Принципиально важным является наличие территорий, где на поверхность выходят проявления только одной активизации, что позволяет выделить специфические особенности, присущие каждой активизации и каждому ТМЦ, и с их использованием провести корреляцию толщ, слагающих глубоко эродированные блоки. Так, для архея это СПМБ, ОПШЗ и Западное Приазовье, для второй активизации — Ингульский (ИМБ), Волынский (ВМБ), Подольский мегаблоки (ПДМБ) и Криворожско-Кременчугская зона (ККЗ), для третьей — ВМБ и ПМБ.

**Геотектоническое районирование УЩ 2,7—2,2 млрд лет назад по данным изотопного возраста (с учетом состава магматических и метаморфических комплексов).** При выделении геотектонических единиц (блоков, шовных зон) необходимо рассматривать Восточно-Европейскую платформу в целом. Однако, поскольку тектоническое строение не является целью работы, главное внимание

Т а б л и ц а 1. Схема корреляции стратиграфических разрезов УЩ. Состав свит и серий приведен по работе [Стратиграфические..., 1985]

Возраст, млрд лет	ВМБ, ПАМБ	РТМБ	БМБ, ГПШЗ	ИМБ	ККЗ	ОПШЗ, ПМБ
1,75					Глеватская свита Сланцы карбонат-биотит-кварцевые, метапесчаники	Садовая свита
<i>Третья активизация. Второй ТМЦ</i>						
<i>Третья активизация. Первый ТМЦ</i>						
<i>Гранитизация</i>						
2,0	Тетеревская серия Кочеровская свита Верхняя подсвета: чередование силикатных, силикатно-карбонатных, карбонатных пород; кальцифиры и карбонатно-диопсидовые карбонатные породы; кальцифиры и карбонатно-диопсидовые кристаллосланцы; амфиболиты Нижняя подсвета: 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 Хачевато-завальевская Мраморы, кальцифиры, графит-биотитовые, гранат-биотитовые, пироксеновые гнейсы, железистые кварциты Березинская толща Гранат-биотитовые (с кордиеритом) гнейсы с прослоями гиперстен-плагиоклазовых сланцев и кальцифиров Кошаро-александровская свита Кварциты, биотит-гранат, графитовые гнейсы, амфибол-гиперстен-плагиоклазовые кристаллосланцы		Криворожская серия Гранцевская свита Кварцито-песчаники, сланцы графит-углистые, кварц-биотитовые. Мраморы доломитовые. Сланцы карбонатальк-тремолитовые. Кварциты гематит-магнетитовые	Сачинская Карбонатно-графитовая пачка. Магнетит-пироксеновые кварциты. Пироксен-графит-гранатовые гнейсы. Пироксен-магнетитовые кварциты, амфибол-биотитовые и пироксен-амфиболовые сланцы Темрюкская свита Гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые, графит-биотитовые, диопсид-плагиоклазовые
2,2						

Вторая активизация. Второй ТМЦ					
<p><i>Городская свита</i> Биотитовые, силлиманитовые, графитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и сланцы</p>	<p><i>Росинско-тикичская серия</i> Биотитовые, амфиболовые гнейсы и амфиболиты с прослоями гранатсодержащих гнейсов, кварцитов, метаультрабазитов и пироксеновых амфиболитов</p>	<p><i>Днестровско-бугская серия</i> <i>Павловская толща</i> Магнетит-авушироксеновые, гиперстеновые, магнетит-гранат-гиперстеновые гнейсы, железистые кварциты</p>	<p><i>Ингуло-ингулецкая серия</i> <i>Рощаховская свита</i> Гранат-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы</p>	<p><i>Чечелевская свита</i> Биотитовые гнейсы с гранатом, кордиеритом, графитом, диопсидовые гнейсы</p>	<p><i>Саксаганская свита</i> <i>Скелеватская свита</i> <i>Новокриворожская свита</i> Амфиболиты, кварц-хлорит-биотитовые сланцы</p>
Вторая активизация. Первый ТМЦ					
Гранитизация					
<p><i>Васильевская свита</i> Биотитовые с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, графитом гнейсы. Амфиболиты</p>	<p><i>Тыровская толща (накопление)</i> Биотит-авушироксен-плагноклазовые с амфиболом, магнетитом кристаллосланцы, гнейсы биотит-ортопироксеновые.</p>	<p><i>Каменно-костоватская свита</i> Гранат-графит-биотит-пироксеновые (гиперстеновые) гнейсы с силлиманитом и кордиеритом</p>	<p><i>Спасовская свита</i> Пироксеновые гнейсы с биотитом, магнетитом, гранатом</p>		
2.7					

уделено выделению структурных единиц, которые сложены близкими по составу породными ассоциациями.

До начала формирования ЗКС СПМБ (3,65—3,3 млрд лет назад) проходила активизация, в которой образованы породы новопавловского комплекса, аульская и западно-приазовская серии. Ее продукты сохранились очень ограниченно, что не позволяет восстановить историю глубинного развития. В данной работе она не рассматривается и является «до первой» или нулевой.

Архейская активизация заканчивается формированием гранит-зеленокаменных областей, представленных в СПМБ, ОПШЗ и Западном Приазовье. Протекание геодинамического процесса можно установить по породам, слагающим зеленокаменные структуры СПМБ, то есть не ранее 3,2 млрд лет назад. Поэтому она рассматривается в качестве первой. На заключительных этапах кратонизации СПМБ формируются массивы гранитоидов мокромосковского и токовского комплексов (2,8—2,6 млрд лет назад). Значит, в это время существовал очаг плавления в коре, состав которого постепенно изменялся. На поверхности в течение 0,2 млрд лет плагиоклазовые граниты сменялись микроклиновыми. Их формирование сопровождалось подъемом территории, причем не только СПМБ, но также ОПШЗ и ПМБ. Поэтому структурный рисунок ОПШЗ и Западного Приазовья наследует строение архейской гранит-зеленокаменной области. На стыке СПМБ и ОПШЗ на поверхность выведены породы, образованные в палеоархее, а также продукты последнего архейского очага плавления, кристаллизация которого происходила 2,8 млрд лет назад (шевченковские граниты). В ОПШЗ и ЗКС представлены самые древние дозеленокаменные комплексы пород (новопавловский и добропольский), останцы ЗКС, железистые пласты, относящиеся к архейской железисто-кремнисто-вулканогенной формации. Эта территория претерпела существенные структурно-метасоматические преобразования в третьей активизации палеопротерозоя, однако архейский структурный рисунок сохранился, так как в процессе второй активизации мощные толщи осадков не накапливались (она не испытывала существенного погружения), а образования слоя плавления в коре 2,5 млрд лет назад в восточной части щита не зафиксировано.

Реликты палео- и мезоархейских пород в палеопротерозойских комплексах известны в БМБ [Лобач-Жученко и др., 2012], Голова-

невской шовной зоне (ГШЗ) и в западной части Ингулецко-Криворожской шовной зоны (ИКШЗ) [Пономаренко и др., 2014]. На остальных блоках на поверхность выходят неоархейские и палеопротерозойские породы. Нельзя ни утверждать, ни опровергнуть факт протекания зеленокаменного этапа развития на всем УЩ.

Промежуток после 2,8 и до 2,1 млрд лет достаточно бедно охарактеризован в определениях изотопного возраста. На большинстве блоков с высоким уровнем эрозионного среза породы подверглись преобразованиям вплоть до частичного плавления 2,0 млрд лет назад. Время начала и второй, и третьей активизаций не установлено.

Можно утверждать, что не ранее 2,8 млрд лет (после последней глобальной гранитизации архея) и не позже 2,6 млрд лет назад территории, размещенные на запад от Западно-Ингулецкой разломной зоны, вступают в новый цикл развития (рис. 1)<sup>1</sup>. В первом ТМЦ второй активизации накапливаются мощные толщи (васильевская свита тетеревской серии, каменно-костоватская и спасовская свиты ингуло-ингулецкой серии), состав и строение которых отличаются от пород зеленокаменных структур СПМБ мегаблока.

Автор полностью согласен с мнением, что возраст тетеревской серии составляет 2,0—2,6 млрд лет [Щербак, Пономаренко, 2000]. Длительное формирование объясняет ее значительную мощность (около 12 км). В последних работах имеется тенденция считать породы Волынского блока исключительно палеопротерозойскими [Пономаренко и др., 2014], однако существуют датировки, указывающие, что на ВМБ и ПДМБ протекал и первый ТМЦ второй активизации. В работе [Пономаренко и др., 2014] городская свита тетеревской серии датируется 2,09 млрд лет. Согласно представлениям автора этот возраст может соответствовать ее верхней границе. Накопление подобной толщи является длительным процессом, (не менее 0,2 млрд лет). Тогда васильевская свита может быть образована еще раньше.

В работе [Геохронология..., 2005] указано, что Литинская куполовидная структура в северной части ПДМБ сложена архейскими эндербитами (возраст 2,82 млрд лет), которые подверглись нескольким этапам преобразова-

<sup>1</sup> Вынесено на современную схему тектонического строения УЩ. В неоархее—палеопротерозое блоки и шовные зоны имели другие очертания.



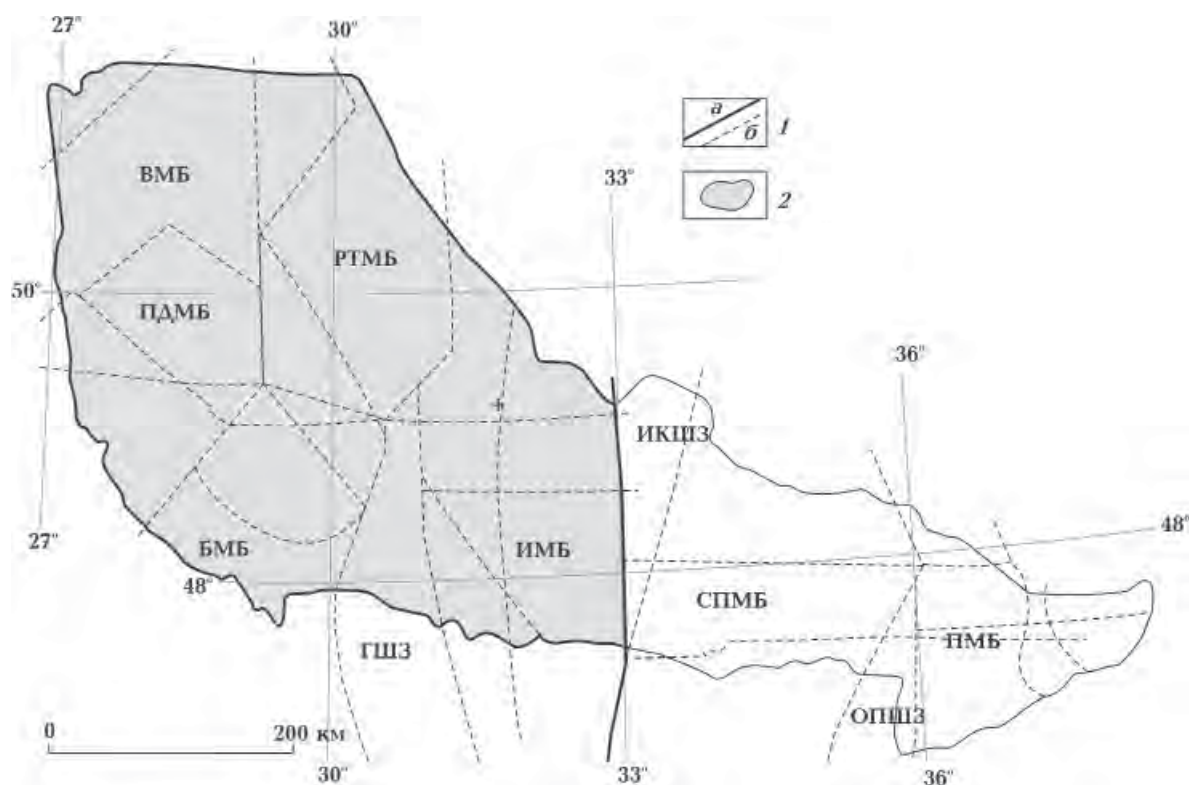


Рис.1. Схема районирования мегаблоков в первом ТМЦ второй активизации (~2,7—2,5 млрд лет назад): 1 — разломы (а — ограничивающие территорию активизации, б — современные); 2 — территория, на которой представлены породы первого ТМЦ. Разломно-блоковое строение УЩ приведено по работе [Гинтов, 2014].

ния (2,1 и 2,05 млрд лет назад), проявленного в чарнокитизации. На границе Росинско-Тикичского мегаблока (РТМБ) и 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 имеются две датировки, более поздняя около 2,0 млрд лет. Однако наличие нескольких датировок является частым явлением для гранитоидов высокометаморфизованных блоков.

В ИМБ распространены породы ингулингулецкой серии. Их накопление во второй активизации не вызывает сомнений, так как они дважды испытывали метаморфические преобразования (2,45 млрд лет назад — прогрессивные и 2,0 млрд лет назад — регрессивные), а на момент гранитизации 2,0 млрд лет назад находились на глубине как минимум 15 км. В центральной части мегаблока на поверхность выведен очаг палинггенного плавления (кировоградские граниты), а значит, в момент его

образования сверху должна была находиться мощная толща пород. Возраст пород чечелевской свиты 2,4—2,67 млрд лет [Геохронология..., 2008].

Гранитизация является пиком второй активизации и делит ее на два ТМЦ. Время появления гранитов шереметьевского, побужского и ташлыкского комплексов — 2,44—2,45 млрд лет [Геохронология..., 2008], что означает, что под центральной и западной частями УЩ существовал слой плавления в коре. Тогда начало палеопротерозоя можно считать временем заложения шовных зон, отличающихся составом накапливаемых толщ, их структурными характеристиками. На всех щитах мира образование шовных зон происходит ~2,5 млрд лет назад [Геохимия..., 1987].

Типичной шовной зоной оказывается ИКШЗ, включающая ККЗ. Криворожская серия (без гданцевской свиты) образована в течение одного ТМЦ. Есть изотопные датировки, указывающие на мезоархейский возраст нижней новокриворожской свиты [Пономаренко и др., 2014]. Присутствие кластогенных монацитов, возраст которых составляет

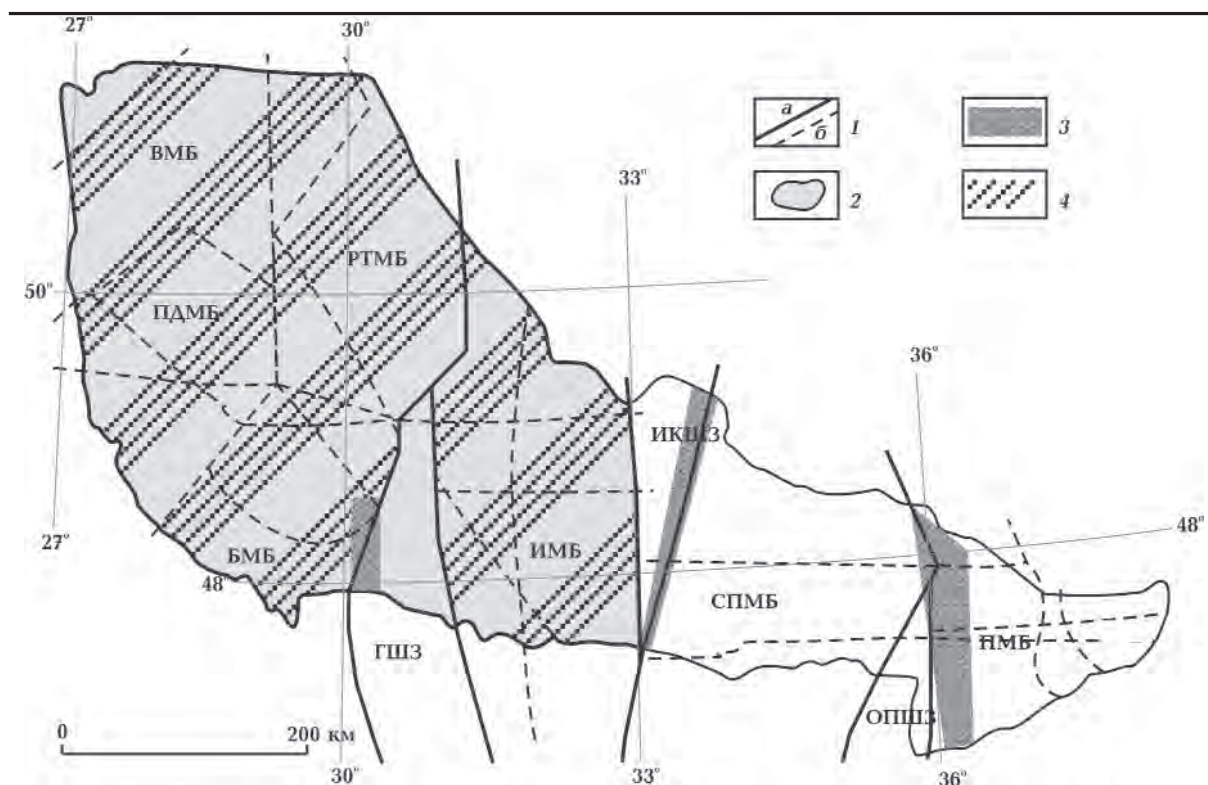


Рис. 2. Схема районирования мегаблоков во втором ТМЦ второй активизации (~2,5—2,2 млрд лет назад): 1 — разломы (а — разделяющие блоки и шовные зоны, б — современные); 2 — территория, на которой представлены породы первого ТМЦ; 3 — территории на которых сохранились породы железисто-кремнисто-сланцевой формации шовных зон; 4 — территория, представляющая блоки во втором ТМЦ второй активизации. Разломно-блоковое строение УЩ приведено по работе [Гинтов, 2014].

2,84 млрд лет, вполне объяснимо именно их кластогенной природой, так как на восток от ККЗ находится архейский СПМБ, консолидация которого была завершена 2,8—2,6 млрд лет назад. Кластогенный циркон, возраст которого составляет 3,195 млрд лет, обнаружен в биотитовых гнейсах Клиновского месторождения [Щербак и др., 1995]. Однако, учитывая состав ингуло-ингулецкой серии, не приходится настаивать на ее мезоархейском возрасте. Амфиболиты и апопорфириты новокриворожской свиты — вулканогенные породы, которые наложены на архейскую кору выветривания. Они подстилаются плагиогранитами тоналит-трондьемитовой формации, возраст которых не моложе 2,8 млрд лет. Достоверно известно, что породы криворожской серии (вместе с гданцевской свитой) образованы до 2,06—2,04 млрд лет назад. Поэтому нельзя не согласиться с мнением, что по изотопным датировкам «положение границы между археем и протерозоем в разрезе криворожской серии в настоящее время не известно и требует дальнейших исследований» [Пономаренко и др., 2014, с. 53]. Отдельным доводом в пользу

палеопротерозойского возраста низов криворожской серии является возраст разломов 2,45 млрд лет, по которым и выносились к поверхности глубинные расплавы, слагающие новокриворожскую свиту [Гинтов, 2014].

В настоящей статье обосновывается, что в течение второго ТМЦ второй активизации после перерыва (от 2,8 до 2,5 млрд лет назад) образуются криворожская серия (без гданцевской свиты), белозерская серия и гуляйпольская свита (рис. 2). Сохранность пород, по которым уверенно устанавливается последовательность их образования, а также дельнейшая изученность разрезов ККЗ позволяют считать ее эталоном, к которому проводится корреляция с остальными шовными зонами. Шовные зоны обрамляют СПМБ, который в активизации не участвует. Они закладываются на архейском основании блока, надстраивая архейский этаж. Присутствие пластов железисто-кремнисто-сланцевой формации служит характерным признаком шовных зон и предполагает протекание второго ТМЦ второй активизации там, где они обнаружены. На основании этого и других признаков криворожская серия

уверенно сопоставляется с белозерской свитой. Конкско-Белозерская структура СПМБ, ОПШЗ, часть Западного Приазовья (Корсакский и Гуляйпольский блоки) в это время представляли единую шовную зону.

В ГШЗ в первом ТМЦ накапливается вулканогенно-эксталяционно-осадочная толща, как и на западной и центральной частях УЩ. На рубеже неоархея и палеопротерозоя ГШЗ вычленяется в шовную зону. Здесь присутствуют породы железисто-кремнисто-сланцевой формации. К ней относятся павловская толща и породы, отнесенные в работе [Лазько и др., 1975] к железорудно-гнейсовой формации. Таким образом, шовная зона в палеопротерозое распространялась и на Хашчевато-Завальевский блок. Не исключено, что она продолжалась и на север в РТМБ. Возраст Тальновского и Первомайского разломов, ограничивающих ГШЗ, палеопротерозойский.

Время окончания второй и начала следующей (третьей) активизации привязано к образованию палингенных микроклиновых гранитов палеопротерозоя 2,1—1,99 млрд лет назад. Поскольку образование кислых расплавов происходит в коре на пике активизации, то ее начало отнесено ко времени 2,2 млрд лет назад. Она длится до 1,75 млрд лет.

Наибольшее количество споров вызывает установление относительного возраста пород ПДМБ, БМБ, а также ГШЗ. Нет сомнений в наличии здесь минералов и пород архейского, вплоть до эоархейского возраста [Лобач-Жученко и др., 2012]. В работе [Пономаренко и др., 2014] говорится о двух структурных этажах, нижний из которых представлен палеоархейскими породами днестровско-бугской серии, тогда как бугская серия, выполняющая грабен-синклинали, считается палеопротерозойской. По мнению автора, при описании разрезов глубоко метаморфизованных блоков термины «структурные этажи, синклинорий, синклиналь» нельзя употреблять для докембрийских тектонических единиц, особенно метаморфизованных в условиях гранулитовой фации.

В неоархее—палеопротерозое накопление пород здесь происходило в течение двух ТМЦ второй и двух ТМЦ третьей активизаций, что отражено в изотопном возрасте. В глубоко эродированных блоках при последовательном «снятии» этапов деформаций и метаморфизма чаще всего выявляются метаморфические и метасоматические породы, а перекристаллизация часто полностью уничтожает следы

предшествующих деформаций (складок) [Венидиктов, 1986]. Следствия каждой следующей активизации накладываются на результат предыдущих. Для объяснения их строения необходимо учитывать множество параметров (РТ-условия и состав как самих пород, так и привносимого извне вещества), а также последовательность изменения этих параметров для каждой отдельной структурной единицы, для каждого единичного объема в каждом ТМЦ.

На тектонофизической основе геологоструктурной карты ГШЗ [Гинтов и др., 2016] отчетливо видно, что ГШЗ сложена многочисленными небольшими блоками разного состава, который во многом определяется уровнем эрозионного среза каждого блока. Накануне последней глобальной гранитизации (~2,0 млрд лет назад) происходили горизонтальные и вертикальные тектонические движения, которые усилились после нее. Их амплитуда составляла до 20 км. Если складчатые структуры над этим очагом плавления и существовали, то они эродированы. Современное строение является следствием разломно-блоковой тектоники: небольшие блоки реверсно двигались относительно друг друга в разных направлениях, образуя зоны скалывания, структуры подворота, складки волочения [Гинтов и др., 2016]. Ввиду близкого расположения слоя плавления 2,0 млрд лет назад возможно пластичное состояние части толщи и несомненно образование проницаемых зон и перемещение флюидов.

Вследствие вертикальной составляющей тектонических движений практически во всех мегаблоках УЩ (кроме СПМБ и Западного Приазовья) непосредственно на большие участки поверхности выведены продукты последнего очага плавления, который 2,0 млрд лет назад находился на глубине 20—40 км — палингенные микроклиновые граниты. Обогащение калием является его характерной особенностью.

Размещение слоя плавления 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]. Над очагом плавления формируется слой флюидно-термального воздействия, в котором протекают метасоматические замещения. В ПДМБ и БМБ плагиоклазы эндербитов в зависимости от удаления от слоя плавления замещаются микроклином в большей или меньшей степени. Происходит чар-

нокитизация. Поскольку в самой астеносфере плавление было частичным, то сохранились и продукты более ранних магматических очагов — эндербиты, образованные в архее и около 2,5 млрд лет назад (в процессе второй активизации), а также остатки архейских метаморфических и магматических комплексов. Одни и те же блоки оказываются на глубине слоя плавления или в непосредственной близости от него несколько раз. Даже не понятно, что можно считать возрастом толщи: время ее накопления (что и принято) или последний этап ее преобразования, который отражается в наименьшем изотопном возрасте.

Многочисленные наложение тектономагматических и метасоматических событий проявляется и в нескольких датировках изотопного возраста гранитоидов побужского, литинского, гайсинского комплексов. В Хащевато-Завальевской структуре определен изотопный возраст эндербитов: 3,65; 3,38; 3,12; 3,01; 2,72—2,82 млрд лет [Геохронология..., 2005], что соответствует этапам гранитообразования в ОПШЗ и СПМБ [Усенко, 2016]. Там же и в ГШЗ возраст плагиогнейсов составляет 2,57, а плагиогранитов побужского комплекса Савранского рудного поля 2,5—2,6 млрд лет [Геохронология..., 2005]. Они образованы в процессе второй активизации. А многочисленные определения 1,96—2,06 млрд лет [Геохронология..., 2008] датируют последнюю глобальную гранитизацию.

Существует еще одна причина совместного залегания разновозрастных пород — магматическая деятельность. В ГШЗ и Хащевато-Завальевском блоке более молодые ультраосновные и карбонатные расплавы могли проникать по разломным зонам, очень многочисленным на территории ГШЗ и БМБ. Поэтому ультрабазиты капитанского комплекса (2,0 млрд лет [Геолого-геофизическая..., 2009]) могут очень различаться временем образования от пород, залегающих в непосредственной близости.

Это общая схема, далее в работе детально рассмотрен вещественный состав пород, восстановлен геодинамический процесс второй активизации на блоках (в двух ТМЦ) и в шовных зонах (во втором ТМЦ). Исследованы физико-химические процессы, протекавшие на кровле астеносферы на блоках и в шовных зонах, установлен состав глубинных флюидов, сопровождавших дифференциацию расплавов во второй активизации. Выявлены особенности глубинного процесса и состава флюидов, отли-

чающие только этот период развития УЩ. Это позволяет использовать выделенные особенности в качестве дополнительного признака для корреляции метаморфических комплексов.

**Вторая глобальная активизация (2,7—2,2 млрд лет назад).** Описания метаморфических и магматических комплексов приведены по работам [Стратиграфические..., 1985; Геолого-геоэлектрическая..., 2005; Щербаков, 2005; Геолого-геофизическая..., 2008, 2009].

Минеральный и химический состав толщ, накопленных в процессе второй активизации (неоархей—начало палеопротерозоя), и в блоках, и в шовных зонах совершенно отличен от пород ЗКС. Высокая степень метаморфических преобразований затрудняет восстановление первичного состава, но очевидно, что значительная часть представляла собой эксталяционно-осадочную толщу, тогда как в ЗКС развиты первично-вулканогенные породы.

Метаморфизованные магматические породы — преимущественно амфиболиты. Относительное количество ультрабазитов, как и общее количество первично-вулканогенных пород, сокращается по сравнению с археем. Во второй активизации образуются ритмичные серии, обязательно содержащие биотит, достаточно редкий в ЗКС архея. Обязательно присутствуют высокоглиноземистые минералы — силлиманит, кордиерит. Они, как и графит, никогда не встречаются в архейских породах. В архее образуются исключительно карбонаты.

В составе сланцевых пластов шовных зон появляются графит, щелочные амфиболы и пироксены. Вся толща менее магнезиальная. В отличие от пород ЗКС, железистые пласты сложены сидеритом и кварцем с магнетитом и гематитом, вулканогенная составляющая в их составе отсутствует. Железо накапливается в составе водного флюида, переносящего хлоридные комплексы железа и кремнезем.

**Первый ТМЦ. Васильевская свита тетевской серии ВМБ, ПДМБ.** в разных частях ВМБ характеризуется близким строением. Для разреза нижней части васильевской свиты типичны переслаивания биотитовых, гранат-биотитовых, гранат-кордиерит-биотитовых, гранат-силлиманит-биотитовых, графитовых и графит-биотитовых гнейсов. Встречаются биотитовые мигматиты и амфибол-биотитовые сланцы. Выше по разрезу еще шире распространены графит-биотитовые сланцы, также встречаются актинолит-тремолитовые, амфибол-диопсидовые с прослоями кальцифи-

ров, а также кальцит-цоизит-амфиболитовые прослои.

Ритмичность является важным признаком протекания геодинамического процесса. Она не характерна ни для архейских пород, ни для пород следующей активизации. Васильевскую свиту образуют шесть толщ с различным характером чередования слагающих их пород. В составе нижней толщи (0,3 км) закономерно переслаиваются биотитовые, биотит-силлиманитовые и гранат-биотитовые гнейсы и сланцы с подчиненными прослоями гранат-кордиерит-силлиманитовых и амфибол-биотитовых гнейсов. Вторая толща (мощность 0,5 км) сложена биотитовыми и силлиманит-биотитовыми гнейсами, в составе третьей (0,8 км) выделяются 15 ритмов, в основании каждого из которых залегают графитовые гнейсы и сланцы, сменяющиеся биотит-силлиманитовыми сланцами, а затем актинолит-тремолитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами и кальцифирами. Четвертая толща (0,36 км) представлена чередующимися актинолит-тремолитовыми, биотит-амфиболовыми и биотитовыми сланцами, биотит-силлиманитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, а также кальцифирами. Они образуют семь ритмов, в основании каждого из которых залегают биотитовые гнейсы.

**Протекание последовательности физико-химических взаимодействий** на одном этапе активизации (при постоянной мощности литосферы) отражается в ритмичности первого порядка, которая определяет последовательность появления пачек и пластов, отличающихся по составу. По всей видимости, мощность литосферы (100 км) играет важную роль при формировании ритмичных пачек. Флюиды и расплавы отделяются небольшими порциями, на кровле астеносферы протекают окислительно-восстановительные реакции, а следующий ритм образуется вследствие поступления к ЛАГ новой порции вещества. На кровле астеносферы формируется система, подобная химическому осциллятору. Благодаря градиенту давления поддерживается приток реагентов, а вследствие протекания окислительно-восстановительных реакций — ритмичные колебания концентраций компонентов и кислотности-щелочности. Затем происходит разделение на фазы (карбонатную, алюмосиликатную, углеводородную) и последовательное вынесение к поверхности расплавов и растворов с образованием ритмичной толщи.

Вероятно, не последнюю роль играет тот факт, что 3 ГПа — граница устойчивости воды. При больших давлениях вода неустойчива. Поэтому добавление очень незначительных количеств веществ, присутствие которых приводит к повышению смесимости силикатного расплава и водного флюида (HCl, KCl) и, возможно, устойчивости самого водного флюида или, наоборот, разрушению кремнекислородных тетраэдров и воды (NaF) и высвобождению кислорода, именно на этой глубине способствует созданию подобной системы.

Можно предположить, что при невысокой щелочности присутствие водного флюида способствовало протеканию окислительно-восстановительных реакций, а флюиды, сопровождавшие дифференциацию расплавов, были близки к нейтральным и, по всей видимости, представляли собой смесь карбонатных и водно-хлоридно-калиевых. В процессе взаимодействия с расплавом, обогащенным глиноземом и кремнеземом, происходили реакции восстановления углерода и полимеризация углеводородов, из которых после литификации и метаморфизма образовывался графит. Колебания кислотности-щелочности обеспечивались соотношением калия и хлора, а также разбавлением расплава водным флюидом. Катализатором образования углеводородов служили  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $\pm\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ ).

Сходные по составу ритмичные пачки, включающие, помимо алевролитов и аргиллитов (кремнисто-глиноземистых), карбонатные и углистые ритмы, а также туфовые прослои, образуются в Донбассе в карбоне. Общая мощность толщи также значительна. Ее накопление продолжалось около 60 млн лет и было включено в единый процесс, в течение которого происходило изменение расположения ЛАГ 200—250 км → 150 → 100 → (50 → 20) → 100 км. Изменение мощности литосферы установлено по составу магматических пород [Усенко, 2014]. Такое развитие отмечено для герцинской активизации Донбасса и других складчатых областей. На поверхности мощной флишевой толщей проявлен этап, когда мощность литосферы соответствовала 100 км. На других этапах также накапливаются осадочные породы, однако их меньше, а ритмичность не характерна. Можно предположить подобное протекание геодинамического процесса во время формирования васильевской свиты тетеревской серии. В данной аналогии речь идет только о последовательности изменения расположения ЛАГ.

**Магматические породы.** Гипотеза о многоэтапном протекании процесса полностью подтверждается составом пород нарцызовского комплекса в ВМБ и юрьевского в РМБ. Усредненный возраст габбро-амфиболитов юрьевского комплекса 2,6—2,7 млрд лет [Геохронология..., 2005]. Нарцызовский комплекс является его аналогом [Щербаков, 2005]. В состав комплексов входят перидотиты и пироксениты, и амфиболиты (роговая обманка 55—70 %, плагиоклаз 35 %, биотит, микроклин). В амфиболитах обнаружены реликты оливины и пироксена, что позволяет относить их к пикритобазальтам. Подобные породы могут быть образованы при размещении ЛАГ на 200 и 150 км [Усенко, 2014].

Горнблендиты содержат до 80 % роговой обманки. Их образование должно быть синхронно накоплению ритмичной толщи. Расплавы, из которых образуются магматические породы, сложенные амфиболом, дифференцированы на 100 км.

Присутствуют и сильно измененные (до актинолититов и серпентинитов) перидотиты, в которых содержание MgO достигает 30 %. Образование подобных расплавов происходит на глубине 200—250 км, но отделение от слоя частичного плавления может осуществляться под корой. По подобной схеме происходит образование коматиитов в архее. Возможно, тогда же происходит накопление актинолит-тремолитовых кальцифиров васильевской свиты. И совершенно однозначно об этапе, когда кровля астеносферы располагалась под корой, свидетельствуют породы базальт-андезитобазальтовой формации нарцызовского комплекса, которая представлена амфиболитами, метапорфиритами и метагабброидами. Породы сложены роговой обманкой, плагиоклазом и биотитом.

Шереметьевские плагиограниты (2,44 млрд лет), в том числе палингенные с переходами в биотитовые, амфибол-биотитовые гранодиориты и микроклин-плагиоклазовые граниты, мигматиты и биотитовые гнейсы, являются логическим продолжением предполагаемого геодинамического процесса. Формирование гранитоидов, включая палингенные, происходит при двухуровневом размещении слоев плавления. Глубинный очаг, производными которого являются метагабброиды, размещался под корой. Из него происходили вторжения расплава, содержащего водный флюид, в кору. Дифференциация расплавов до плагиогранитных осуществлялась в коре.

Детального разделения пород нарцызовского комплекса на серии, для каждой из которых установлен возраст, не существует. Однако набор пород однозначно определяет схему протекания геодинамического процесса [Усенко, 2014]. Подобная ассоциация магматических пород так же, как и накопление «флишевой» толщи, соответствует геодинамическому процессу, в котором расположение ЛАГ изменялось 200—250 км → 150 (?) → 100 → (50 → 20) (2,44 млрд лет назад) → 100 км. В отличие от фанерозоя вынесение расплавов и растворов к кровле астеносферы, размещавшейся на 100 км, могло быть неоднократным.

**Второй ТМЦ. Городская свита тетеревской серии** залегает на васильевской. Нижняя толща городской свиты (0,4 км) сложена биотитовыми и силлиманитовыми гнейсами и сланцами, образующими шесть двучленных ритмов, в отдельных ритмах появляются графитовые гнейсы. Вторая толща (0,2 км) состоит из трех ритмов, каждый из которых начинается биотитовыми, а завершается графитовыми гнейсами. Третья толща (0,15 км) представляют собой чередование графитовых и силлиманитовых гнейсов, образующих пять ритмов. Четвертая (0,2 км) образует семь ритмов, каждый из которых представляет чередование биотитовых и мусковит-биотитовых гнейсов и сланцев с гнейсами силлиманитовыми, реже с гранатом. Пятая толща (0,6 км) представлена биотитовыми, биотит-силлиманитовыми и графитовыми гнейсами. Шестая толща (0,2 км) состоит из четырех двухкомпонентных и одного четырехкомпонентного ритма. Нижняя часть представлена графитовыми сланцами или гнейсами, которые сменяются биотит-силлиманитовыми или биотитовыми, четырехкомпонентный ритм представлен сланцем биотит-графитовым и амфибол-биотитовым, биотит-силлиманитовым и биотитовым гнейсом. Седьмая (0,16 км) образует семь ритмов, каждый из которых начинается пластом биотитовых и мусковит-биотитовых гнейсов, выше которого графитовые сланцы, в отдельных ритмах сменяются гнейсами силлиманитовыми, гранатовыми, амфиболовыми.

По всей видимости, городская толща образуется через какое-то время после гранитизации, проходившей 2,44 млрд лет назад. Разделение геодинамического процесса на этапы провести невозможно. Напрашивается аналогия с условиями формирования васильевской свиты. Ритмичная толща глиноземистых пород с прослоями графита накапливается на

всех рассматриваемых блоках. Скорее всего, процесс протекал сходно.

Нельзя исключить и возможность образования городской свиты в третьей активизации (после 2,2 млрд лет назад), а ко второму ТМЦ второй активизации отнести верхнюю часть васильевской свиты, в которой распространены вулканогенные актинолит-тремолитовые и амфибол-диопсидовые сланцы с прослоями кальцифиров. Такое деление распространено гораздо шире [Пономаренко и др., 2014], чем предложенное выше. Метаморфические породы городской, кошаро-александровской и темрюкской свит сходны и могли быть образованы в одном процессе. Их сопоставление с породами днестровско-бугской, ингуло-ингулецкой и росинско-тикичской серий затруднительно, так как состав очень близкий, а различия проявлены в составе нескольких слоев. Речь идет об описаниях, используемых автором. Возможно, на геологических объектах их корреляция или ее отсутствие более очевидны. Необходимы дополнительные исследования.

**Состав ингуло-ингулецкой серии ИМБ** отличен в западной и восточной частях, в каждой из которых выделяют нижнюю и верхнюю свиты, образованные в первом и втором ТМЦ. Нижние свиты — спасовская и каменно-костоватская. Спасовская представлена в восточной части ИМБ. Сложена преимущественно пироксеновыми гнейсами с биотитом, магнетитом, гранатом. В каменно-костоватской (в западной части ИМБ) шире представлены гранат-графит-биотит-гиперстеновые гнейсы часто с силлиманитом и кордиеритом. Характерные черты обеих свит — пачки переслаивания магнетит-биотит-гиперстеновых гнейсов с амфибол-гиперстен-биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-биотит-гиперстеновыми, магнетит-гранат-кордиерит-биотитовыми, кордиерит-биотитовыми, магнетит-гранат-кордиерит-биотитовыми. В рамках данного исследования различия между этими свитами не являются принципиальными, так как во многом определяются степенью метаморфизма, большей щелочностью и глиноземистостью первичных пород и, соответственно, большим количеством углеродсодержащих ритмов в каменно-костоватской свите.

Во втором ТМЦ в восточной части ИМБ в это время образуется чечелевская свита, сложенная гранат-биотитовыми, биотитовыми, кордиерит- и графит-биотитовыми, диопсидовыми гнейсами. В рощаховской свите преобла-

дают гранат-биотитовые и гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы.

По составу ингуло-ингулецкой серии можно предполагать, что она образована в процессе двух тектономагматических циклов, в течение которых происходит накопление мощных осадочных толщ, наложение метаморфических преобразований прогрессивного этапа. Образование слоя плавления в коре, обусловившее повышение регионального геотермического градиента, происходит только на стыке первого и второго ТМЦ около 2,45 млрд лет назад.

Довольно много работ посвящено выяснению первичного состава пород ингуло-ингулецкой серии. Противопоставление вулканогенных и экгалационно-осадочных пород представляется автору несколько надуманным, так как в любом случае существенна доля эндогенной составляющей. А воздействие температур 700—780 °С, давлений 0,5—0,6 ГПа при высокой доле водного флюида [Щербаков, 2005] привело к базификации, поскольку *PT*-условия превышают температуры плавления андезита и приближаются к температурам плавления амфиболита. Там, где эта температура была превышена, образуются пироксеносодержащие породы гранулитовой фации.

**Росинско-тикичская серия** сложена монотонными толщами биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов с прослоями гранатсодержащих гнейсов, кварцитов, метаультрабазитов и пироксеновых амфиболитов. В составе Лысянского разреза преобладают амфиболиты и присутствуют силлиманит- и кордиеритсодержащие амфиболиты. Ввиду плохой сохранности (высокого уровня эрозионного среза) можно предполагать, что данная толща относится к продуктам второй активизации. В РТМБ присутствуют магматические породы юрьевского комплекса — габбро-амфиболиты, образованные 2,73; 2,58 млрд лет назад [Геохронология..., 2005]. Он сопоставляется с основными и ультраосновными массивами нарцызовского комплекса по времени образования и составу. Изотопный возраст гранитов тетиевского комплекса 2,8 и 2,49—2,59 млрд лет [Геохронология..., 2005]. Более молодые прорывают и гранитизируют толщу росинско-тикичской серии.

Нет оснований полагать, что глубинный процесс в ИМБ и РТМБ отличался от проходившего в ВМБ. На всех мегаблоках и в первом, и во втором ТМЦ накапливалась толща, которая первично могла быть флишевой. Отличия ингуло-ингулецкой и росинско-тикичской

Т а б л и ц а 2. Этапы развития Криворожско-Кременчугской и Белозерской структур УЩ снизу вверх [Геология..., 1967; Железисто-кремнистые ..., 1978]

Первая Кременчугская свита	Криворожская и анновская структуры		Белозерская структура Железисто-кремнисто-сланцевая свита	Глубина, км
	Вторая активизация. Второй ТМЦ			
<i>Нижняя подсвита</i>	<i>Нижняя аркозо-филлитовая свита</i>		<i>Роговиково-сланцевая подсвита</i>	
Хлорит-талльковые сланцы. Железистые пласты с хлоритом и гематитсодержащие	Тальк-карбонатный слой		Серпентинизированные перидотиты и пироксениты, тальк-карбонатные породы, серпентиниты	200
Биотит-хлоритовые с гранатом сланцы. Хлоритовые сланцы	Покровы тремолитизированных пикритов. Хлорит-биотитовые сланцы с гранатом, серицитом, куммингтонитом, графитом. Магнетит-куммингтонитовые джесперы с яшмовыми слоями		Кварц-хлоритовые, карбонат-кварц-магнетит-хлоритовые и сланцы	150
Сине-краснополосчатые с гематитом и слюдой джеспилиты	Покровные эпидиобаза, альбит-эпидотовые амфиболиты, кварц-роговообманковые эпидотизиты <i>Скелеватская свита</i> Графитит-хлорит-серицитовые, биотит-кварц-куммингтонитовые сланцы		Очковые альбито-серицит-кварцевые апокератофиры, хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы (апоспилиты)	100
<i>Средняя подсвита</i>	<i>Саксаганская свита</i>		<i>Железисто-кремнистая подсвита</i>	
Хлоритовые сланцы с сидероплезитом и доломитом. Сидероплезит-магнетитовые джесперы и яшмо-сланцы. Сидероплезит-хлоритовые и биотит-куммингтонитовые сланцы. Железисто-альбитовые туффиты	Хлорит-талльковые сланцы с тремолитом и доломитом. Силикат-магнетитовые и магнетит-силикатные джеспилиты, силикат-магнетит-гематитовые, гематит-магнетитовые джеспилиты продуктивной толщ		Хлорит-карбонат-магнетит-кварцевые роговики <i>Джеспилитовая формация</i> Рудные магнетит-кварцевые, железнослюдяково-магнетитовые слои. Присутствуют эгирин, рибекит	50
Тюрингит-карбонатные джесперы. Сидероплезит- и куммингтонит-хлоритовые сланцы с графитом	Куммингтонитовые слои с магнетитом, альбитом, магнезиальной железистой слюдой. Эгирин-магнетитовые и гематит-магнетитовые джесперы		<i>Верхняя роговиково-сланцевая подсвита</i> Кератофиры, кератоспилиты, стильномелановые роговики	100
Брейнерит-анкеритовые джесперы с магнетитом и куммингтонитом. Колчеданы	Карбонатизация. Слой магнезиальных куммингтонит - магнетитовых и магнетитовых джесперов. Железисто-силикатный метасоматоз		Хлорит-карбонат-магнетит-кварцевые сланцы. Железисто-силикатно-карбонатно-кремнистые роговики	50



Кварц-графит-биогит-хлоритовые и кварц-серцитовые сланцы. Амфиболиты. Магнетит-эгриновые и магнетит-рибекитовые железистые джесперы	Кварц-куммингтонит-биогит-карбонатные слои со стильпномеланом, магнезиально-железистой слюдой. Магнетит-куммингтонитовые железистые слои со щелочным амфиболом	—	100
Магнетит-сидерит-биогит-хлоритовые сланцы, магнетит-сидероплезитовые джесперы	—	Кварц-хлоритовые, кварц-магнетит-хлоритовые, кварц-хлоритовые роговики	150
<i>Третья активизация. Первый ТМЦ</i>			
<i>Вторая кремenschугская свита</i>	<i>Верхняя свита (Гранцевская)</i>	<i>Зеленосланцево-метабазитовая</i>	
Базальные конгломераты. Хлорит-магнетитовые джесперы, биогит-хлоритовые сланцы	Безрудные кварциты. Железистые метаконгломераты, метапесчаники,	Прохлорит-тремолитовые сланцы	150
Хлорит-магнетитовые джесперы. Гематит-магнетитовые и синекраснополосчатые джеспилиты	Хлоритовые сланцы	Амфиболиты, аподибазы, апокератофиры, зеленые сланцы	100
Сидероплезит-хлоритовые, магнетит-куммингтонитовые, биогит-хлоритовые и хлоритовые сланцы. Магнетит-порингит-пистомезитовые (анкеритовые) джесперы и яшмо-сланцы	Хлорит-биогитовые с графитом и карбонатами, кварц-карбонатные породы	—	50
Серо-краснополосчатые джеспилиты. Хлоритовые и биогит-хлоритовые сланцы	Кварц-силикат-карбонатные породы, кальцитовые и доломитовые мраморы	Эпидибазы	100
Хлорит-магнетитовые и гематит-магнетитовые джеспилиты	Мусковитовые, графитистые и кварц-хлоритовые сланцы	—	150

**Т а б л и ц а 3. Сопоставление породных ассоциаций архейских ЗКС, включающих железисто-кремнисто-вулканогенную формацию, и ККЗ и Конкско-Белозерской структуры (КБС), включающих железисто-кремнисто-сланцевую формацию**

Породные ассоциации ЗКС (3,2—2,8 млрд лет)		ЛАГ, км	Породные ассоциации ККЗ и КБС (2,5—2,2 млрд лет)	
Сурская ЗКС	Верховцевская ЗКС		Криворожская и Анновская структуры	Белозерская структура
Магнетитовые кварциты красноцветной фации	Хлорит-актинолитовые и карбонат-серпентин-тремолитовые сланцы	150	Покровы тремолитизированных пикритов. Хлорит-биотитовые сланцы с гранатом, серицитом, куммингтонитом, графитом. Магнетит-куммингтонитовые джесперы с яшмовыми слоями	Кварц-хлоритовые, карбонат-кварц-магнетит-хлоритовые сланцы
Амфиболиты, эпидотизированные спилиты, альбит-эпидотовые сланцы	Амфиболиты, спилиты, кварц-хлоритовые туфосланцы	100	Эпидиабазы, альбит-эпидотовые амфиболиты, кварц-роговообманковые эпидотизиты. Графитит-хлорит-серицитовые, биотит-кварц-куммингтонитовые сланцы	Очковые альбито-серицито-кварцевые апокератофиры, хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы (апоспилиты)
Железисто-кремнисто-карбонат-хлорит-актинолитовые сланцы. Серпентиниты, тальк-карбонатные (брейнеритовые) перидотиты. Асбестоносные, магнетит-хлоритовые серпентиниты	Кварц-альбит-хлорит-актинолит-эпидотовые сланцы. Тальк-карбонатные, тальк-серпентинитовые породы, хлорит-актинолитовые сланцы с сульфидами. Серпентиниты	50	Хлорит-тальковые сланцы с тремолитом и доломитом. Магнетит-силикатные джеспилиты, силикат-магнетит-гематитовые, гематит-магнетитовые джеспилиты продуктивной толщи	Хлорит-карбонат-магнетит-кварцевые роговики. Рудные магнетито-кварцевые, железослюдково-магнетитовые слои с эгирином, рибекитом
Амфиболиты, андезитовые порфириды	Актинолитовые апоспилиты и актинолитовые зеленокаменные роговики	100	Куммингтонитовые слои с магнетитом, альбитом, магнезиально-железистой слюдой. Эгирин-магнетитовые и гематит-магнетитовые джесперы	Кератофиры, кератоспилиты, стильномелановые роговики
Жильные доломиты. Туфолавы ультрабазитов, магнетит-хромитовые серпентиниты	Серпентиниты и тальк-карбонатные породы с гнездами никелистого талька	50	Карбонатизация. Слои магнезиальных куммингтонит-магнетитовых и магнетитовых джесперов. Железистосиликатный метасоматоз	Хлорит-карбонат-магнетит-кварцевые сланцы. Железисто-силикатно-карбонатно-кремнистые роговики

серий можно объяснить наложенными метаморфическими изменениями. В составе этих

метаморфических серий присутствуют плагиоклазовые гранитоиды, аналогичные шере-

метовским и близкого возраста, а также амфиболиты и ультрабазиты.

**Образование шовных зон** происходит во втором ТМЦ. По мнению автора, территория УЩ разделяется на блоки, разделенные шовными зонами на границе архея и палеопротерозоя накануне или во время гранитизации 2,45—2,5 млрд лет назад. Границами служат разломы, ограничивающие шовные зоны — Первомайский, Тальновский, Западно-Ингулецкий, Криворожский, Орехово-Павлоградский. Начало образования этих разломных зон — 2,45 млрд лет назад [Гинтов, 2014].

ИКШЗ и ОПШЗ закладываются на архейском основании, белозерская серия надстраивает разрез Конско-Белозерской структуры. ГШЗ накладывается на часть днестровско-бугской серии, образованной в первом ТМЦ.

**Протекание второй активизации в шовных зонах.** Криворожская серия (без гданцевской свиты), белозерская серия и гуляйпольская свита накапливаются в течение одного ТМЦ. Восстановление палеогеодинамического процесса и проведение корреляции всех пластов криворожской серии ККЗ и белозерской серии Конско-Белозерской структуры проводится достаточно уверенно (табл. 2). Конско-Белозерская структура находится на СПМБ, однако имеет продолжение в ОПШЗ в виде Новогорожской ЗКС.

Соотношение с архейскими породами прослеживается в Конско-Белозерской структуре, где палеопротерозойские толщи залегают на архейских. Нижняя белозерская железисто-кремнисто-метабазитовая серия и вулканогенно-сланцевая свита верхней белозерской железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевой серии (названия по работе [Геология..., 1967]) сопоставимы с породами, накапливающимися до 2,8 млрд лет в остальных ЗКС [Усенко, 2016]. Предложенная схема появления серий предполагает интервал около 200 млн лет между образованием вулканогенно-сланцевой и железисто-кремнисто-сланцевых свит в Канско-Белозерской структуре, т. е. после 2,8 млрд лет и до начала формирования белозерской серии фиксируется перерыв в накоплении вулканогенно-осадочной толщи. Другими словами, в СПМБ, ОПШЗ и в Западном Приазовье в первом ТМЦ активизация, сопровождающаяся формированием метаморфизованной толщи, не фиксируется. Развитие шовной зоны начинается во втором ТМЦ на архейском основании.

Сопоставление пород ЗКС и шовных зон

приведено в табл. 3. Для блоков проведение такого сопоставления затруднительно, так как геодинамический процесс по имеющимся описаниям разрезов восстанавливается приближенно. Можно сопоставлять породы, образованные из расплавов (магматические) и флюидов (эксталяционно-осадочные), дифференцированных при близких *PT*-условиях, т. е. при одном расположении ЛАГ и сходном протекании процесса в целом [Усенко, 2014, 2015a].

**Протекание физико-химических взаимодействий на кровле астеносферы в процессе формирования ККЗ.** Отличительной чертой шовных зон является наличие пород железисто-кремнисто-сланцевой формации. Железистые пласты железисто-кремнисто-вулканогенной формации архея относительно равномерно распределены среди вулканогенных пород. В шовных зонах железо концентрируется в составе продуктивной толщи, которая формируется на этапе, когда ЛАГ расположена на глубине 50 км. Как и в архее, железистые пласты образуются на всех этапах процесса, однако их состав, как и состав всей мегаморфической толщи, отличается от состава архейских ЗКС [Усенко, 2015a].

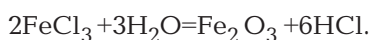
С толщами, накапливающимися во втором ТМЦ на блоках, сближает преобладание сланцевых пластов, наличие графита. Однако в городской, рощаховской и чечелевской свитах не содержатся хлоритоиды, отсутствуют железистые пласты, в их валовом составе существенно меньше кремнезема и больше глинозема. Первично-осадочная толща блоков содержит малое количество магнетита, однако практически во всех пластах присутствует биотит. Формирование толщи в шовной зоне свидетельствует не только об ином протекании процесса в целом, но и об ином составе флюида. Он более окисленный (активно железо, а не калий), а также содержит фторидно-натриевый компонент. Ее количество еще относительно невелико, но приводит к проявлению несовместности при дифференциации на глубине 100 км и в меньшей степени к разделению на несколько флюидных фаз. Водный флюид не буферизирует кислотность-щелочность, как при дифференциации на этом же уровне на блоках, а концентрирует хлоридные комплексы железа и силикатный компонент, т. е. окисленную и кислую флюидно-расплавную часть. Концентрация железа и кремнезема в продуктивных пластах происходит вследствие физико-химических взаимодействий, в том

числе окислительно-восстановительных реакций на кровле астеносферы. В шовных зонах диапазон изменений Eh-pH при дифференциации на кровле астеносферы значительно шире, чем на блоках.

Так, при размещении ЛАГ на глубине 100 км, в разрезах всех структур ККЗ последовательно появляются следующие прослои:

- сине-краснополосчатые джеспилиты — железисто-кремнистые эксгаляции, сформированные в кислой среде в присутствии кислорода. Цвет обусловлен присутствием гематита ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), в котором степень окисления железа максимальна. Все железо содержится в трехвалентной форме;
- спилиты (амфиболиты) с альбитом и эпидотом, возникшие в нейтральных условиях, и силикатные расплавы, содержащие воду. Их формирование происходит после отделения окисленного флюида;
- графитосодержащие и яшмовые прослои. Появление графита указывает на щелочные условия дифференциации остаточного расплава астеносферы, дефицит кислорода — на связывание углерода в углеводородные соединения, которые в виде флюида отводятся к поверхности. Таким образом, имеет место разделение на несколько фаз разного состава.

Участие фторидно-натриевых флюидов приводит к снижению смесимости флюидной (железисто-кремнистой с хлором) фазы, куда «выталкивается» максимум свободного кислорода. Высокое содержание хлора (кислая среда) определяет связывание высвободившегося кислорода с железом — отделяется эксгаляционная фаза, из которой образуются гематитсодержащие джеспилиты:



Появление вулканогенных спилитов (амфиболитов) с альбитом и эпидотом — силикатных расплавов, образованных в нейтральных условиях и разбавленных водой, происходило после отделения окисленного флюида.

Дальнейшая дифференциация остаточного расплава на кровле астеносферы протекает при повышенной щелочности в присутствии фторидно-натриевых флюидов. Для образования углеводородов необходима щелочная среда. Если на блоках катализатором образования углеводородов служат  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ , то в шовных зонах —  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Повышение щелочности (за счет натрия) отражается в появлении щелочных пироксенов (эгирина) и амфиболов

(рибекита). Степень полимеризации углеводородных соединений зависит от давления. При литостатическом давлении ~1,5 ГПа формируется метан, при ~3 ГПа — тяжелые углеводороды [Чекалюк, 1980].

Яшмовые прослои — результат кристаллизации остаточных хлоридно-водно-силикатных флюидов-расплавов.

Накопление продуктивной толщи происходит на следующем этапе при сокращении мощности литосферы до 50 км вследствие пополнения глубинным расплавом и флюидом. При формировании пласта  $\text{K}_1^{4ж}$  (Скелеватское магнетитовое месторождение) резко повышается степень плавления, отделяется часть расплава, обогащенного окисленным углекислым флюидом [Железисто-кремнистые..., 1978]. Первичные туфы также содержат глубинное вещество. Об этом свидетельствуют повышенные количества карбонатной составляющей, оксида магния, двухвалентного железа. Эти признаки указывают на повышенный окислительный потенциал и незначительную щелочность первичных расплавов, т. е. значительные глубины их генерации (не менее 200 км). Состав железистого пласта  $\text{K}_1^{4ж}$  фиксирует плавное изменение состава в процессе дифференциации на кровле астеносферы: увеличение количества  $\text{SiO}_2$  и доли трехвалентного железа. Снижается количество карбонатной составляющей. Образуется кварц-магнетит-гематитовая фаза, в которой очень незначительно количество глинозема и достаточно высоко магния. По всей видимости, сказывается влияние фторидно-натриевых флюидов. Кислород концентрируется в водно-силикатном флюиде, обогащенном хлоридными комплексами железа. Дальнейшая дифференциация приводит к снижению его смесимости с карбонатным, увеличению доли свободного кислорода и повышению степени окисления железа. В силикатном расплаве, от которого они отделяются, должны повышаться щелочность и содержание глинозема.

**Выводы.** Состав магматических и метаморфических (вулканогенных и первично-эксгаляционно-осадочных, в том числе железистых) пород связан, так как их эндогенная составляющая образуется в одном очаге (на кровле слоя плавления) в результате последовательности физико-химических взаимодействий, продукты которых отводятся к поверхности. В докембрии (до 1,75 млрд лет назад) состав расплавов и флюидов, выносимых из мантии, изменяется закономерно на всех

континентах. В связи с этим представляется перспективным использование вещественного состава в качестве признака для корреляции докембрийских толщ.

Для архея типичны ЗКС, в состав которых входят коматииты, спилиты и пласты железистых пород железисто-вулканогенно-сланцевой формации. Большую часть разреза составляют магматические породы. На этапах, когда существует слой плавления в коре, образуются гранитоиды, сложенные преимущественно плагиоклазом и кварцем. Диапиризм гранитных масс приводит к образованию гранитогнейсовых куполов, которые опоясываются остатками ЗКС. Чем больше уровень эрозийного среза, тем более редуцированы ЗКС, тем больше вскрывается слой плавления. Характерные особенности архейских расплавов — образование при высоком окислительном потенциале и в кислой среде (в присутствии HCl) на всех уровнях в коре и мантии. Главный процесс в архее — избавление от кислорода и вынесение его в кору, гидро- и атмосферу. Образуется кора, сложенная плагиоклаз- и кварцсодержащими породами.

После 2,8 млрд лет развитие западной и восточной частей УЩ протекает по-разному. Под СПМБ и ПМБ до 2,6 млрд лет существует коровый очаг плавления в котором постепенно сокращается доля HCl и возрастает KCl. До 2,6 млрд лет плагиоклазсодержащие гранитоиды постепенно сменяются микроклиновыми.

В неоархее на запад от ИКШЗ начинается накопление толщ, состав и строение которых совершенно отличается от разрезов гранит-зеленокаменной области. Это связано с изменением флюидного режима дифференциации расплавов в мантийных очагах. Первый тектономагматический цикл проявлен только в центральной и западной частях УЩ. До начала второго ТМЦ второй активизации территория современных ОПШЗ и ПМБ развивается вместе с СПМБ.

Серии, образующиеся на блоках, сложены ритмичными толщами, в которых биотитовые гнейсы и сланцы переслаиваются с силлиманит-биотитовыми, кордиеритовыми, гранат-биотитовыми. В целом они более глиноземистые, чем архейские. Повышается щелочность и снижается магнезиальность. Существенно сокращается доля вулканогенных ультрабазитов, отсутствуют коматииты и брейнериты. Часто встречаются амфиболиты, особенно в породах первого ТМЦ. Особенности свит, накапливающихся в западной

части УЩ: ритмичное строение, переслаивание гнейсов, обязательно содержащих биотит, часто гранат, кордиерит или силлиманит, графит. При большей степени метаморфизма появляются пироксены. Первично-магматические породы — преимущественно амфиболиты, тогда как ультрабазиты редки. Интрузивные комплексы представлены нарцизовским, юрьевским и тетиевским, дифференцированными на разных уровнях, т. е. образованными на разных этапах длительного геодинамического процесса. Их усредненный возраст 2,6—2,7 млрд лет. Подобные комплексы магматических пород и разрезы характерны для активизации, в которой происходит подъем ЛАГ на 50 км на каждом этапе, через 60 млн лет. Магматические породы нормального ряда дифференцированы при участии воды, тогда как эксгальционно-осадочные демонстрируют незначительное колебание кислотности-щелочности при расположении ЛАГ на глубине 100 км. Появляются чуть более щелочные эксгальции, обогащенные глиноземом, а также углеводородами. Доля первично-магматических пород относительно эксгальционно-осадочных сокращается, что связано с сокращением количества водного флюида в очагах дифференциации на глубине 100 км и выше. На этапе, когда кровля астеносферы располагается на глубине 50 км, образуется очаг плавления в коре, продуктом которого являются ташлыкские, шереметьевские плагиограниты.

В процессе появления слоя плавления в коре или во время его кристаллизации начинается формирование разломов. Эти разломы образуются вокруг СПМБ, с ними связано формирование ККЗ и ОПШЗ. Также в это время появляются разломы, образующие ГШЗ. Во втором ТМЦ в шовных зонах по ним происходит вынесение глубинных окисленных расплавов и в большей степени флюидов, из которых откладываются породы железисто-кремнисто-сланцевой формации. Глубина образования первичных расплавов и флюидов не менее 200 км, так как их окислительный потенциал высокий. В месте дифференциации на этапах, когда ЛАГ размещается на глубине 100 и 50 км, в составе эксгальционно-осадочных и вулканогенных пластов фиксируется протекание окислительно-восстановительных реакций с участием незначительных количеств фторидно-карбонатно-натриевых флюидов. Это приводит к несмесимости и отделению более окисленного водно-хлоридного флюи-

да, переносящего железа в самостоятельную фазу, т. е. к его концентрации с образованием продуктивных слоев. В шовных зонах вынесение вещества максимально при формировании продуктивных пластов на пике процесса, когда глубинное вещество выносится под кору, а мощность литосферы не более 50 км. Этот этап повторяется неоднократно. Это отличает процесс от того, что протекает на блоках. Там накопление мощных толщ происходит на этапах, когда мощность литосферы составляла 100 км.

Таким образом, на рубеже неоархея и палеопротерозоя происходит разделение УЩ на блоки и шовные зоны, отличающиеся течением геодинамического процесса, составом накапливающейся толщи и глубиной размещения источников вещества.

Протекание глубинного процесса и состав

толщ на блоках во втором ТМЦ аналогичны первому. Образование палеопротерозойских толщ, особенно на блоках, происходит при участии слабокислых и слабощелочных хлоридно-водных флюидов с калием и глиноземом. Именно присутствие этих флюидов в мантийных очагах дифференциации приводит к образованию углеводородов, а на поверхности — графита. Признаком изменившихся условий является именно появление графитовых сланцев в составе всех без исключения разрезов этого времени. На кровле астеносферы протекают окислительно-восстановительные взаимодействия, сопровождающиеся отделением экгалаций (карбонатных, силикатно-глиноземистых с калием и обогащенных углеводородами). Они последовательно отлагаются на поверхности, что при литификации приводит к образованию ритмичных толщ.

### Список литературы

- Бордунов И. Н.* Криворожско-Курская эвгеосинклиналь. Киев: Наук. думка, 1983. 304 с.
- Венидиктов В. М.* Полициклическое развитие гранулитовой фации. Киев: Наук. думка, 1986. 267 с.
- Верхогляд В. М., Скобелев В. М.* Изотопный возраст субвулканизма района г. Новоград-Волинский (северо-западная часть Украинского щита). *Геохимия и рудообразование*. 1995. Вып. 21. С. 47—56.
- Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита.* Под ред. Н. П. Семененко. Киев: Наук. думка, 1967. 380 с.
- 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.
- Геохимия архея.* Под ред. А. Кренера, Г. Н. Хенсона, А. М. Гудвина. Москва: Мир, 1987. 315 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.
- Гордиенко В. В.* Адвекционно-полиморфная гипотеза глубинных процессов в тектоносфере. Киев: Корвін пресс, 2007. 170 с.
- Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР.* Генезис железных руд. Отв. ред. В. М. Кравченко, Д. А. Кулик. Киев: Наук. думка, 1991. 216 с.
- 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.
- Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А., Яценко Г. М.* Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации). Львов: Вища школа, 1975. 239 с.
- Лобач-Жученко С. Б., Балаганский В. В., Балтыба-*

- ев Ш. К., Степанюк Л. М., Лохов К. И., Корешкова М. Ю., Библикова Е. В., Юрченко А. В., Егорова Ю. С., Бережная Н. А., Богомолов Е. С. Побужский гранулитовый комплекс Украинского щита — пример палеоархейской сиалической коры, переработанной архейскими и палеопротерозойскими эндогенными процессами. В сб.: *Современные проблемы магматизма и метаморфизма*. Т.2. Санкт-Петербург: Изд-во Санкт-Петербург. гос. ун-та, 2012. С. 38—42.
- Пономаренко А. Н., Степанюк Л. М., Шумлянский Л. В. Геохронология и геодинамика палеопротерозоя Украинского щита. *Мінерал. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 48—58.
- Семененко Н. П. *Метаморфизм подвижных зон*. Киев: Наук. думка, 1966. 300 с.
- Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита*. Под ред. К. Е. Есипчука. Киев: Наук. думка, 1985. 168 с.
- Усенко О. В. Условия формирования железистых пород Криворожско-Кременчугской зоны. *Геофиз. журн.* 2015а. Т. 37. № 3. С. 66—87.
- Усенко О. В. Условия формирования железистых пород Среднего Побужья. *Геофиз. журн.* 2015б. 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.* 2016. Т. 38. № 2. С. 35—56.
- Чекалюк Э. Б. Термодинамическая устойчивость углеводородных систем в геотермодинамических условиях. В кн.: *Дегазация Земли и геотектоника*. Москва: Наука, 1980. С. 267—274.
- Щербак Д. Н., Пономаренко А. Н., Макаренко И. Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Игулецкого блока Украинского щита. *Геохимия и рудообразование*. 1995. Вып. 21. С. 74—88.
- Щербак Н. П., Артеменко Г. В. Геохронология и геодинамика архейских мегаблоков Украинского щита. *Минерал. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 7—16.
- Щербак Н. П., Пономаренко А. Н. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита. *Минерал. журн.* 2000. Т. 22. № 2/3. С. 12—24.
- Щербаков И. Б. *Петрология Украинского щита*. Львов: ЗукЦ, 2005. 366 с.
- Pearson D. G., Canil D., Shirey S. B., 2005. Mantle Samples Included in Volcanics Rocks: Xenoliths and Diamonds. In: *The Mantle and Core*. Oxford: Elsevier, P. 171—276.

## Evolution of melts and fluids during the crust and mantle formation in Neo-Archean — Paleo-Proterozoic. Stratigraphic effects

© O. V. Usenko, 2016

Evolution of composition of Precambrian magmatic and metamorphic rocks is related to directional change of deep fluids. It makes possible to use material composition of rocks as a sign for correlation. The paper presents a comparison of material composition of metamorphic complexes of the Ukrainian shield formed in Neo-Archean—Paleo-Proterozoic (after 2.8 and before 2.2 Ga ago). They were formed in the process of activation which consisted of two tectonic-magmatic cycles. The first one occurred in the central and western parts of the shield.

Formation of magmatic and exhalation-sedimentary strata on the blocks took place with participation of deep chlorine-aqueous fluids with potassium and alumina. On the surface the rocks are widely presented, which were formed of melts and fluids differentiated at a depth ~100 km. During the second tectonic-magmatic cycle (on the border of Neo-Archean and Paleo-Proterozoic) separation of the Ukrainian shield into blocks and suture zones took place, which differ by composition of accumulated strata and positions of material sources. On the blocks the composition of fluids and the course of geodynamic process did not change.

Within suture zones, formed during the second tectonomagmatic cycle unloading of deep melts and fluids happened. In the layer of melting with its upper border situated under the crust oxidation-reduction reactions occurred with participation of at low figure fluoride-carbonate-sodium fluids.

It brought about the separation of more oxidized aqueous-chloride fluid enriched by iron, into self-contained phase, and to formation of productive ferruginous layers on the surface.

**Key words:** the Ukrainian shield, Paleo-Proterozoic, fluid, evolution, magmatism, stratigraphy, asthenosphere, lithosphere.

## References

- Bordunov I. N.*, 1983. Krivoy Rog-Kursk eugeosynclines. Kiev: Naukova Dumka, 304 p. (in Russian).
- Geology of sedimentary-volcanogenic formations of the Ukrainian shield*, 1967. Ed. N. P. Semenenko. Kiev: Naukova Dumka, 380 p. (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).
- Geochemistry of Archean*, 1987. Ed. A. Kröner, G. N. Henson, A. M. Goodwin. Moscow: Mir, 315 p. (in Russian).
- Geochronology Early Precambrian of the Ukrainian Shield*. Archaea, 2005. Ed. N. P. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Geochronology Early Precambrian of the Ukrainian Shield*. Proterozoic, 2008. Ed. N. P. 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).
- Gordienko V. V.*, 2007. Advection-polymorphous hypothesis underlying processes in tectonosphere. Kiev: Korvin Press, 170 p. (in Russian).
- Ferruginous-siliceous formations of the Precambrian of the European part of the USSR. The genesis of iron ore, 1991. Ed. V. M. Kravchenko, D. A. Kulik. Kiev: Naukova Dumka, 216 p. (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).
- Laz'ko E. M., Kirilyuk V. P., Sivoronov A. A., Yatsenko G. M.*, 1975. Lower Precambrian western part of the Ukrainian Shield (age complexes and formation). Lviv: Vishcha Shkola, 239 p. (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko S. B., Balaganskiy V. V., Baltybaev Sh. K., Stepanyuk L. M., Lokhov K. I., Koreshkova M. Yu., Bibikova E. V., Yurchenko A. V., Egorova Yu. S., Berezhnaya N. A., Bogomolov E. S.*, 2012. Pobuzhsky granulite complex of the Ukrainian shield — an example paleoarheyskoy sialic crust, recycled Archean and Paleoproterozoic endogenous processes. In: *The Modern problems of magmatism and metamorphism*. Vol. 2. St. Petersburg: Publ. House St. Petersburg. State Univ. Press, P. 38—42 (in Russian).
- 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).
- Semenenko N. P.*, 1966. Metamorphism mobile zones. Kiev: Naukova Dumka, 300 p. (in Russian).
- Stratigraphic sections of the Precambrian Ukrainian Shield*, 1985. Ed. K. E. Esipchuk. Kiev: Naukova Dumka, 168 p. (in Russian).
- Usenko O. V.*, 2015a. Conditions of formation of ferruginous rocks Krivoy Rog-Kremenuchug area. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(3), 66—87 (in Russian).
- Usenko O. V.*, 2015b. 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.*, 2016. 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).
- Chekalyuk E. B.*, 1980. Thermodynamic stability of hydrocarbon systems in geothermodynamic con-



- ditions. In: *Degassing of the Earth and Geotectonics*. Moscow: Nauka, P. 267—274 (in Russian).
- Shcherbak D. N., Ponomarenko A. N., Makarenko I. D.*, 1995. Geochronology of the granitoid Ingulo-Iguletsk block of the Ukrainian Shield. *Geokhimiya i rudoobrazovaniye* (is. 21), 74—88 (in Russian).
- Shcherbak N. P., Artemenko G. V.*, 2014. Geochronology and geodynamics of Archean megablocks of the Ukrainian Shield. *Mineralogicheskiy zhurnal* 36(2), 7—16 (in Russian).
- Shcherbak N. P., Ponomarenko A. N.*, 2000. Age sequence of processes of volcanism and granitoid magmatism of the Ukrainian Shield. *Mineralogicheskiy zhurnal* 22(2/3), 12—24 (in Russian).
- Shcherbakov I. B.*, 2005. Petrology of the Ukrainian shield. Lviv: ZuKTs, 366 p. (in Russian).
- Pearson D. G., Canil D., Shirey S. B.*, 2005. Mantle Samples Included in Volcanics Rocks: Xenoliths and Diamonds. In: *The Mantle and Core*. Oxford: Elsevier, P. 171—276.
- Venidiktov V. M.*, 1986. Polycyclic development of granulite facies. Kiev: Naukova Dumka, 267 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).

## Скоростные разрезы верхней мантии под океанами

© В. В. Гордиенко, Л. Я. Гордиенко, 2016

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 15 августа 2016 г.

Представлено членом редколлегии Я. М. Хазаном

Побудовано моделі — розподіли швидкості поширення поздовжніх сейсмічних хвиль — для верхньої мантії океанічних регіонів: серединно-океанічних хребтів (СОХ), улоговин, жолобів, островних дуг і берегових хребтів, задугових западин (ЗЗ). Моделі узгоджуються зі схемами адвекційно-поліморфних глибинних процесів у тектоносфері. Під островними дугами і береговими хребтами моделі відповідають альпійській геосинкліналі, доповненої сучасною активізацією. Під СОХ і ЗЗ моделі збігаються. Вони відповідають схемі сучасного тепломасопереносу для рифтогенеза, який на базитовій корі континентальної потужності веде до океанізації. Модель улоговини відображає результат згладжування теплових аномалій під СОХ або ЗЗ приблизно через 60 млн років. Модель жолобу відповідає результату бокового прогріву верхніх горизонтів мантії неактивного блока з боку островної дуги і улоговини.

**Ключові слова:** океани, верхня мантія, швидкісні моделі, глибинні процеси.

**Введение.** Обобщение геолого-геофизической информации, касающейся океанов и переходных зон между ними и континентами, проведенное, в частности, в работах [Гордиенко, 2012; Gordienko, 2015 и др.], обнаруживает ее недостаточность для обоснованного контроля гипотетических схем глубинных процессов в тектоносфере этих регионов (в данном случае — соответствующих адвекционно-поліморфной гипотезе (АПГ)). В какой-то мере исправить положение можно построением скоростных моделей верхней мантии под ними, так как упомянутые регионы отличаются повышенной сейсмичностью и довольно развитой системой наблюдения за землетрясениями. Большую пользу может принести построение даже одномерных распределений по глубине скорости распространения продольных сейсмических волн ( $V_p$ ), не отражающих многих деталей, но дающих возможность выявить основные характеристики тепломасопереноса в верхней мантии. Максимальный интерес представляет создание полного набора таких моделей для срединно-океанических (сейсмичных) хребтов (СОХ), океанических котловин, глубоководных желобов, островных дуг (и, по мнению авторов, эквивалентных им береговых хребтов) и задуговых впадин.

В литературе есть информация о скоростных разрезах многих таких регионов, но она часто противоречива (см. ниже) или ограничена априорными представлениями, например, об

отсутствии вариаций скорости относительно модели АК135 [Gudmundsson, Sambridge, 1998 и др.] на глубинах нижней половины верхней мантии и т. п.

Наиболее перспективной представляется такая операция для островных дуг, в пределах которых сеть сейсмостанций особенно плотная. Под территориями и акваториями этих регионов гипоцентры многих землетрясений расположены на сравнительно небольших глубинах, в верхних горизонтах мантии. Они могут поставить подходящий материал для планируемых построений. Можно предвидеть и источник возможных осложнений, заключающийся в неравномерности распределения скоростей распространения сейсмических волн в подкоровой части тектоносферы [Низкоус и др., 2006 и др.]. Однако достижение поставленной цели все же кажется реальным. Хотя, по мнению авторов, островные дуги не представляют собой собственно океанических образований: это альпийские геосинклинали, аналогичные таковым на континентах. Это подтверждается и сейсмологическими данными [Gordienko, 2016 и др.]. Но дуги все же входят в систему структур переходной зоны от континента к океану, ближе к континенту расположены задуговые впадины, кора которых находится в состоянии почти завершившейся океанизации. Поэтому дуги включены в состав изучаемых регионов. После их исследования, накопления опыта легче перейти к построению моделей мантии

других, собственно океанических, регионов.

**Априорные данные о скоростных разрезах верхней мантии океанов.** Сейсмологическая изученность рассматриваемых регионов довольно значительна [Fukao, 1977; Walck, 1985; Болдырев, 1986; Тектоносфера..., 1992; Yamasaki, Hirahara, 1996; Gudmundsson, Sambridge, 1998; Гонтовая, Гордиенко, 2006; Тараканов, 2006; Feng et al., 2007; Отчет..., 2008; Jiang et al., 2009; Chu et al., 2012 и др.], но различия между приводимыми в перечисленных публикациях моделями для однотипных регионов велики. В большой мере это обусловлено заранее принятыми авторами представлениями о скоростной структуре верхней мантии. На возможность согласования сейсмической информации с разными распределениями  $V_p$  в рассматриваемом интервале глубин указывают авторы, специально изучавшие вопрос, например [Zhao et al., 1999].

Для геологической интерпретации скоростных разрезов они должны быть представлены в абсолютных значениях  $V_p$ . Поэтому не рассматривались модели, построенные в аномальных значениях, для которых авторы не сообщали референтный разрез.

Можно выделить две группы разрезов: в первой предполагается обязательное наличие резкого скачка скорости на глубине около 400 км; во второй этот элемент отсутствует (рис. 1). Приводимые данные представляют собой осреднения нескольких разрезов, на каждой глубине приводится средняя величина и среднее ( $\pm$ ) отклонение от нее. Информация по регионам различается по количеству привлеченных моделей и не претендует на пол-

ный обзор имеющихся сведений. Речь идет о выявлении имеющихся тенденций. Средние значения, предварительно установленные на всех глубинах в верхней мантии океанических регионов, как правило, довольно близки (различаются на величины до нескольких 0,1 км/с). Поэтому при подборе расчетного годографа, согласующегося с наблюдаемым, можно использовать одну модель первого приближения.

В статье предполагается построение скоростных разрезов верхней мантии различных регионов океанов и переходных зон к континентам для рефрагированных волн, при котором невозможно выявить отражающие границы, разделяющие среды с существенно разными пластовыми скоростями. Данные рис. 1 показывают, что при использовании информации о землетрясениях одного региона можно получить скоростные разрезы обоих видов. В нашем случае для сравнения с построенными по сейсмологическим данным скоростными моделями будут использованы рассчитанные по тепловым моделям, отражающим глубинные процессы в тектоносферах рассматриваемых регионов. Изучаемый интервал глубин явно включает часть переходного слоя между верхней и нижней мантией, где происходят полиморфные преобразования, существенно изменяющие  $V_p$  [Гордиенко, 2012 и др.]. Это изменение необходимо учесть при расчете. Глубина начала преобразования определяется пересечением геотермы с кривой  $PT$ -условий перехода. Необходимо установить, изменяется ли в этой точке скорость скачком или есть значительный интервал глубин с промежуточными значениями.

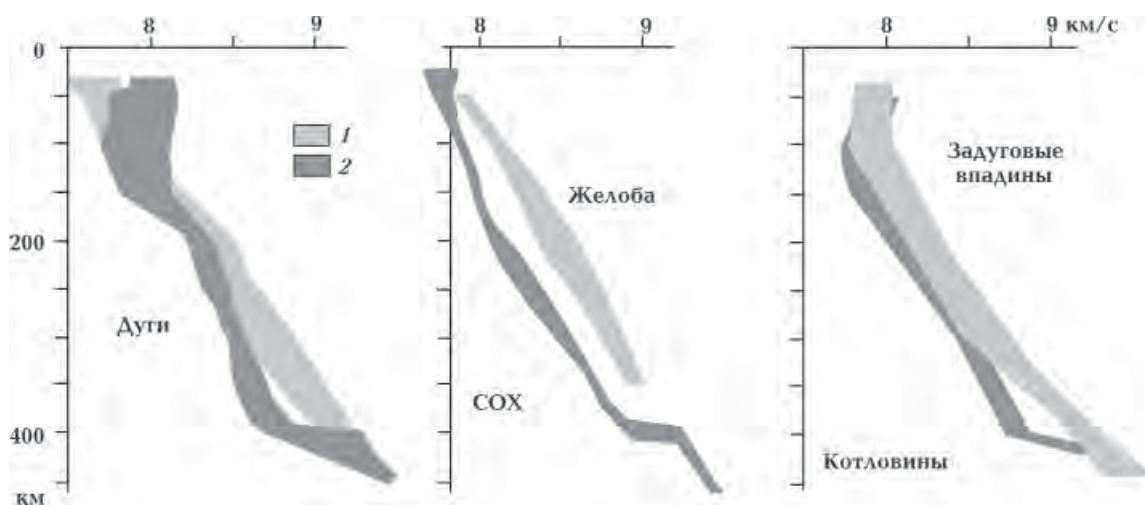


Рис. 1. Скоростные модели океанических регионов: 1 — без резкого скачка  $V_p$  на глубине около 410 км, 2 — со скачком  $V_p$ .

Обоснованием для скачка скорости на глубине около 400 км, часто вводимого в модели мантии априорно, являются, кроме сейсмических, петрологические данные, в частности результаты А. Рингвуда [Рингвуд, 1981]. Они свидетельствуют о начале примерно на этой глубине (при температуре ( $T$ ) около 1600 °С) полиморфного преобразования мантийных пород. Для вероятного состава изменяющегося оливина процесс должен охватывать вполне заметный интервал глубин, впрочем, весьма разный по мощности у разных авторов. Согласно расчетам [Brown, Shankland, 1981; Irifune, 1987 и др.], основанным на экспериментальных данных, мощность слоя, в котором происходит преобразование оливина- $\alpha$  в модифицированную шпинель (оливин- $\beta$ ) и завершение перехода пироксенов мантийного пиролита в гранаты, составляет около 60 км. Оценка А. Рингвуда — 100 км, но в его трактовке речь может идти об интервале глубин для двух переходов, завершающихся образованием оливина- $\gamma$  (собственно шпинели оливинового состава). Существует информация и о гораздо меньшей мощности переходной зоны — порядка 10 км [Helffrich, 2000], однако не учтен переход пироксен—гранат в гораздо большем диапазоне глубин.

В коре подобные зоны переходов можно изучить непосредственно по каменному материалу глубокоэродированных блоков. Переход от пород разного состава амфиболитовой фации метаморфизма к гранулитовой происходит в пределах интервала, сопоставимого с мощностью коры — 30—35 км [Harley, 1989 и др.].

Этой толщине в какой-то мере соответствуют результаты работ, направленных на изучение «внутренней структуры» скачка скорости, например [Zhao et al., 1999 и др.]. Здесь рассмотрен скоростной разрез мантии щита Южной Африки, в соответствующей части которого видно увеличение вертикального градиента скорости продольных волн минимум в 7—8 раз по сравнению с вышележащим горизонтом (рис. 2). Мощность переходной зоны около 40—50 км.

Глубина скоростного скачка в рассматриваемых моделях принята равной примерно 400 км. В то же время исследования, проведенные именно с целью ее определения (т. е. в предположении, что граница существует), указывают на глубину несколько больше [Flanagan, Shearer, 1999] (рис. 3). Достоверность такой информации увеличивается с ростом детальности и точности учета вышележащего разреза, но практически установленные ва-

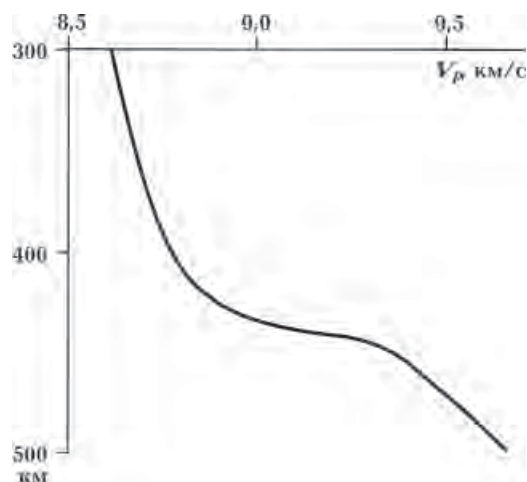


Рис. 2. Распределение скорости распространения продольных сейсмических волн в нижней половине верхней мантии Южной Африки, по [Zhao et al., 1999].

риации глубины (порядка 10 км) оказываются меньше погрешности их определения (около 15 км). В рассматриваемой работе использована томографическая скоростная модель верхней мантии Земли, в океанах она базируется на недостаточной сети станций, выделяемые ею аномалии скорости явно меньше реальных.

С этой точки зрения полезно сравнить полученные результаты с данными ГСЗ на базе ядерных взрывов, полученными в Северной Евразии [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006]. Использованный метод построения границы в этом случае позволяет максимально использовать сведения о скоростях в коре и верхней мантии. Установленные двумя методами средние глубины совпадают с точностью до 10—15 км (по данным [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006] — около 430 км). Ниже отражающей границы значения  $V_p$  резко увеличены. Кроме того, в скоростных разрезах верхней мантии Северной Евразии выделены протяженные отражающие границы на глубинах около 90, 140, 210, 310 км, по обе стороны которых скорости одинаковы.

Имеющиеся геолого-геофизические данные позволяют предположить, что около 75 % изученной территории Северной Евразии пребывают в состоянии современной активизации [Гордиенко, 2012], что подтверждается глубиной кровли зоны полиморфных преобразований около 430 км. Совпадение выглядит обнадеживающим, но за время после начала активизации (несколько млн лет) процесс изменения минералогии оливина и пироксенов едва ли завершился, скоростная аномалия еще не достигла максимума в 0,4 км/с, показанного

на рис. 4. Распределение температуры в низах верхней мантии соответствует геосинклинальному эндогенному режиму (островной дуге), а не платформенному, как на рис. 2. Полиморфные преобразования подразумевают сохранение химического состава минералов.

Величины изменений  $V_p$  на рис. 4 оценены по закону Берча, для использования которого требуется минимум информации.

В пределах Тихого океана тепловые модели (см. ниже), соотнесенные с условиями полиморфного перехода, обнаруживают верхнюю границу зоны примерно на той же глубине (420—430 км) под СОХ и окраинными морями. Глубина под океаническими котловинами и островными дугами 440—450 км, максимальная глубина под окраинными желобами — 470 км. Эти значения сложно согласовать с данными рис. 3, они заметно больше, особенно по территориальному размещению экстремальных глубин.

С учетом перечисленных не всегда согласующихся данных при расчете скоростной модели по тепловой был принят компромиссный вариант. В интервале глубин 440—500 км скорость (с учетом сохранения вертикального градиента, связанного с изменениями температуры и давления) увеличивается на 0,45 км/с. Расчетный вертикальный градиент заметно не отличается от полученного для осредненных экспериментальных моделей на рис. 1. Только его увеличение начинается на меньшей глубине. Такое распределение скорости использо-



Рис. 3. Схема глубин раздела «410 км» для продольных волн [Flanagan, Shearer, 1999].

валось в качестве стартовой модели. Отличия в самых низах изучаемого разреза не могли изменить результаты на меньших глубинах, а глубина проникновения расчетных лучей ограничивалась 450—470 км.

В качестве коровой модели (для островных и прибрежных сейсмостанций) применялись данные из работ [Usami et al., 1958; Удинцев, 1987; Aoki et al., 1972; Yoshii et al., 1974; Тектоносфера..., 1992; Zhao et al., 1997; Низкоус и др., 2006; Эрлих, 2011; Iwasaki et al., 2013 и др.]. Мощность коры в моделях начального приближения ограничена 30 км. В коре в соответствии с имеющимися данными было принято упрощенное распределение скорости в виде трех слоев со значениями на границах 0 км — 5,0, 10 км — 6,6, 20 км — 7,4, 30 км — 7,7 км/с и линейным изменением между ними.

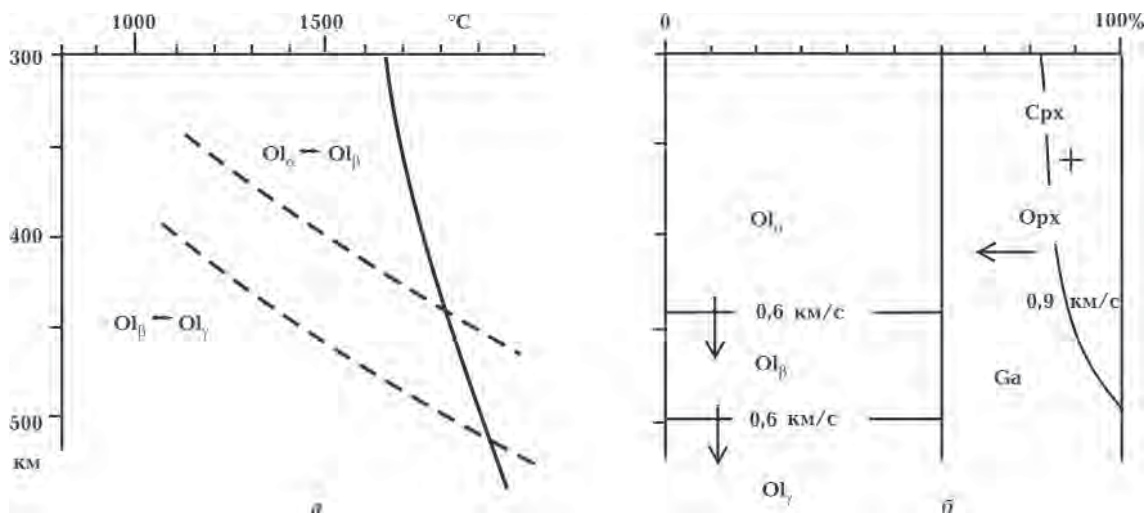


Рис. 4. Тепловая модель низов верхней мантии (а) и схема преобразования минерального состава вещества (б) для пост-геосинклинальной фазы. Стрелками показаны направления увеличения скорости при полиморфном переходе минерала. ОI — оливин (13 % фаялита), Ga — гранат, Срх, Орх — клино- и ортопироксены.

Естественно, принятая мощность и скоростной разрез коры — результат компромисса между данными разных авторов. В конкретных регионах допускалась некоторая коррекция разреза, заметно не влиявшая на результаты расчетов.

Упомянутая выше высокая изменчивость скоростей продольных сейсмических волн в подкоровом интервале глубин выявлена во

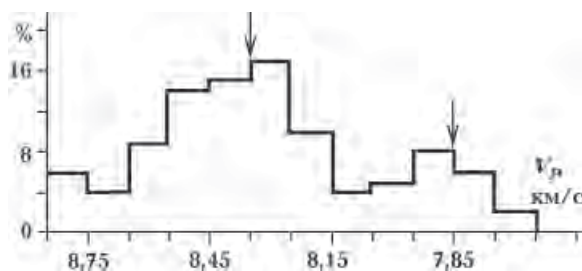


Рис. 5. Гистограмма распределения значений  $V_p$  в мантии на глубинах 10—80 км под Ангольской и Бразильской котловинами Атлантического океана [Павленкова и др., 1993].

всех достаточно детальных исследованиях [Павленкова, 1993; Низкоус и др., 2006 и др.] (рис. 5).

Она обуславливает резкое увеличение разброса времен прихода волн от землетрясений на небольших угловых расстояниях. Соответствующие отрезки годографов просто не рассматривались, их построение начиналось примерно с  $3^\circ$ , после которых разброс времен приобретал стабильный характер. Соответственно, скоростные разрезы строились, как правило, начиная с глубин около 50 км.

Природа наблюдаемого разнообразия скоростей распространения сейсмических волн под корой не во всех деталях поддается интерпретации. Стрелки на рис. 5 указывают на значения  $V_p$ , характерные при подкоровой температуре в мантии котловин для обычного лерцолита (7,85 км/с) и эклогита (8,35 км/с). Они примерно согласуются с экстремумами распределения. При обычной погрешности определения скорости (около 0,1—0,2 км/с) можно объяснить сопутствующие части гистограммы. Но существенно большие величины не могут быть истолкованы таким образом. Они образуют отдельный массив данных со средними значениями около 8,50—8,55 км/с. При обычном химическом и минеральном составе пород и принятых  $PT$ -условиях такие значения не должны встречаться. Тем более что по данным, приведенным одним из авторов в работе [Гордиенко, 2012], известные различия химического состава пород верхней мантии под кон-

тинентами и океанами не могут быть причиной заметного скоростного возмущения. Сведения о составах в работе [Boyd, 1989] позволяют сделать несколько иной вывод. Если они справедливы (по приведенным в этой работе данным это установить не удастся: там недостаточно информации, она ограничена, в частности, одним районом докембрийской платформы — Южной Африкой), то несколько большее содержание железа в мантийных минералах под океанами может обусловить понижение скорости на 0,05—0,10 км/с. Причина роста железистости может быть связана с процессом океанизации базитовой коры континентальной мощности [Гордиенко, 2012 и др.]. При этом процессе в мантию погружаются основные породы в количестве, эквивалентном слою мощностью до 20—30 км. В них железистость составляет в среднем 13 %, в континентальной мантии — 7 %. Возможен рост содержания железа на 1—2 % в верхней половине верхней мантии, что примерно соответствует оценке Ф. Бойда. Нижняя часть верхней мантии, скорее всего, этим процессом не затрагивается: на таких глубинах в нормальных мантийных породах уже произошла замена значительной части пироксенов гранатами и их плотность не меньше имеющейся у эклогитов.

Из приведенных данных следует необходимость введения небольших (на уровне погрешности вычислений) отрицательных поправок в расчетные значения  $V_p$  под океанами, полученные по тепловым моделям. Однако возможным кажется и процесс обеднения железом мантийных пород, в частности эклогитов, из которых выплавлялись магмы, внедрявшиеся в кору при океанизации. Вероятность такого события непонятна, но его эффект может быть значителен. В табл. 1 (библиография в работе [Бурьянов и др., 1985]) приведены данные о вариациях значений  $V_p$  в минералах эклогитов при изменении железистости.

Таблица 1. Изменения  $V_p$  в пироксенах и гранатах в зависимости от содержаний Fe

Минерал	$V_p$ , км/с
Диопсид $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	7,8
Геденбергит $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	6,7
Энстатит $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	7,8
Бронзит $(\text{Mg}_{0,91}\text{Fe}_{0,09})_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$	7,4
Гроссуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	8,8
Альмандин $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	8,5
Пироп $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	8,6

В принципе предполагаемое изменение возможно, но его реальность должна быть проверена экспериментально.

Помехи, создаваемые изменчивостью скоростей в породах мантии океанов, не всегда сводятся к росту беспорядочного разброса точек при построении годографа. Возможно и возникновение анизотропии среды, ведущей к формированию различных вариантов годографов на разных направлениях распространения волн землетрясений.

Из всех изученных регионов это явление обнаружено только под островной дугой и сопровождающим ее желобом Тонга. Построенный для дуги Тонга годограф на рис. 6 сопоставлен с полученным для Алеутской дуги.

Отклонения наблюдаемых времен прихода волн от осредняющего годографа для

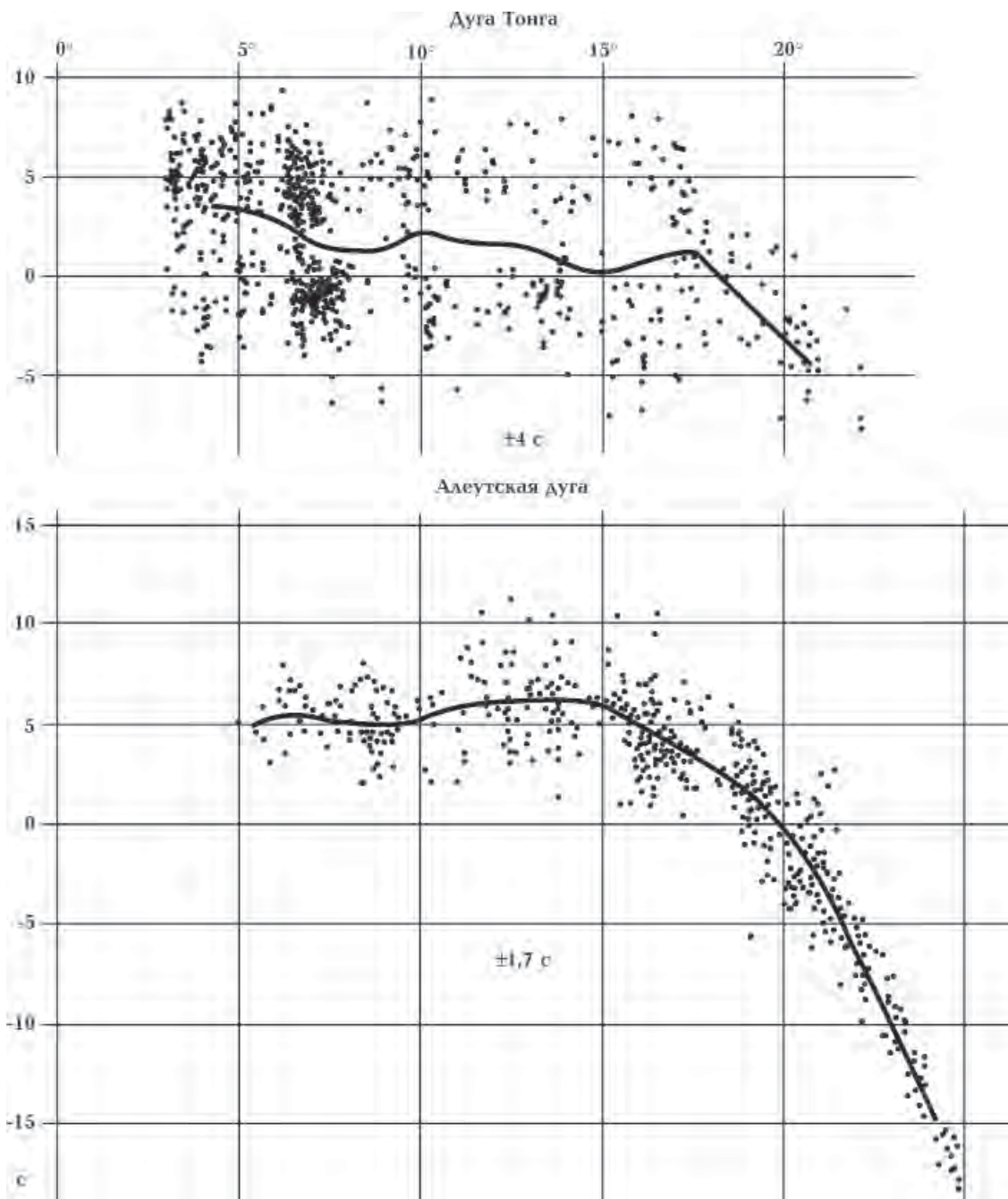


Рис. 6. Экспериментальные годографы (редуцированные к скорости 8,2 км/с) под двумя островными дугами. Точки — наблюдаемые времена прихода волн, линии — осредняющие их годографы.  $\pm 4$  с и  $\pm 1,7$  с — средние отклонения точек от осредняющего годографа.

дуги Тонга много больше, чем для Алеутской. Массив экспериментальных данных для дуги Тонга распадается на два, верхний из которых в целом согласуется с осредняющим годографом Алеутской дуги (и других дуг и береговых хребтов (см. ниже)). При учете второго массива, явно отделяющегося от первого, картина изменяется. Средний годограф дуги Тонга оказывается много ниже, что соответствует значительно более высоким скоростям в мантии.

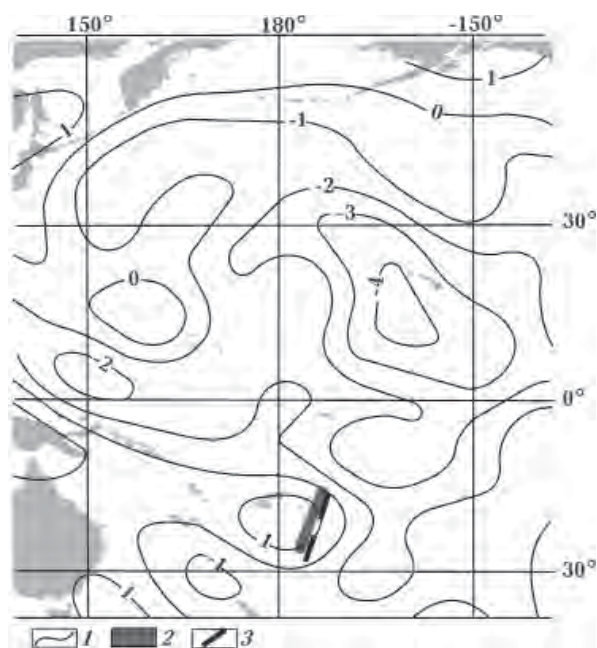


Рис. 7. Распределение поляризационной анизотропии в мантии Тихого океана [Romanowicz, 2003]: 1 — изолинии поляризационной анизотропии ( $V_{sh} - V_{sv} / V_{sh}$ , в %) на глубине около 150 км, 2 — дуга Тонга, 3 — желоб Тонга.

Возможная причина — необычная величина поляризационной анизотропии пород мантии этого региона (рис. 7).

Справедливо ли такое предположение — непонятно. Данные по дуге и желобу Тонга были просто исключены из рассмотрения.

#### Использованный фактический материал.

Тектоническое районирование океанов и активных окраин часто определяется принятой гипотезой глубинных процессов. Учитывая весьма ограниченную информацию о геологической истории океанов, авторы постарались избежать такого подхода. В большинстве случаев использовались чисто морфологические признаки и сведения о современной сейсмичности. Поднятия, сопровождаемые землетрясениями, отождествлялись с СОХ, обширные

котловины считались регионами одного типа независимо от осложняющих их форм локального рельефа и проявлений современного магматизма, по резкому изменению глубин выделены окраинные желоба и задуговые впадины. Единственным исключением были островные дуги и береговые хребты Камчатки, Северной, Центральной и Южной Америки. Они считались находящимися в начале постгеосинклинальной стадии развития, во многих случаях осложненной современной активизацией [Гордиенко, 2012; Gordienko, 2016]. В их пределах последняя складчатость мощных толщ возрастом от олигоцена до плиоцена (они сосредоточены, как правило, в прогибах на внешней (океанической) стороне островов) произошла на границе плиоцена и плейстоцена. Не исключено, что складчатость в расположенных западнее дугах старше.

В широкой Японской дуге очевидна территориальная близость разновозрастных образований. Однако расположение эпицентров землетрясений на восточной окраине дуги, часто между берегом и глубоководным желобом, позволяет характеризовать именно самую молодую часть структуры. Исключением может оказаться ее юго-западная часть, не сопровождаемая желобом (более того, расположенная западнее современного рифтогена Фосса-Магна, предположительно продолжающегося на север дугу Идзу-Бонин). Но времена пробега волн от здешних землетрясений не отличаются от остальных на тех же угловых расстояниях.

На рис. 8 представлено размещение сейсмостанций, использованных в работе ([http://as1www.cr.usgs.gov/Seismic\\_Data/](http://as1www.cr.usgs.gov/Seismic_Data/)). Изученные регионы существенно различаются как по объему использованного материала (количеству землетрясений), так и по охвату существующих однотипных структур. Это обусловлено наличием информации, размерами и расположением структур. Общая количественная характеристика данных приведена в табл. 2. Использована информация, полученная на 130 сейсмостанциях.

Наиболее полный материал собран по островным дугам и береговым хребтам Тихого и Индийского океанов. Этому способствовали большая протяженность структур и обилие землетрясений. Хуже всего освещены желоба. Небольшая ширина этих изогнутых в плане структур затрудняет подбор сейсмостанций и малоглубинных землетрясений, расположение которых обеспечивает построение скоростной модели именно желоба без влияния соседних



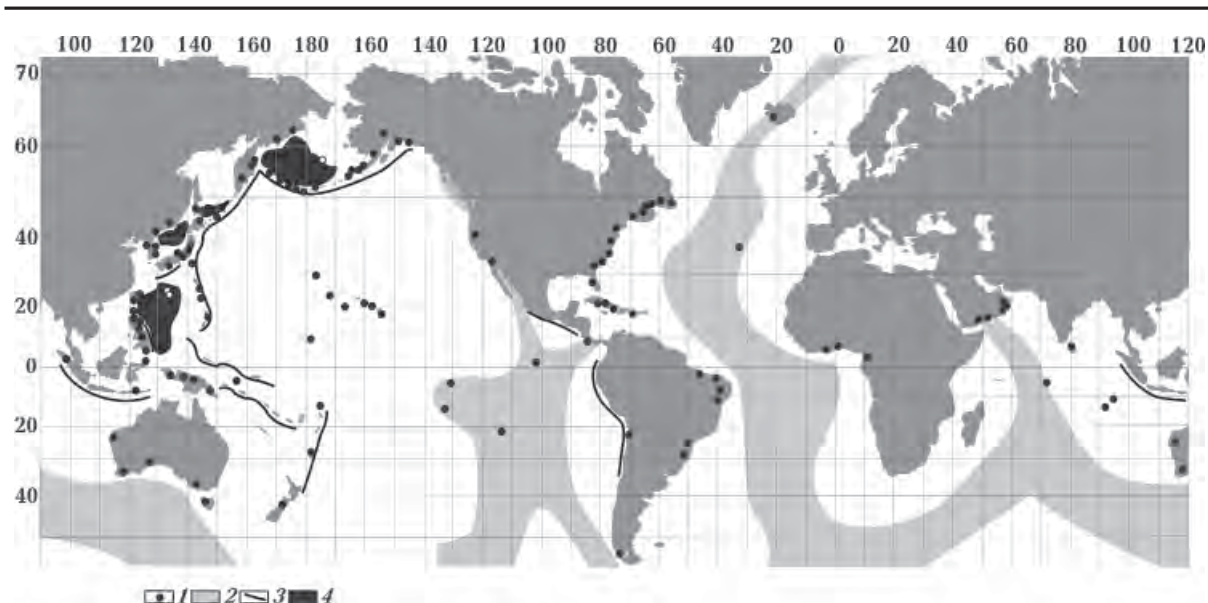


Рис. 8. Сейсмостанции, данные по которым использованы при построении годографов: 1 — сейсмостанции, 2 — СОХ, 3 — желоба, 4 — изученные задуговые впадины.

Т а б л и ц а 2. Количество землетрясений, сведения о которых были использованы при построении годографов ([http://aslwwww.cr.usgs.gov/Seismic\\_Data/](http://aslwwww.cr.usgs.gov/Seismic_Data/))

Регион	N	Регион	N
Срединно-океанические хребты			
Австрало-Антарктический	456	Срединно-Атлантический	563
Восточно-Индийский	457	Восточно-Тихоокеанский	871
Чилийский	137	Галапагос—Кокос	91
Котловины			
Ангольская и Бразильская	15	Северо-Американская	188
Северо-Тихоокеанская	33	Западно-Австралийская	640
Желоба			
Алеутский	160	Японский	12
Курило-Камчатский	19	Идзу-Бонинский	616
Тонга (не использованы)	30		
Островные дуги и береговые хребты			
Алеутская	2337	Яванская	127
Курильская	3168	Тонга (не использованы)	804
Японская	710	Кермадек	454
Идзу-Бонинская	1310	Южные Анды	1060
Соломонова	740	Северные Анды	562
Ново-Гвинейская	1138	Северные Кордильеры	277
Филиппинская	971	Южные Кордильеры	1093
Задуговые впадины			
Японская	170	Филиппинская	220
Берингова	390	Южно-Охотская	120
<b>Всего</b>			<b>19939</b>

океанических котловин или островных дуг. Поэтому обоснованность средней скорост-

ной модели оказалась существенно меньше, чем дуг. Меньше и максимальная глубина, до

которой построено распределение  $V_p$ . Немного лучше обстоит дело с задуговыми впадинами. Тут все же удалось построить модель до подошвы верхней мантии. Сравнительно хорошо представлены СОХ, заметно слабее — океанические котловины. Возможно, привлечение в будущем большего количества данных позволит улучшить достигнутую изученность, но и уже полученные результаты позволяют обнаружить многие важные особенности скоростной структуры мантии океанических регионов.

**Методика расчетов.** Расчетный годограф получен по программе SEIS-83 И. Пшеничка и В. Червени. Построенная картина проникновения лучей рефрагированных волн на разные глубины обнаруживает причины пробелов (не идентичные причинам возникновения «тени» в зоне пониженных скоростей) и «петель». Последние отмечены и при предшествующих исследованиях мантии океана [Тараканов, 2006 и

др.]. Максимально необходимые глубины проникновения лучей достигаются на удалениях примерно  $23^\circ$  и временах пробега около 300 с.

Для сравнения с расчетным годографом использованы сведения о временах пробега волн с сайта ([http://aslwww.cr.usgs.gov/Seismic\\_Data/](http://aslwww.cr.usgs.gov/Seismic_Data/)). Привлекались только данные по землетрясениям, эпицентры которых располагались в изучаемых регионах. Глубины гипоцентров, привлеченных к анализу землетрясений ( $H$ ), достигали 50—55 км, все они были пересчитаны на одну величину  $H$ , примерно соответствующую глубине раздела М. Поправки к временам прихода волн пересматривались по мере подбора скоростного разреза в диапазоне глубин между действительной глубиной очага (гипоцентра) и Мохо.

Для удобства сопоставления расчетных и наблюдаемых годографов построены их редуцированные варианты для скорости распро-

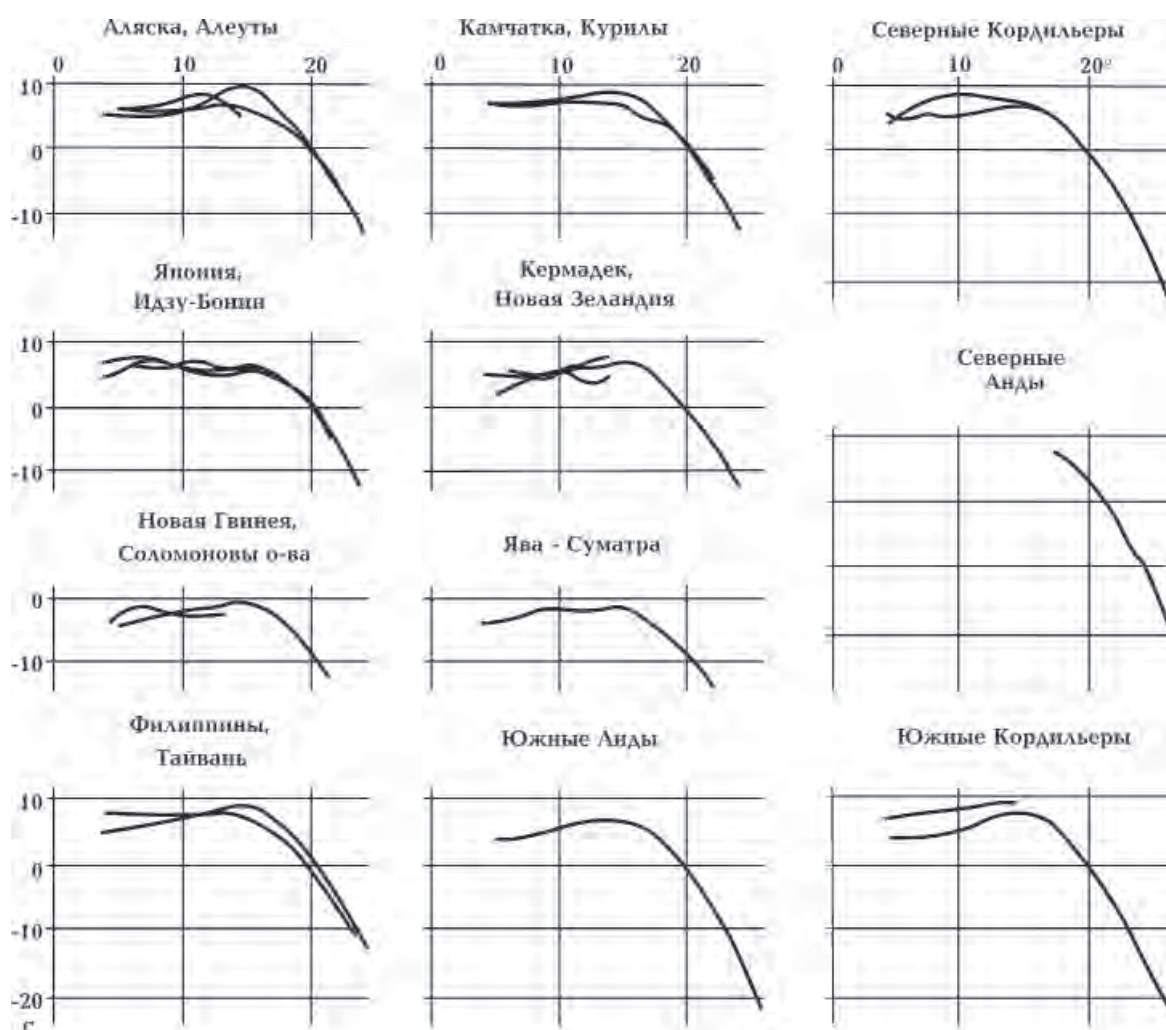


Рис. 9. Редуцированные наблюдаемые годографы, построенные для островных дуг и береговых хребтов.

странения продольных сейсмических волн в породах верхней мантии, равной 8,2 км/с. Осреднение наблюдаемых времен прихода волн проводилось в скользящем окне в 3—4°, результирующая точка на годографе размещалась внутри окна с учетом изменяющейся «концентрации» наблюдаемых, единичное смещение окна составляло 0,4°.

Отклонения точек от осредняющей кривой представляются неплохой характеристикой погрешности наблюдаемого годографа. Среднее значение для всех рассмотренных годографов около 2 с. Типичное значение отклонений не превышает полученных в других работах близкой направленности [Feng et al., 2007 и др.].

Согласно оценкам в работе [Назарова и др., 2010], отклонение около 2 с может быть обусловлено только ошибкой в определении планового положения эпицентра землетрясения при реальной погрешности информации об одномерной скоростной модели региона, используемой для расчета параметров очага. Погрешность определения глубины очага также вносит вклад в величину отклонения, заметно увеличивая его. По данным работы [Тараканов, 2006] ошибка

в определении момента события 1—1,2 с. Погрешность положения эпицентра  $\pm(10—15)$  км, глубины очага  $\pm 10$  км. Погрешность определения координат эпицентра составляет около  $0,1^\circ$  широты и долготы, по [Отчет..., 2008]. Оценки погрешности расчета для большей части годографа дают величину не меньше 1—1,5 с, скорее всего, они значительней, но обоснованно их установить не удастся. Наблюдаемые годографы представлены на рис. 9 и 10.

Для всех изучаемых типов океанических регионов были построены средние годографы. Исключение составили желоба: ограниченность полученного материала привела к построению одного годографа по данным для всех структур. Средние отклонения частных годографов от осредняющего невелики (максимальны они для островных дуг и береговых хребтов, но и в этом случае составляют 1,8 с) — около 1,5 с. На достигнутом уровне изученности можно сделать вывод о том, что для всех полученных массивов информации по отдельным структурам в пределах одного типа регионов следует использовать один годограф. При отмеченной выше погрешности установлен-

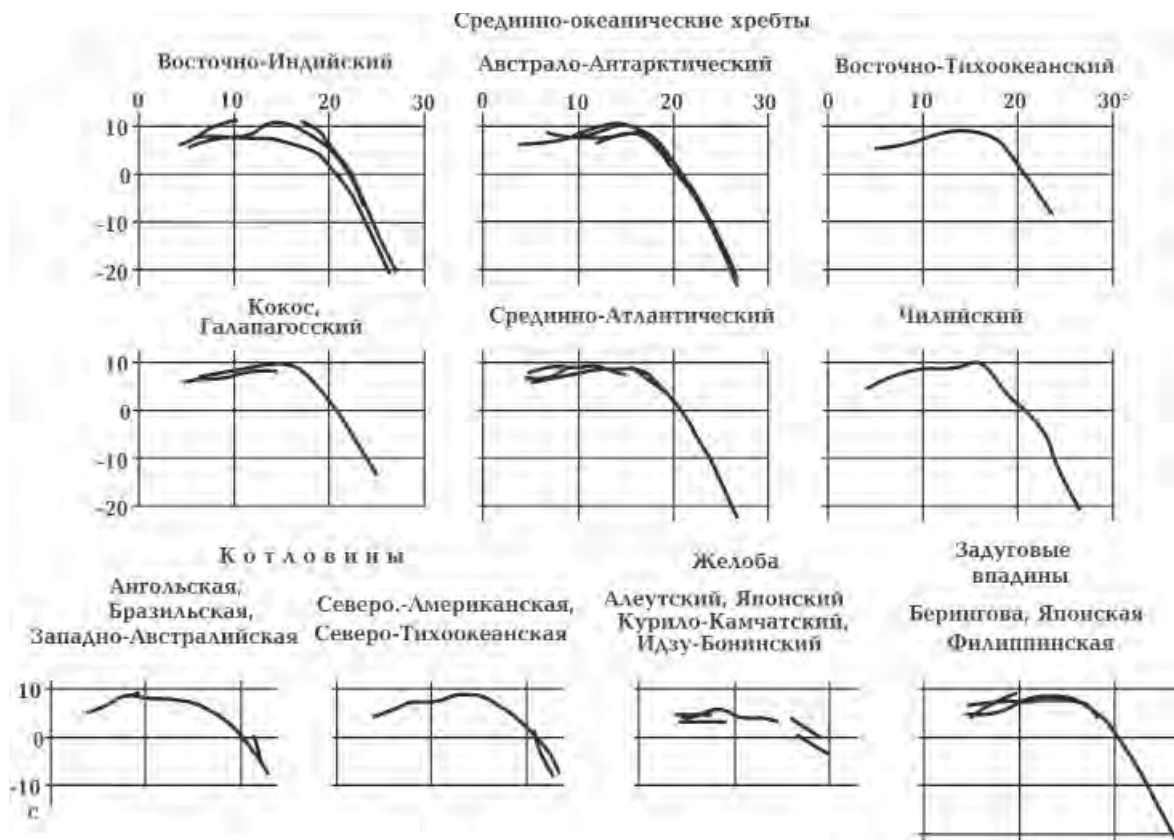


Рис. 10. Редуцированные наблюдаемые годографы, построенные для СОХ, котловин, желобов и задуговых впадин.

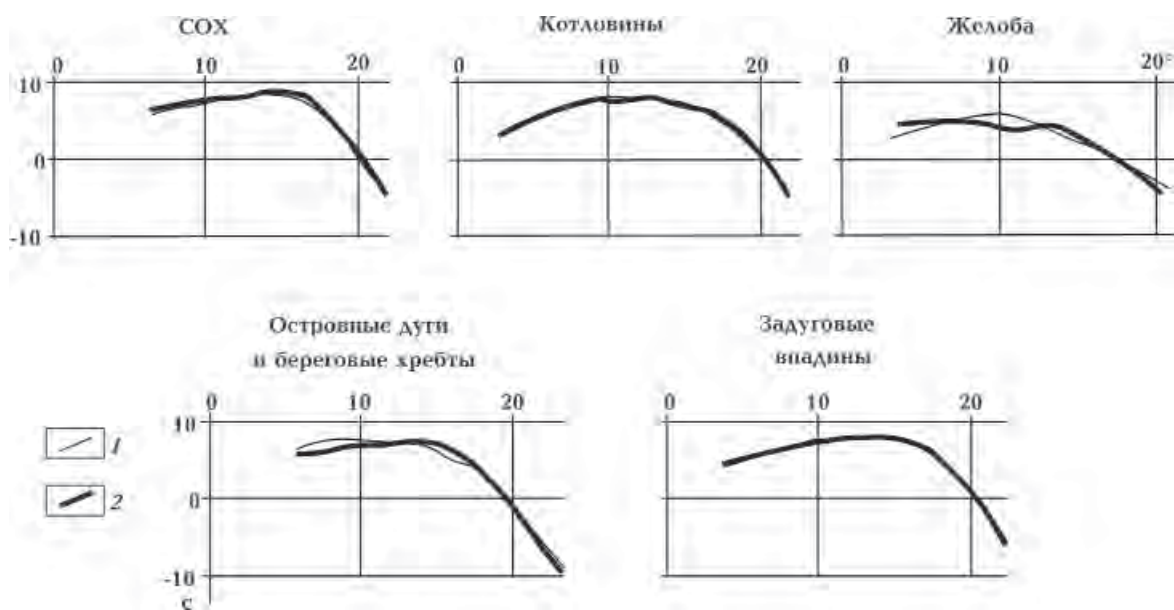


Рис. 11. Согласование наблюдаемых (1) и расчетных (2) годографов.

ные отличия неизбежны. Тестовые расчеты показали, что для реальных распределений  $V_p$  приведенные выше ошибки времен пробега волн, составляющие годограф, соответствует изменению подбираемой скорости (в интервале глубин не менее 50—100 км) около 0,1 км/с. Погрешность расчета скоростной модели по тепловой примерно такая же [Гонтовая, Гордиенко, 2006 и др.]. Соответственно, при сравнении двух разновидностей скоростных разрезов среднее расхождение около 0,15 км/с считалось еще приемлемым, если различия с разными знаками встречались в примерно одинаковом числе точек сравнения.

В соответствии с величиной погрешности можно оценивать и результаты сравнения наблюдаемых и расчетных годографов. Вариации результатов расчета, выраженные в разнице времен при различных скоростных разрезах, существенно изменяются с глубиной вносимых изменений модели. Чтобы не пропустить скоростных аномалий, будем считать заметными различиями расчетных и наблюдаемых годографов все, превосходящие по размеру 2 с. Хотя не все фиксируемые при этом скоростные аномалии (соответствующие отличиям от подобранного расчетного годографа) могут быть признаны достоверными.

Большинство наблюдаемых годографов удовлетворительно согласуются с расчетным (пример см. на рис. 11), т. е. можно утверждать, что типичный скоростной разрез верхней мантии изучаемых объектов соответствует использованному при расчете.

Некоторые заметные аномалии обнаруживаются в мантии под Камчаткой. В частях наблюдаемых годографов появляются отличия от расчетного, для их устранения под Камчаткой необходимо ввести понижение скорости примерно на 0,15 км/с на глубинах около 100—200 км. Примерно такой же объект можно предположить под Новой Гвинеей и Восточно-Индийским хребтом.

Гистограмма распределения отличий наблюдаемых годографов от расчетного ( $t_{\text{набл}} - t_{\text{расч}}$ ) построена для всех регионов (рис. 12). Очевидно, что типичное отличие годографов полностью объясняется погрешностью исходного материала, небольшие аномалии размером в 0,10—0,15 км/с, которым соответствуют различия времен пробега волн 2—3 с, мало распространены.

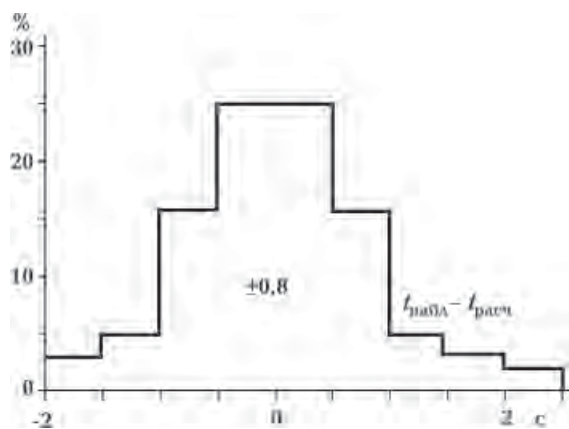


Рис. 12. Гистограмма распределения отличий средних наблюдаемых годографов от расчетных.

**Обсуждение результатов.** Подобранные скоростные разрезы отличаются от исходного, но не принципиально. В пределах большей части верхней мантии различия составляют первые десятые доли км/с, но все же вполне заметны (рис. 1 и 13).

Упоминание о глубинных процессах, приведших к определенным тепловым моделям мантии и выявленному распределению  $V_p$ , будет сделано ниже. Здесь остановимся на собственно скоростных моделях.

Распределения  $V_p$ , построенные для верхней мантии под океанами, вызывают вопрос о реальности используемых в настоящее время референтных моделей. Одна из наиболее применяемых — модель АК135 [Kennett et al.,

1995], в верхней мантии мало отличающаяся от IASP91. Они получены обобщением обще-земной информации о временах пробега волн землетрясений с разными частотами колебаний и «... используются как отсчетные модели нулевого приближения в томографических моделях, при которых мантия разбивается на достаточно мелкие блоки (~1°, размеры 100 км), в которых определяются невязки скоростей распространения волн по отношению к их значениям в отсчетной модели» [Якупов, 2011]. Максимальные значения  $V_p$  достигаются в современно-активных структурах — альпийских геосинклиналях, рифтах и СОХ [Гордиенко, 2010 и др.]. В модели АК135 в этом интервале глубин скорости заметно выше. Их

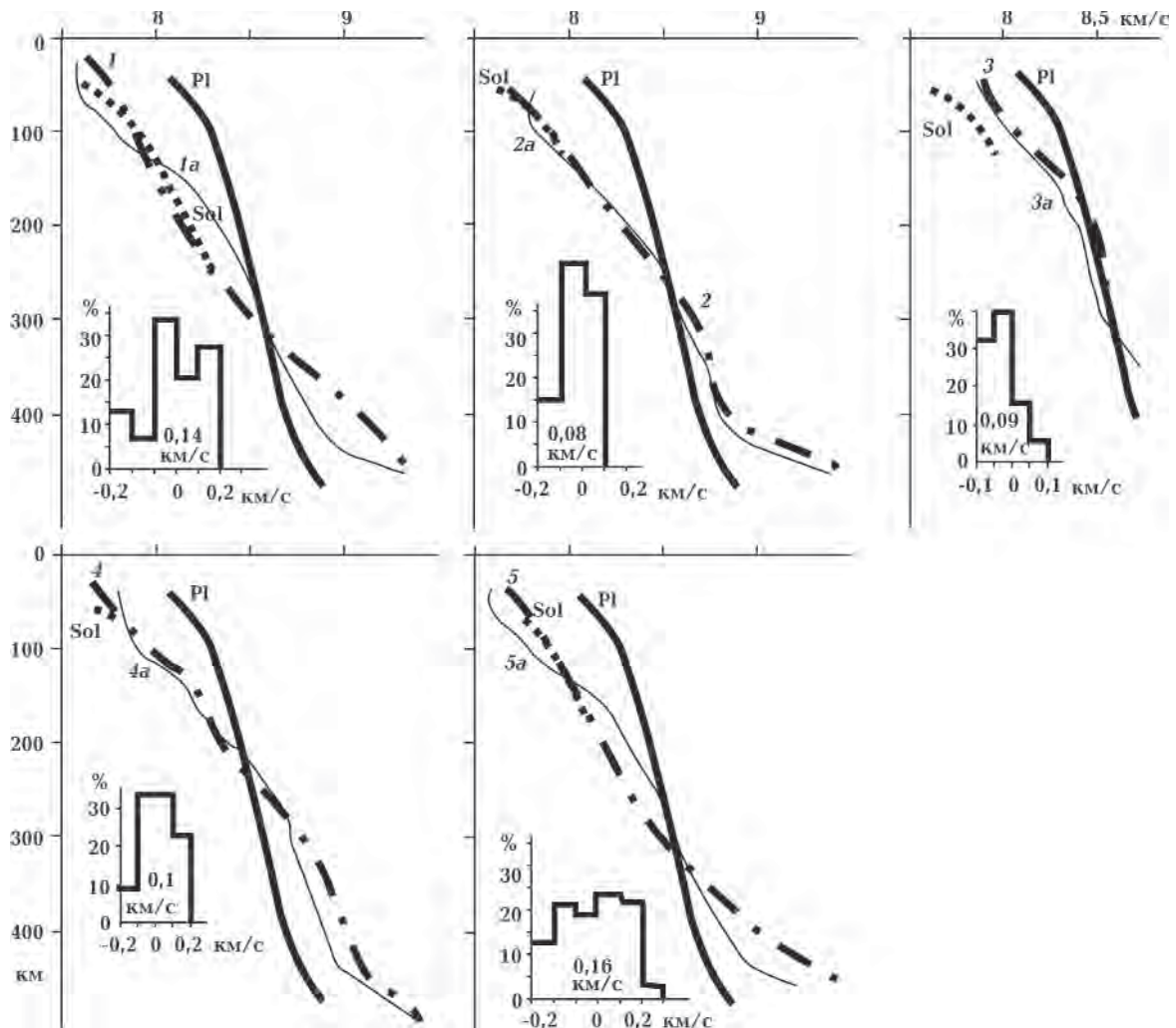


Рис. 13. Подобранные скоростные модели верхней мантии океанических регионов: PI — скоростной разрез мантии неактивизированной докембрийской платформы, Sol — сухой солидус мантийных перидотитов по [Гордиенко, 2012 и др.]; 1 — СОХ, 2 — котловины, 3 — желоба, 4 — островные дуги или береговые хребты, 5 — задуговые впадины. Номера с индексом «а» относятся к скоростным разрезам, построенным по тепловым моделям мантии регионов, соответствующие представлениям АПГ о глубинных процессах под океанами и активными переходными зонами. Гистограммы на врезках — распределение различий скоростных разрезов, построенных двумя методами.

невозможно согласовать с составом, минералогией и  $PT$ -условиями. Применение указанных референтных моделей порождает ложные аномалии. Не исключено, что возникшая проблема вызвана использованием при построениях общеземных и региональных моделей волн с различными частотами колебаний. Как показано в работе [Karato, 1993], скорость связана не только с температурой, но и с частотой:  $V(\omega, T) = V_0(T) \{1 + (Q^{-1}/\pi) \ln \omega \tau(T)\}$ , точнее со временем релаксации  $\tau$ , которое зависит от частоты.

Установленные нами распределения скоростей содержат симметричные положительные и отрицательные аномалии по сравнению со скоростями под неактивизированными частями докембрийских платформ (рис. 13). Они указывают на адвекционный характер тепло-массопереноса, сформировавшего аномалии. Исключение — модель под желобами. Она вполне может быть объяснена наложением на платформенную бокового влияния перегретых объемов подкоровой мантии под островной дугой и океанической котловиной. Симметричная положительная аномалия может располагаться на больших глубинах, чем изученные под желобами. Это указывает на адвективное относительно недавнее перемещение с большой вертикальной амплитудой вещества верхней мантии под одним или обоими соседними регионами. Геологические данные полностью подтверждают такое предположение. Под альпийскими геосинклиналями островных дуг и котловиной, по крайней мере северо-западной котловиной Тихого океана, происходили практически аналогичные акты тепло-массопереноса, под дугой — на 100 млн лет позже [Гонтовая, Гордиенко, 2006; Тектоносфера..., 1992; Гордиенко, 2012 и др.]. В обоих случаях они были дополнены, вероятно, одноактным тепло-массопереносом в последние миллионы лет. Для восточной окраины Тихого океана исследование верхней мантии желобов провести не удалось. В будущем это необходимо сделать, так как геологические данные указывают на возможное отличие происходящих там процессов от характерных для восточной окраины (в частности, некоторые желоба заполнены молодыми осадками), во всяком случае, в пределах выделенной В. В. Белоусовым переходной зоны колумбийского типа [Белоусов, 1982]. Построенный скоростной разрез желоба может указывать на сравнительно небольшую массу вынесенного под кору перегретого вещества под соседними регионами — на уровне одного кванта тектонического действия. Согласно

АПГ, квант тектонического действия — минимальный объем перемещающегося вещества с характерным диаметром 50—70 км [Гордиенко, 2012 и др.].

Полученные модели сопоставлены с распределениями  $V_p$  при температуре солидуса на соответствующих глубинах. Они несколько различаются для островных дуг и береговых хребтов и остальных регионов. В первом случае предполагался обычный состав континентальной мантии, в других — плавлению подвергались, скорее всего, включения эклогитов, что изменяло температуру солидуса и значения  $V_p$ . Сравнение модели мантии желобов и распределения  $V_p$  на солидусе свидетельствует об отсутствии здесь астеносферы. Во всех остальных случаях она есть и ее кровля располагается на сравнительно небольших глубинах, что указывает на молодость процессов в мантии. Такие глубины слоя частичного плавления могут появиться только под влиянием альпийских или постальпийских актов тепло-массопереноса.

Интересно сравнить модели задуговой впадины и СОХ. Они почти совпадают, различия лишь в небольших интервалах глубин достигают 0,1 км/с. С точки зрения АПГ так и должно быть: происходят одновозрастные идентичные процессы тепло-массопереноса в мантии под территориями с разными типами земной коры. В первом случае идет (практически завершилась) океанизация первично-базитовой коры континентальной мощности и формируется значительное (на последнем этапе некомпенсированное) опускание. Во втором активизируется регион с предварительно уже океанизированной корой. Эффект сводится к сильному прогреву подкоровой мантии и низов преобразованной коры. Он резко преобладает (за счет разной величины коэффициента теплового расширения, сокращающегося с глубиной) над эффектом охлаждения и сжатия низов верхней мантии. Формируется значительное поднятие. В геологически ближайшем будущем начнется уплотнение оливина мантийных пород у подошвы верхней мантии и хребет нивелируется, глубина океана приблизится к имеющейся в котловинах. Разница в скоростных разрезах задуговой впадины и котловины вполне может соответствовать сокращению тепловых аномалий, произошедшему за период около 50—100 млн лет после океанизации коры котловины. Конечно, в такой оценке учтена повышенная по сравнению с континентальной теплогенерация в породах мантии океана.

Расчет тепловых эффектов активных про-

цессов в океанической мантии по представлениям АПГ [Гордиенко, 2012 и др.], дополненным данными о глубинном процессе в задуговых впадинах (рис. 14), позволил построить скоростные модели, учитывающие аномалии температур, небольшие возмущения, связанные с изменением состава пород (см. выше) и частичным плавлением на уровне 1—2%. Они

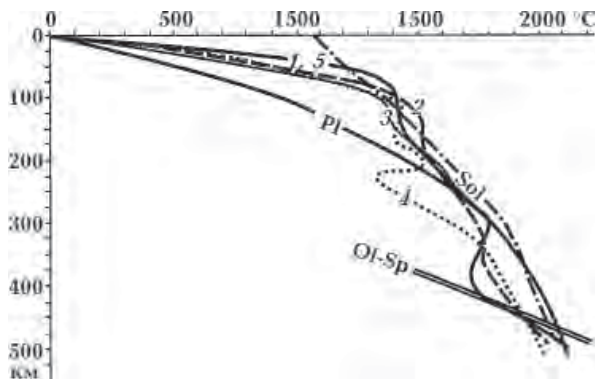


Рис. 14. Тепловые модели океанических регионов: Sol — температура начала плавления пород мантии. Ol-Sp — начала перехода оливин — шпинель. 1, 5 — СОХ и задуговая впадина, 2 — котловина, 3 — желоб, 4 — островная дуга.

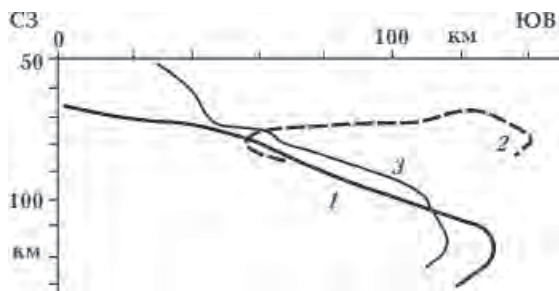


Рис. 15. Глубина кровли астеносферы по сейсмологическим данным под Восточной Камчаткой [Гонтовая и др., 2006, Гордиенко, 2010 и др.]: 1 — юг, 2 — центр, 3 — север.

сопоставлены (см. рис. 13) с установленными по сейсмическим данным. Среднее расхождение составляет 0,12 км/с, что может быть объяснено погрешностями расчетов.

Наибольшее количество геолого-геофизических данных, позволяющих контролировать скоростные разрезы, имеется в районах островных дуг. Рассмотрим некоторые из них.

Адвекционный характер теплопереноса при формировании слоя частичного плавления в верхних горизонтах мантии дуги подтверждается петрологическими данными: «породы... позднекайнозойского... возраста, распространенные в ... зрелых островных дугах... такой фации глубинности не могли содер-

жать таких количеств некогерентных элементов ... даже при развитии процессов зонного плавления или избирательного флюидного выщелачивания. Поэтому представляется более обоснованным предположить привнос в зоны селективного плавления верхней мантии... пластического вещества с гораздо более значительных глубин» [Геохимия..., 1980, с. 300—301].

Наиболее важным элементом скоростного разреза мантии островных дуг, который может быть проконтролирован независимыми данными, представляется неглубокая астеносфера. Следует, однако, учитывать, что в каждом из изучаемых регионов глубина кровли астеносферы существенно изменяется в зависимости от близости к краю активного объекта, расположения зон современной активизации и т. п. Например, под Восточной Камчаткой при использовании не осредненной модели, а скоростных разрезов вдоль профилей в разных ее частях (нуль пикетов на профилях совпадает с Срединным хребтом Камчатки) обнаруживаются весьма существенные вариации глубины скоростной границы, характерной для солидуса (рис. 15). Очевидно, что очаги молодого магматизма, приуроченные к кровле астеносферы, могут располагаться на глубинах от 50 до 110 км.

Немногочисленные данные глубинной геоэлектрики указывают на расположение кровли проводящего слоя под Сахалином на глубине 50—80 км (в другом варианте интерпретации слой располагается в интервале глубин 80—120 км), под южными Курилами 70—80 км, под северными Курилами 50—70 км, под Камчаткой 70—110 км [Тектоносфера..., 1992; Мороз, 2009].

По петрологическим данным под Камчаткой молодые магматические очаги распространены на глубинах 30—40 км, 60—80 км и глубже (до 120—160 км). Магмы Курильских островов формируются в очагах глубиной от 25 до 40—60 км [Тектоносфера..., 1992]. По данным работы [Фролова и др., 1989] очаги плавления, из которых на поверхность поступили молодые лавы Камчатки, располагаются в интервале глубин от  $70 \pm 10$  до  $140 \pm 20$  км.

Используя одну из методик определения глубины и температуры магматических очагов из работ [Гордиенко, Гордиенко, 2013а,б и др.] по концентрации окислов алюминия и магния в породах мантийного происхождения, установим этот параметр для островных дуг и сходных с ними образований на окраинах континентов. В качестве источников информации

Т а б л и ц а 3. Глубины очагов молодого и современного магматизма в мантии островных дуг

Регион	Глубины очагов, км	Регион	Глубины очагов, км
Аляска	55—100	Бонинская и Марианская дуги	55—85
Алеуты	55—105	Австралийские о-ва	50—90
Командоры	55—100	Фиджи	50—95
Корякия	55—90	Тонга—Кермадек	50
Камчатка	55—90	Новая Британия	55—85
Курилы	55—95	Соломоновы о-ва	55—85
Сахалин	50—100	Новая Зеландия	65—100
Хонсю, Рюкю	50—90	Антильская дуга	50—90
Филиппины	50	Дуга Скотия	85

о составах применялись в основном данные из работы [Петрологические..., 1996] и сайта <http://www.geokem.com/index.html>. Полученные значения глубины приведены в табл. 3. Отметим, что полученные температуры полностью согласуются с тепловой моделью геосинклинали на стадии активизации, по которой был построен скоростной разрез.

Данные расчетов показывают, что очаги определенно концентрируются в диапазоне глубин, обнаруженном при построении скоростного разреза островных дуг. Этот результат полностью соответствует представлениям АПГ: инициальный магматизм геосинклиналей имеет гораздо более глубокие источники (200—220 км и около 150 км) и только на среднем и завершающем этапах развития геосинклинали очаги приближаются к подкоровым глубинам 100 и 50 км [Гордиенко, 2012]. Современная постгеосинклиальная активизация использует астеносферу, сформированную именно в конце цикла.

В самой нижней части разреза высокий вертикальный градиент  $V_p$  под океаническими регионами может отражать начало полиморфного преобразования мантийного оливина. Если интерпретировать эту аномалию как следствие резкого понижения температуры после последнего акта адвекционного теплопереноса, соответствующее возмущение температуры окажется на уровне 800 °С. Такая аномалия нереальна, так как намного превышает отличие нормальной платформенной температуры от  $PT$ -условий начала трансформации  $\alpha$ -оливина в  $\beta$ -оливин. Впрочем, на таких глубинах скоростная модель довольно неопределенная: ее заметные изменения мало сказываются на расчетном годографе.

**Выводы.** Построение скоростных моде-

лей верхней мантии океанов проведено после целого ряда подобных исследований, выполнявшихся в течение многих десятилетий. Полученные данные позволили предпочесть вариант разреза без резкого скачка скорости на глубине несколько больше 400 км, довольно распространенный и среди опубликованных моделей [Тектоносфера..., 1992; Тараканов, 2006; Отчет..., 2008 и др.]. Выявлена значительная по мощности астеносфера — слой частично расплавленных пород мантии с небольшим (примерно до 2 %) содержанием жидкой фазы. В нижней половине верхней мантии явно находится мощный интервал глубин с аномально холодными породами, степень их охлаждения на 400—450 км достаточна для начала полиморфного преобразования оливина.

Построенные скоростные разрезы мало изменяются от региона к региону в пределах одного типа эндогенного режима. Это позволяет утверждать, что полученные модели представляют собой стандартное (типичное) распределения  $V_p$  в мантии регионов, как это и предполагалось по АПГ. Расчетные разрезы полностью согласуются с прогнозными.

Скоростные и тепловые модели верхней мантии океанов и модели глубинных процессов позволяют сделать существенные выводы.

1. Обнаруживается большая близость океанизации и рифтогенеза.

2. Выявленный глубинный процесс, происходящий под базитовой континентальной корой, ведет к океанизации, а под океанической корой — к образованию СОХ.

3. Модели океанических котловин согласуются с представлением о том, что мантия под ними — результат сглаживания тепловых аномалий, имевшихся в мантии под СОХ или задуговой впадиной.



Список литературы

- Белюсов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. Москва: Недра, 1982. 152 с.
- Болдырев С. А. Мантийные неоднородности активных окраин Мирового океана. В кн.: *Строение и динамика зон перехода от континента к океану*. Москва: Наука, 1986. С. 43—50.
- Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Кулик С. Н., Логвинов И. М. Геофизическая модель тектоносферы Украины. Киев: Наук. думка, 1985. 212 с.
- Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. Ред. В. С. Соболев. Москва: Наука, 1980. 332 с.
- Гонтовая Л. И., Гордиенко В. В. Глубинные процессы и геофизические модели мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2006. № 2. С. 107—121.
- Гордиенко В. В. О природе аномалий скорости распространения продольных сейсмических волн в верхней мантии. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 3. С. 43—63.
- Гордиенко В. В. Процессы в тектоносфере Земли. (Адвекционно-полиморфная гипотеза). Saarbrücken: LAP, 2012. 256 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я. О РТ-условиях в мантийных магматических очагах под Атлантическим океаном. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2013а. № 4. С. 63—78.
- Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я. О РТ-условиях в мантийных магматических очагах под Тихим океаном. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2013б. № 2. С. 47—63.
- Мороз Ю. Ф. Глубинная электропроводность вулканических зон Камчатки. В кн.: *Электромагнитные исследования Земли*. Москва: Изд. ИФЗ РАН, 2009. С. 157.
- Назарова З. А., Дроздина С. Я., Сеньюков С. А., Дроздин Д. В. Определение положения очагов землетрясений Камчатского региона. В кн.: *Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России*. Петропавловск-Камчатский: Изд-во ДВО РАН, 2010. С. 363—366.
- Низкоус И. В., Кислинг Э., Санина И. А., Гонтовая Л. И. Скоростные свойства литосферы переходной зоны океан-континент в районе Камчатки по данным сейсмической томографии. *Физика Земли*. 2006. № 4. С. 18—29.
- Отчет «Разработка научных основ комплексной системы мониторинга сейсмоактивности в Курило-Камчатском районе». Рук. Л. И. Лобковский. Москва: Изд. ИО РАН, 2008. 95 с.
- Павленкова Н. И., Погребицкий Ю. Е., Романюк Т. В. Сейсмо-плотностная модель коры и верхней мантии Южной Атлантики по Анголо-Бразильскому геотраверсу. *Физика Земли*. 1993. № 10. С. 27—38.
- Петрологические провинции Тихого океана. Ред. И. Н. Говоров. Москва: Наука, 1996. 439 с.
- Рингвуг А. Состав и петрология мантии Земли. Москва: Недра, 1981. 583 с.
- Тараканов Р. З. Скоростные модели и годографы Р-волн для Дальневосточного региона. *Вестник ДВО РАН*. 2006. № 1. С. 81—95.
- Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Отв. ред. К. Ф. Сергеев. Владивосток: Изд-во ДВО РАН, 1992. 238 с.
- Угинцев Г. Б. Рельеф и строение дна океанов. Москва: Наука, 1987. 340 с.
- Фролова Т. И., Перчук Л. А., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. Москва: Недра, 1989. 260 с.
- Эрлих Э. Н. Очерки геологии островных дуг. 2011. [google.com/site/geotermiakuril](http://google.com/site/geotermiakuril).
- Якупов О. Одномерная референтная модель Земли. 2011. <http://www.olegyakupov.com/blog/?p=284>.
- Aoki H., Tada T., Sasaki Y., Ooida T., Muramatsu Y., Shimamura H., Furuya I., 1972. Crustal structure in the profile across central Japan as derived from explosion seismic observation. *J. Phys. Earth* 20, 197—223.
- Boyd F., 1989. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96(1/2), 16—26.
- Brown J., Shankland T., 1981. Thermodynamic properties in the earth as determined from seismic profiles. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* (66), 579—596.
- Chu R., Schmandt B., Helmberger V., 2012. Juan de Fuca subduction zone from a mixture of tomography and wave form modeling. *J. Geophys. Res.* 117, B03304.
- Feng M., Lee S., Assumpcao M., 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *J. Geophys. Res.* 112, B04312. doi:10.1029/2006JB004449.
- Flanagan M., Shearer P., 1999. A map of topography on the 410-km discontinuity from PP precursors. *Geophys. Res. Lett.* 26(5), 549—552.

- Fukao Y., 1977. Upper mantle P-structure on the ocean side of the Japan-Kurile arc. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 50, 621—642.
- Gordienko V., 2016. Deep-seated processes in the tectonosphere of geosynclines. *NCGT Journal* 1, 6—31.
- Gordienko V., 2015. Essential points of the advection-polymorphism hypothesis. *NCGT Journal* 3(2), 115—136.
- Gudmundsson O., Sambridge M., 1998. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model. *J. Geophys. Res.* 102, B4, 7121—7126.
- Harley S., 1989. The origin of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Mag.* 126(3), 215—247.
- Helffrich G., 2000. Topography of the transition zone seismic discontinuities. *Rev. Geophys.* 38(1), 141—158.
- Irifune T., 1987. An experimental investigation of the pyroxene-garnet transformation in a pyrolite composition and its bearing on the construction of the mantle. *Phys. Earth Planet. Int.* 45, 324—336.
- Iwasaki T., Levin V., Nikulin A., Idaka T., 2013. Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka. *Tectonophysics* 609, 184—201.
- Jiang G., Zhao D., Zhang G., 2009. Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka. *Tectonophysics* 465, 190—203.
- Karato S.-I., 1993. Importance of anelasticity in the interpretation of seismic tomography. *Geophys. Res. Lett.* 20, 1623—1626.
- Kennett B., Engdahl E., Buland R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. *Geophys. J. Int.* 122, 108—124.
- Pavlenkova G. A., Pavlenkova N. I., 2006. Upper mantle structure of Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics* 416, 33—52.
- Romanowicz B., 2003. Global mantle tomography: progress status in the past 10 years. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 31, 303—328.
- Usami T., Mikumo T., Shima E., Tamaki I., Asano S., Asada T., Matsuzawa T., 1958. Crustal structure in northern Kwanto district by explosion-seismic observations. Part II. Models of crustal structure. *Bull. Earthq. Res. Inst.* 36, 349—357.
- Yamasaki A., Hirahara K., 1996. The upper mantle P-wave velocity structure beneath the northern Japan Arc. *J. Phys. Earth* 44(6), 713—728.
- Yoshii T., Sasaki T., Tada T., Okada H., Asano S., Muramatsu I., Hashizume M., Moriya T., 1974. The third Kurayoshi explosion and crustal structure in the western part of Japan. *J. Phys. Earth* 22, 109—121.
- Walck M., 1985. The upper mantle beneath the north-east Pacific rim: a comparison with the Gulf of California. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 81, 243—276.
- Zhao Z., Kubota R., Suzuki F., Iizuka S., 1997. Crustal structure in the Southern Kanto-Tokai region derived from tomographic method for seismic explosion survey. *J. Phys. Earth* 45, 433—453.
- Zhao M., Langston C., Nyblade A., Owens T., 1999. Upper mantle velocity structure beneath southern Africa from modelling regional seismic data. *J. Geophys. Res.* 104, B3, 4783—4794.

## Velocity sections of the upper mantle under the oceans

© V. V. Gordienko, L. Ya. Gordienko, 2016

We constructed the models of the distribution of longitudinal seismic waves velocities for the upper mantle oceanic regions: mid-ocean ridges (MOR), basins, trenches, island arcs and coastal ridges, back-arc troughs (BAT). They are in line with the schemes of advection-polymorphic deep-seated processes in tectonosphere. Under the island arcs and coastal ridges models meet the alpine geosyncline supplemented with recent activation. Under the MOR and BAT the models coincide. They correspond to the scheme of recent heat and mass transfer for rifting which on the mafic crust with continental thickness leads to oceanization. The basin model shows the result of smoothing of thermal anomalies under the MOR or BAT in about 60 million years. The trench model corresponds to the result of lateral warming-up of upper layers of the mantle of the inactive blocks from the island arc and basin.

**Key words:** The oceans, the upper mantle, velocity models, deep-seated processes.

References

- Belousov V. V.*, 1982. Transition Zones between the Continents and Oceans. Moscow: Nedra, 152 p. (in Russian).
- Boldyrev S. A.*, 1986. Mantle heterogeneity of active margins of the oceans. In: Structure and dynamics of the transition zones from a continent to an ocean. Moscow: Nauka, P. 43—50 (in Russian).
- Buryanov V. B., Gordienko V. V., Zavgorodnyaya O. V., Kulik S. N., Logvinov I. M.*, 1985. Geophysical model of Ukrainian tectonosphere. Kiev: Naukova Dumka, 212 p. (in Russian).
- Geochemistry of deep volcanic rocks and xenoliths, 1980. Ed. V. S. Sobolev. Moscow: Nauka, 332 p. (in Russian).
- Gontovaya L. I., Gordienko V. V.*, 2006. Deep processes and geophysical models of the mantle of Eastern Kamchatka and Kronotskii Bay. *Geologiya i poleznye iskopayemye Mirovogo okeana* (2), 107—121 (in Russian).
- Gordienko V. V.*, 2010. On the nature of anomalies velocity of longitudinal seismic waves in the upper mantle. *Geofizicheskiy zhurnal* 32(3), 43—63 (in Russian).
- Gordienko V. V.*, 2012. Processes in the Earth tectonosphere (advection-polymorphic hypothesis). Saarbrücken: LAP, 256 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko L. Ya.*, 2013a. On the PT-conditions in the mantle magma chambers beneath the Atlantic Ocean. *Geologiya i poleznye iskopayemye Mirovogo okeana* (4), 63—78 (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko L. Ya.*, 2013b. On the PT-conditions in the mantle magma chambers beneath the Pacific Ocean. *Geologiya i poleznye iskopayemye Mirovogo okeana* (2), 47—63 (in Russian).
- Moroz Yu. F.*, 2009. Deep conductivity of volcanic zones of Kamchatka. In: *Electromagnetic study of the Earth*. Moscow: Publ. House of the IPE RAS, P. 157 (in Russian).
- Nazarova Z. A., Droznina S. Ya., Senyukov S. L., Droznin D. V.*, 2010. Determination of the earthquakes centers' position in Kamchatka region. In: *Problems of complex geophysical monitoring the Russian Far East*. Petropavlovsk-Kamchatski: Publ. House of the FEB RAS, P. 363—366 (in Russian).
- Nizkous I. V., Kissling E., Sanina I. A., Gontovaya L. I.*, 2006. Velocity properties of the transition zone's lithosphere in the Kamchatka ocean-continent region according to seismic tomography. *Fizika Zemli* (4), 18—29 (in Russian).
- Report «Development of scientific bases for complex seismic monitoring system in the Kuril-Kamchatka region», 2008. Head L. I. Lobkovskiy Moscow: Publ. House of the IO RAS, 95 p. (in Russian).
- Pavlenkova N. I., Pogrebitskiy Yu. E., Romanyuk T. V.*, 1993. Seismic-density model of South Atlantic crust and upper mantle along Angol-Brasil geotravers. *Fizika Zemli* (10), 27—38 (in Russian).
- Petrological province Pacific*, 1996. Ed. I. N. Govorov. Moscow: Nauka, 439 p. (in Russian).
- Ringwood A.*, 1981. Composition and petrology of the Earth's mantle. Moscow: Nedra, 583 p. (in Russian).
- Tarakanov R. Z.*, 2006. Velocity models and P-wave travel time curves for the Far East region. *Vestnik DVO RAN* (1), 81—95 (in Russian).
- Tectonosphere of the Asia Pacific margin*, 1992. Ed. K. F. Sergeev. Vladivostok: Publ. House of the FEB RAS, 238 p. (in Russian).
- Udintsev G. B.*, 1987. Relief and structure of the ocean floor. Moscow: Nauka, 340 p. (in Russian).
- Frolova T. I., Perchuk L. L., Burikova I. A.*, 1989. Magmatism and crustal transformation of active margins. Moscow: Nedra, 260 p. (in Russian).
- Erlikh E. N.*, 2011. Essays of Geology island arcs. google.com/site/geotermiakuril (in Russian).
- Yakupov O.*, 2011. One dimensional reference model of the Earth. <http://www.olegyakupov.com/blog/?p=284>.
- Aoki H., Tada T., Sasaki Y., Ooida T., Muramatsu Y., Shimamura H., Furuya I.*, 1972. Crustal structure in the profile across central Japan as derived from explosion seismic observation. *J. Phys. Earth* 20, 197—223.
- Boyd F.*, 1989. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96(1/2), 16—26.
- Brown J., Shankland T.*, 1981. Thermodynamic properties in the earth as determined from seismic profiles. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* (66), 579—596.
- Chu R., Schmandt B., Helmberger V.*, 2012. Juan de Fuca subduction zone from a mixture of tomography and wave form modeling. *J. Geophys. Res.* 117, B03304.
- Feng M., Lee S., Assumpcao M.*, 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *J. Geophys. Res.* 112, B04312. doi:10.1029/2006JB004449.
- Flanagan M., Shearer P.*, 1999. A map of topography on the 410-km discontinuity from PP precursors. *Geophys. Res. Lett.* 26(5), 549—552.

- Fukao Y., 1977. Upper mantle P-structure on the ocean side of the Japan-Kurile arc. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 50, 621—642.
- Gordienko V., 2016. Deep-seated processes in the tectonosphere of geosynclines. *NCGT Journal* 1, 6—31.
- Gordienko V., 2015. *Essential points of the advection-poly-morphism hypothesis*. *NCGT Journal* 3(2), 115—136.
- Gudmundsson O., Sambridge M., 1998. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model. *J. Geophys. Res.* 102, B4, 7121—7126.
- Harley S., 1989. The origin of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Mag.* 126(3), 215—247.
- Helfrich G., 2000. Topography of the transition zone seismic discontinuities. *Rev. Geophys.* 38(1), 141—158.
- Irifune T., 1987. An experimental investigation of the pyroxene-garnet transformation in a pyrolite composition and its bearing on the construction of the mantle. *Phys. Earth Planet. Int.* 45, 324—336.
- Iwasaki T., Levin V., Nikulin A., Idaka T., 2013. Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka. *Tectonophysics* 609, 184—201.
- Jiang G., Zhao D., Zhang G., 2009. Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka. *Tectonophysics* 465, 190—203.
- Karato S.-I., 1993. Importance of anelasticity in the interpretation of seismic tomography. *Geophys. Res. Lett.* 20, 1623—1626.
- Kennett B., Engdahl E., Buland R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. *Geophys. J. Int.* 122, 108—124.
- Pavlenkova G. A., Pavlenkova N. I., 2006. Upper mantle structure of Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics* 416, 33—52.
- Romanowicz B., 2003. Global mantle tomography: progress status in the past 10 years. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 31, 303—328.
- Usami T., Mikumo T., Shima E., Tamaki I., Asano S., Asada T., Matsuzawa T., 1958. Crustal structure in northern Kwanto district by explosion-seismic observations. Part II. Models of crustal structure. *Bull. Earthq. Res. Inst.* 36, 349—357.
- Yamasaki A., Hirahara K., 1996. The upper mantle P-wave velocity structure beneath the northern Japan Arc. *J. Phys. Earth* 44(6), 713—728.
- Yoshii T., Sasaki T., Tada T., Okada H., Asano S., Muramatsu I., Hashizume M., Moriya T., 1974. The third Kurayoshi explosion and crustal structure in the western part of Japan. *J. Phys. Earth* 22, 109—121.
- Walck M., 1985. The upper mantle beneath the northeast Pacific rim: a comparison with the Gulf of California. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 81, 243—276.
- Zhao Z., Kubota R., Suzuki F., Iizuka S., 1997. Crustal structure in the Southern Kanto-Tokai region derived from tomographic method for seismic explosion survey. *J. Phys. Earth* 45, 433—453.
- Zhao M., Langston C., Nyblade A., Owens T., 1999. Upper mantle velocity structure beneath southern Africa from modelling regional seismic data. *J. Geophys. Res.* 104, B3, 4783—4794.

## Моделирование земной коры Украины по результатам магнитотеллурических исследований с использованием новых методик инверсий

© С. Ковачикова<sup>1</sup>, И. М. Логвинов<sup>2</sup>, Й. Пек<sup>1</sup>, В. Н. Тарасов<sup>2</sup>, 2016

<sup>1</sup>Институт геофизики Чешской АН, Прага, Чешская республика

<sup>2</sup>Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 15 августа 2016 г.

*Представлено членом редколлегии В. В. Гордиенко*

Застосування методів 1D анізотропної інверсії (з використанням методів стохастичного дирекційного і декомпозиційного аналізу) і 3D інверсії (методом тонкого шару) до магнітотеллуричних даних на території України дало змогу довести на кількісному рівні існування провідних об'єктів, розташованих на різних глибинах і витягнутих у пересічних напрямках. Важливість застосування зазначених методів продемонстровано на прикладах, що погоджують отримані результати в Карпатах, Дніпровсько-Донецькій западині, на схилі Воронежського кристалічного масиву, Українському щиті з розміщенням областей і районів специфічних корисних копалин, сейсмічністю та гео- і гідротермальними ресурсами.

**Ключові слова:** провідні структури, земна кора, Українські Карпати, Кіровоградська аномалія провідності, схил Воронежського кристалічного масиву.

**Введение.** За последние 10 лет в Институте геофизики Чешской АН развиваются новые подходы к 1D и 3D инверсиям магнитотеллурических (МТ) данных. В настоящей статье представлено обобщение результатов геоэлектрических исследований в Украине, полученных с использованием указанных подходов. Наблюдения МТ поля интерпретируются согласно закону индукции электромагнитного поля в проводящей среде. Индукция в локальных объектах пониженного сопротивления (ОПС) относительно вмещающей среды вызывает аномальное поведение компонент МТ поля. Природа ОПС связывается с локализацией элементов: электропроводящих (графит, рудные минералы и т.п.); ионной проводимости (минерализованные и гидротермальные воды, флюиды). В соответствии с вышеизложенным основное внимание было сосредоточено на поиске ОПС и выяснении их связи с месторождениями различных полезных ископаемых, геознергетическими ресурсами и различными природными явлениями (например, землетрясениями).

Для достижения поставленной цели работы были сосредоточены на следующих ключевых моментах:

- создать базу данных результатов исследований МТ поля, представленных

в виде переходных функций электрических и магнитных компонент на территории Украины, Чехии, Польши, Словакии и Венгрии (на основе кооперации с учеными указанных стран);

- провести интерпретацию на основе полученных переходных функций МТ поля с помощью программ 1D, 2D и 3D инверсий;
- создать собственную программу визуализации результатов исследований, основанную на ГИС технологиях;
- построить объемные геоэлектрические модели отдельных регионов Украины и проанализировать особенности их глубинного строения.

**Создание базы данных** результатов исследований МТ поля на территории Украины, Чехии, Польши, Словакии и Венгрии начато в 2000 г. К 2009 г. была создана база данных в виде вертикальной магнитной переходной функции (ВМПФ, VMTF). В нее вошли данные 305 пунктов на территории Украины, 115 на территории Чехии и Словакии, 72 на территории Польши и 5 на территории Венгрии [Kovacikova et al., 2010].

К настоящему времени база содержит не только результаты ВМПФ, но и результаты магнитотеллурических (МТЗ) и магнитовариаци-

онных (МВЗ) зондирований в виде импедансов. Для территории Украины были привлечены результаты исследований производственных организаций, ссылки на которые приведены в работах [Ingerov et al., 1999; Гордиенко и др., 2006, 2011, 2012], что дало возможность довести количество пунктов почти до 1500 и примерно в 640 из них имеются определения ВМПФ (рис. 1). Подобной базы нет ни в одной стране Западной и Центральной Европы.

На рис. 1 представлена карта расположения пунктов наблюдений, которые были использованы (или находятся в стадии подготовки) авторами при проведении от 1D до 3D инверсий.

**Автоматизированная геоинформационная система.** В настоящее время практически ни одна геолого-геофизическая задача не решается без использования той или иной геоинформационной технологии. При построении комплексной геолого-геофизической модели необходимо совмещать карты с различными данными. Решение этих вопросов и дороговизна подобных геоинформационных систем (ГИС), разработанных в различных организациях, потребовали от сотрудников отдела тектоносфе-

ры ИГФ НАН Украины создания собственной автоматизированной геоинформационной системы (ГИС ТАРИГ). Система ГИС ТАРИГ [Тарасов и др., 2013] широко использовалась на разных этапах выполнения настоящей работы и применялась не только к геоэлектрическим, но и к другим геофизическим данным. Система создана и совершенствуется В. Н. Тарасовым (при участии И. М. Логвинова). На рис. 2 представлена блок-схема, которая иллюстрирует процесс ее использования.

В основу построения системы положены следующие принципиальные требования:

- а) использование в качестве входной информации растровых и векторных изображений карт, результатов наблюдений геофизических полей и фактографических данных разного типа, привязанных к пространственным объектам;
- б) совместная обработка разных начальных материалов независимо от технологии их введения;
- в) интеграция пространственных и фактографических данных в одной геоинформационной оболочке;



Рис. 1. Расположение пунктов наблюдений МТ поля, выполненных украинскими геоэлектриками в 1982—2015 гг. и использованных в работе (составили В. И. Трегубенко, И. М. Логвинов, В. Н. Тарасов).



Рис. 2. Структурно-функциональная схема ГИС ТАРИГ.

г) объединение и интеграция данных, полученных разными способами, и их преобразование в картографической проекции.

**Методика интерпретации.** На протяжении почти десяти лет отработывалась методика интерпретации результатов, которая к настоящему времени основана на использовании всех типов решения обратных задач — 1D, 2D и 3D инверсий. В процессе развития она была успешно применена при комплексной интерпретации геолого-геофизических результатов различных тектонических регионов Украины [Гордиенко и др., 2006, 2011, 2012] и Болгарии [Logvinov et al., 2014].

**Метод 1D инверсии** кривых МТЗ использовался для определения параметров среды в окрестностях одиночных пунктов. В областях, где имеются многочисленные данные МТЗ, на основе 1D инверсии определялись: суммарная продольная проводимость поверхностных отложений ( $S_{0c}$ ); наличие глубинных проводящих объектов и их площадное распределение; возможное наличие резких горизонтальных неоднородностей проводимости. Таким образом, результаты инверсии способствуют определению районов, в которых применимо двумерное моделирование, а также дают возможность по-

строить стартовую модель для 2D и 3D инверсий.

Для основного массива геоэлектрических данных использовалась инверсия OCCAM [Constable et al., 1987]. 1D инверсия проводилась только в пунктах, где выполнялись дисперсионные соотношения второго рода, связывающих кажущиеся сопротивления и фазы импедансов [Berdichevsky, Dmitriev, 2008]. Подробное изложение методики 1D инверсии приведено в работе [Logvinov, 2015].

В нескольких регионах Украины была выполнена 1D инверсия с применением методов стохастического дирекционного и декомпозиционного анализа, развиваемого в ИГФ Чешской АН Й. Пеком [Pec, Santos, 2006]. Уникальная особенность этого типа инверсии заключается в учете всех четырех компонент тензора импеданса. Процедура предлагаемой инверсии используется исключительно как инструмент, позволяющий к кривым МТЗ в двух направлениях на каждом пункте применить эквивалент одномерной анизотропной слоистой среды. Эквивалент понимается в том смысле, что расчетные значения полей от такой модели удовлетворяют экспериментальным МТ данным. Использование определенной таким

образом процедуры анизотропной инверсии является практически расширенным вариантом способа одномерной инверсии каждой из кривых МТЗ в выделенных направлениях. В случае, когда среда действительно двумерна, геоэлектрический разрез по анизотропной инверсии должен соответствовать разрезам, полученным по 1D инверсии продольных и поперечных кривых.

Анизотропная инверсия дает некоторые практические преимущества: а) позволяет избегать пересчета экспериментальных кривых МТЗ в выбранные направления, который сильно зависит от качества определения компонент импеданса; б) позволяет находить геоэлектрический разрез локальных структур даже в случае изменения простирания этих структур на разных периодах; в) указывает диапазоны глубин, где возможна интерпретация наблюдаемых данных изотропной моделью. Кроме того, анализируя максимальные и минимальные моды эквивалентной 1D анизотропной модели, можно проверить характеристики моделей, полученных независимо по одномерной инверсии в выбранных направлениях.

**Метод 2D инверсии** использовался для определения наличия ОПС вдоль профилей, секущих либо известные региональные аномалии проводимости либо направленных на изучение вытянутых геологических объектов. Для инверсии применялась программа REBOCC [Siripunvararorn, Egbert, 2000] на основе эффективного варианта ОССАМ алгоритма. Суть инверсии ОССАМ состоит в поиске максимально гладкой (минимально структурированной) модели, которая удовлетворяет экспериментальным данным и точности их определения. Особенностью методики применения программы REBOCC было использование ключей программы инверсии, которые позволяли учитывать реальное наличие экспериментальных данных для каждого параметра, в каждом пункте и на каждом периоде. При подборе параметров модели учитывалось в первую очередь согласие модельных и экспериментальных данных в диапазоне периодов, соответствующих максимуму частотной характеристики

ВМПФ, для которых условие двумерности модели выполняется наилучшим образом. В ходе моделирования расхождения между моделью и экспериментальными данными считались удовлетворительными, если они не превышали 0,1 для магнитных передаточных функций,  $10^\circ$  для фазы импеданса, 30 % для сопротивления. Международная практика применения указанной программы показывает, что при среднеквадратичной невязке модельных и экспериментальных данных (rms) меньше 2 наблюдаемые данные очень хорошо соответствуют двумерной модели. Использовались экспериментальные данные для ТЕ, ТМ и ТР мод.

**Метод 3D инверсии (модель тонкого слоя)**, разрабатываемый в ИГФ Чешской АН С. Ковачиковой [Kovacicova, 2001], применялся для выяснения регионального распределения интегральной проводимости, объясняющей поведение вертикальной передаточной магнитной функции на площади исследований.

Методика моделирования с помощью тонкого слоя, помещенного в горизонтально-слоистую среду (рис. 3), основана на изучении распределения в нем аномальных токов в предположении отсутствия вертикальных токов. В этом случае верхняя граница аномального объекта аппроксимируется токовым слоем на заданной глубине, помещенном в горизонтально-слоистую среду. Решение может быть представлено в виде минимизации тихоновского параметрического функционала с использованием метода сопряженных градиентов [Kováčiková et al., 2005].

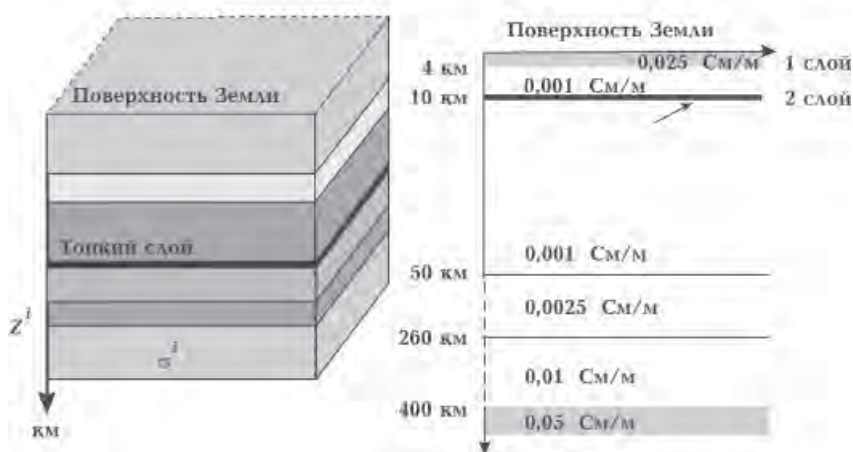


Рис. 3. Принципиальная схема использования 3D инверсии моделью тонкого слоя [Kovacicova, 2001].

Построенная авторами карта  $S_{oc}$  территории Украины использовалась при задании первого



слоя в модели. Второй слой, в котором ищется распределение проводимости, помещался на глубину, соответствующую средней глубине залегания кровли ОПС (рис. 3), выявленного при 1D и 2D моделировании на площади исследований объектов. Геоэлектрические параметры остального разреза (вмещающей среды) выбирались на основании 1D инверсии обобщенных кривых зондирования (МТЗ и МВЗ) на геомагнитных обсерваториях Украины, расположенных в тектонических регионах, соответствующих площади исследований. Для территории Восточно-Европейской платформы (ВЕП) использовались данные обсерватории «Киев», для Карпат — обсерватории «Львов» [Semenov et al., 2008].

**Результаты.** На начальном этапе работы были сосредоточены на изучении двух крупнейших в Европе аномалий электропроводности — Карпатской (КарАЭ) и Кировоградской (КирАЭ). По мере дополнения базы данных новыми результатами интерпретация непрерывно обновлялась [Гордиенко и др., 2005, 2011; Kovacicova et al., 2010; Варенцов и др., 2013; Logvinov, 2015].

В условиях большой проводимости осадков Днепровско-Донецкого грабена (ДДГ) и, как

следствие этого, очень малых значений импедансов определение геоэлектрических параметров земной коры является неординарной задачей. Интерпретация с помощью обычной методики 1D инверсии ОССАМ дополнительно осложняется тем фактом, что почти перпендикулярно ДДГ предполагалось простираение глубинного проводящего объекта Кировоградской аномалии электропроводности (КирАЭ). Первоначально подтвердить наличие под осадками ДДГ проводящих объектов удалось только с помощью указанного выше метода анизотропной инверсии [Гордиенко и др., 2006].

На рис. 4 представлены вертикальные геоэлектрические разрезы в пунктах, где в итоге углубленной обработки экспериментальных наблюдений удалось получить наиболее достоверные компоненты тензора импеданса и результаты 1D инверсии, удовлетворяющие экспериментальным значениям главных и дополнительных импедансов практически во всем диапазоне периодов от 20—40 до 10000 с. По данным сейсмических исследований мощность осадков ДДГ изменяется от 5 км северо-западнее 32° в.д. до 10 км и более юго-восточнее 34° в.д. Для верхней части осадочной толщи мощность наиболее проводящей ее части

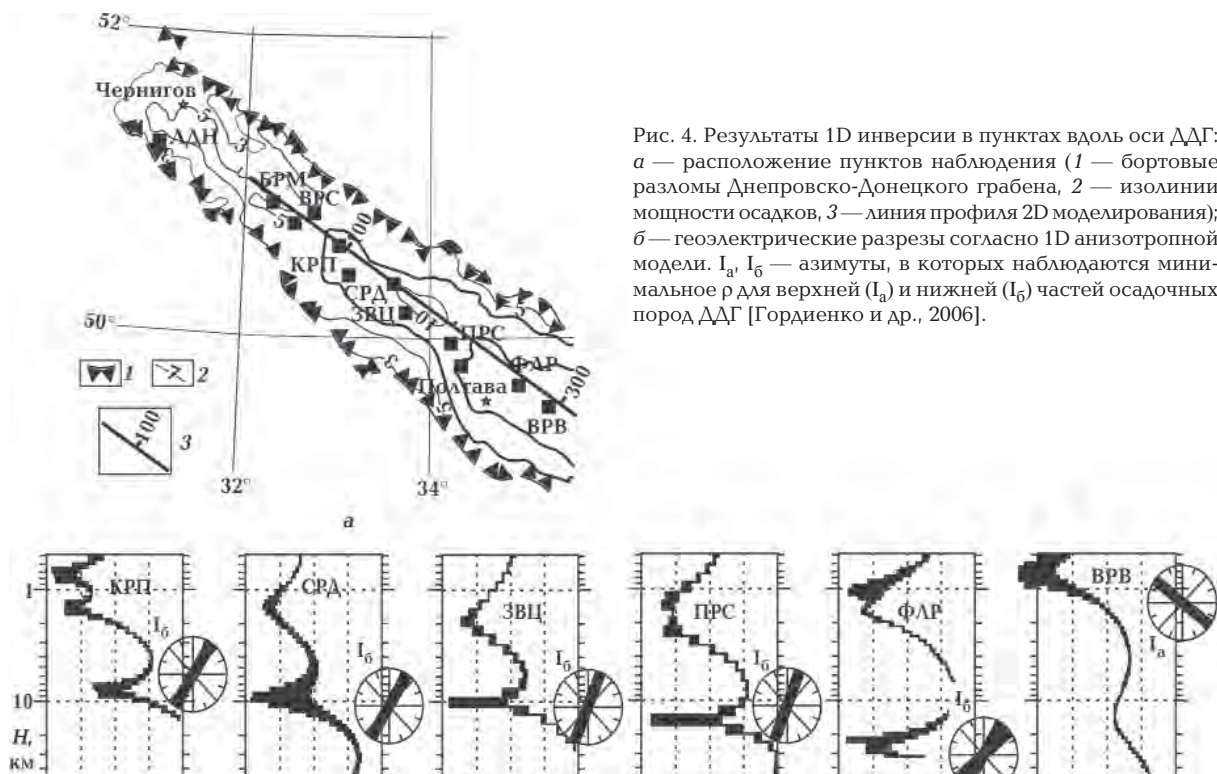


Рис. 4. Результаты 1D инверсии в пунктах вдоль оси ДДГ: а — расположение пунктов наблюдения (1 — бортовые разломы Днепровско-Донецкого грабена, 2 — изолинии мощности осадков, 3 — линия профиля 2D моделирования); б — геоэлектрические разрезы согласно 1D анизотропной модели.  $I_a$ ,  $I_b$  — азимуты, в которых наблюдаются минимальное  $\rho$  для верхней ( $I_a$ ) и нижней ( $I_b$ ) частей осадочных пород ДДГ [Гордиенко и др., 2006].

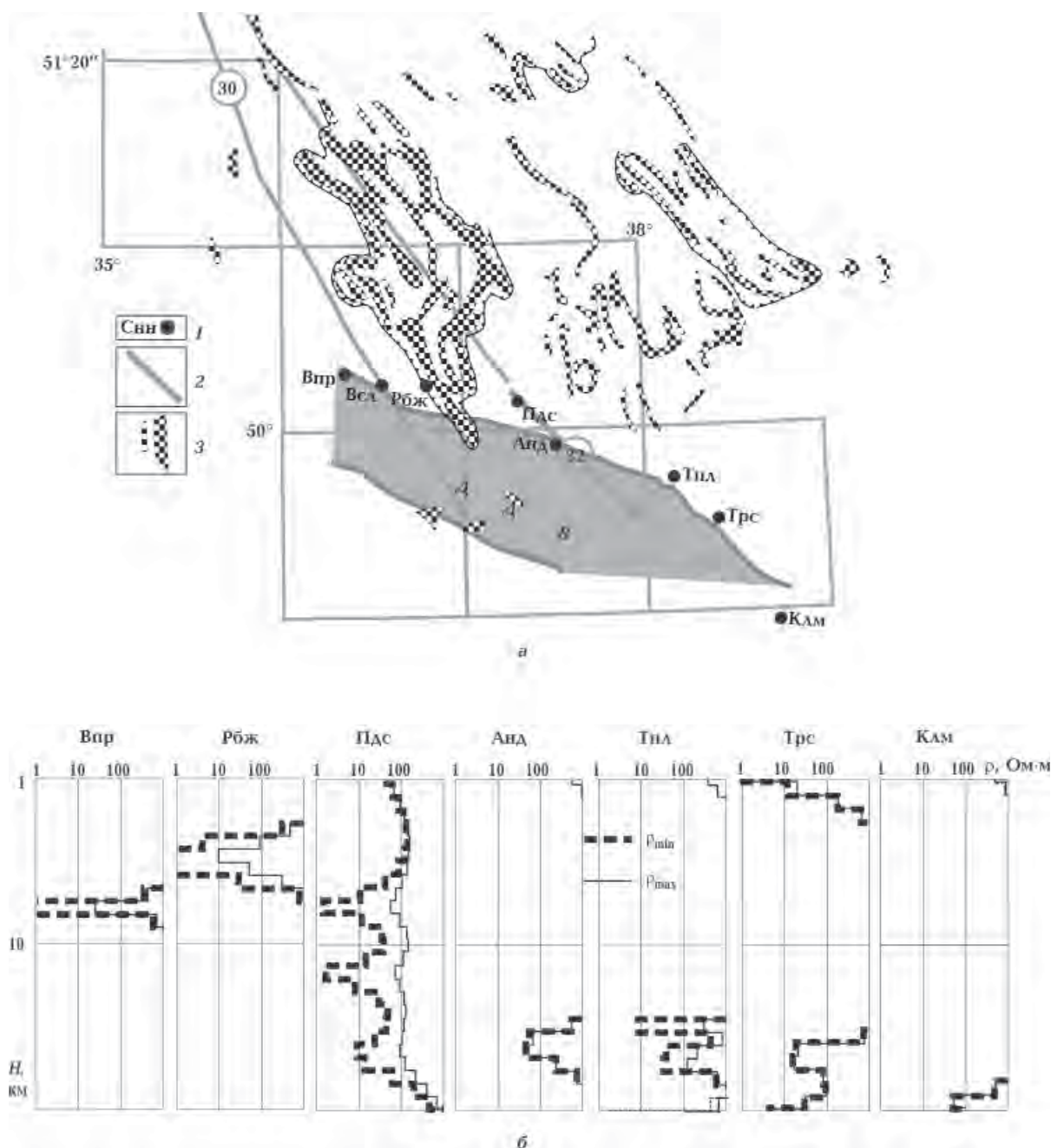


Рис. 5. Результаты 1D инверсии в пунктах на склоне Воронежского массива: а — расположение пунктов наблюдений (1 — пункты наблюдений, 2 — региональные Волчанско-Шабаликинский (30) и Новооскольско-Воронцовский (32) разломы, 3 — железистые кварциты); б — геоэлектрические разрезы согласно 1D анизотропной модели.

( $\rho < 2 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ) не превышает 3 км, а нижележащие отложения имеют  $\rho > 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ . Азимут, в котором наблюдается максимальная проводимость, около  $130^\circ$  (т. е. близок к простиранию ДДГ) для всех рассмотренных пунктов. Результаты инверсии показывают наличие второго хорошо проводящего объекта, охватывающего нижние горизонты осадочных пород ДДГ и подстилающие его метаморфизованные породы фунда-

мента. Этот объект четко прослеживается на почти 180-километровом отрезке профиля (от КРП до ФЛР) вдоль оси ДДГ, причем азимут, в котором наблюдается максимальная проводимость, составляет  $20\text{—}30^\circ$ . По глубине залегания и простиранию объект может быть отнесен к КирАЭ.

При изучении продолжения КирАЭ на север (на территории России) оказалось, что на

широте Курска к КирАЭ с юго-востока при-  
мыкает Курская аномалия электропроводности  
(КурАЭ) [Алексанова и др., 2011]. Объект  
КурАЭ коррелирует с зоной Курской магнит-  
ной аномалии и пространственно ограничен  
региональными Волчанско-Шабаликинским  
и Новооскольско-Воронцовским разломами  
(рис. 5). Для исследования аномалии были ис-  
пользованы данные МТЗ производственных  
организаций Украины и результаты авторов  
статьи [Тарасов и др., 2012].

В сложных условиях пересечения осадоч-  
ных пород ДДГ (где  $S_{oc}$  достигает 1000 См) и  
проводников, связанных с КурАЭ, на первом  
этапе интерпретация кривых МТЗ была выпол-  
нена по программе 1D анизотропной модели.  
Частотный диапазон кривых зондирований по-  
зволяет представить модели в диапазоне глу-  
бин 10—100 км. Метод МТЗ обладает плохой  
разрешающей способностью к высокоомным  
объектам. Поэтому значения  $\rho > 300$  Ом·м в мо-  
делях не показаны. Согласно 1D анизотропной  
инверсии зона между региональными разло-  
мами (30 и 32 на рис. 5, а), ограничивающи-  
ми распространение отложений железистых  
кварцитов, характеризуется наличием ОПС  
на глубине более 10 км (рис. 5, б). В пунктах,

расположенных восточнее Новооскольско-  
Воронцовского разлома, выделяется ОПС на  
глубине более 30 км [Тарасов и др., 2012].

На рис. 6 представлены разрезы в пунктах,  
расположенных на Вольно-Подольской плите  
(ВПП), где результаты 1D инверсии анизотроп-  
ной моделью удовлетворяют эксперименталь-  
ным значениям главных и дополнительных  
импедансов практически во всем диапазоне  
периодов от 20—40 до 10000 с. Такой диа-  
пазон периодов позволяет изучать разрез лишь с  
глубин более 1 км. Для сравнения в нескольких  
пунктах приведены разрезы, полученные по  
одномерной инверсии методом ОССАМ кривых  
МТЗ в направлениях измерительных ли-  
ний. Как видно из рисунка (п. z21), для глубин  
менее 10 км (т. е. в «гранитном» слое) наблю-  
дается хорошее согласие результатов инверсий  
обоих методов. Для проводников на больших  
глубинах такое согласие для большинства пун-  
ктов не наблюдается.

Во всех рассмотренных пунктах, располо-  
женных южнее 49° с.ш., в земной коре вы-  
деляются ОПС, которые по сопротивлению  
резко отличаются от вмещающих пород. Ми-  
нимальное значение  $\rho$  (около 10 Ом·м) зафик-  
сировано в п. z14, 15 и МЛН, увеличиваясь на

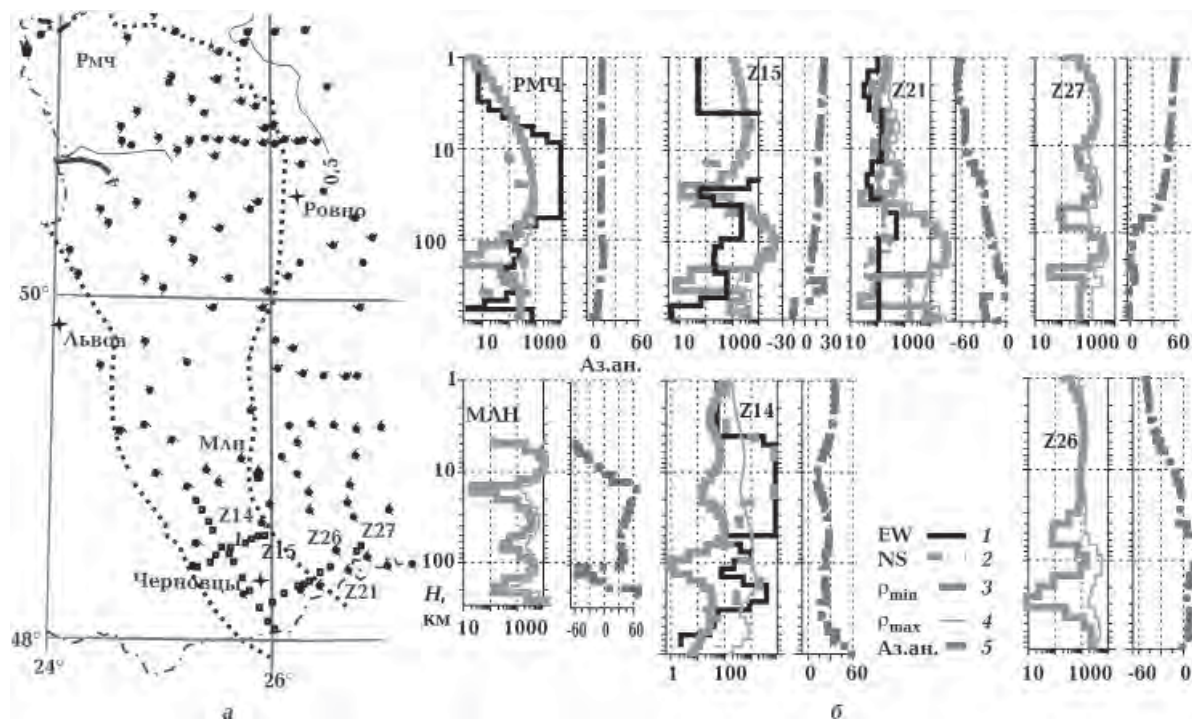


Рис. 6. Результаты 1D инверсии в пунктах вдоль ВПП: а — расположение пунктов наблюдений, б — геоэлектрические разрезы в пунктах ГМТЗ–ЗУГРЕ (z14, 15, 21, 26, 27) и авторов (МЛН, РМЧ): 1, 2 — по методу ОССАМ, 3, 4 — анизотропная модель в азимутах максимального изменения сопротивлений, 5 — азимут, в котором наблюдается минимальное значение  $\rho$ .

юго-восток до 80 Ом·м (п. z21). В п. z26 и z27 ОПС практически отсутствует. Пункт z15, видимо, находится в центре ОПС (который располагается в интервале глубин 24—30 км), на что указывает минимальное расхождение значений  $\rho$  в двух направлениях. В остальных пунктах центр ОПС находится на глубине 10—16 км. Совпадение азимута максимальной проводимости в окружающих пунктах с азимутом z15 ( $20^\circ$ ) может свидетельствовать о близком расположении п. z14 и Млн к центральной части объекта. В этом случае резкое отличие азимута максимальной проводимости в п. z21 указывает на то, что пункт находится на краю объекта. Значения суммарной продольной проводимости ОПС не превышают 500 См.

Применению 3D инверсии предшествовала работа по определению геоэлектрических параметров земной коры Украины с помощью 2D моделирования. Для региональных КирАЭ и КарАЭ моделирование выполнялось по профилям вкрест простирания аномалий (рис. 7). В результате были установлены кровля аномалеобразующих объектов и площади, на которых аномальные значения МТ поля от этих объектов минимальны. На площади, оконтуренной на востоке КирАЭ, а на юго-западе КарАЭ, было выполнено 2D моделирование. Здесь нет

четко выраженных протяженных проводящих структур, вызывающих аномальное поведение компонент МТ поля. Поэтому при выборе направления профилей моделирования в первую очередь авторы руководствовались геолого-геофизическими данными [Гинтов, 2005; Національний..., 2007], по которым система зон широтных разломов в юго-восточной части ВЕП моложе диагональной. Таким образом, влияние тектонической активности на физические параметры недр в пределах этих зон могло сохраниться. С учетом этого моделирование было выполнено вдоль 18 меридиональных профилей от меридиана  $23,7^\circ$  до  $36^\circ$  в.д. с шагом 25—40 км. В то же время нельзя исключить наличия ОПС меридионального простирания, поэтому моделирование было выполнено вдоль 22 широтных профилей от широты  $52,4^\circ$  до  $45^\circ$  с.ш. с шагом 25—40 км.

Глубина залегания кровли аномалеобразующего объекта КарАЭ в Украинских Карпатах изменяется от 8 до 16 км. Наименее достоверный результат получен на профилях в юго-восточной части Украины, так как данные имеются только для участков, расположенных с северо-востока аномалии. Для КирАЭ от широты Шостки на севере до широты Симферополя на юге глубина кровли близка к 18 км.



Рис. 7. Расположение профилей 2D моделирования: 1 — граница ВЕП.

Сеть профилей моделирования территории, оконтуренной на востоке КирАЭ, а на юго-западе КарАЭ, позволяет построить трехмерную матрицу геоэлектрических параметров. Используя эту матрицу, с помощью программы ГИС ТАРИГ были построены различные варианты объемных распределений ОПС. На рис. 8 представлены срезы сопротивлений на двух уровнях в земной коре территории, из которых видно, что проводящие объекты не образуют по всей площади связной системы. Кровля большинства ОПС оказывается больше 10 км, хотя апикальные части многих из них прослеживаются и на 10 км.

Отметим, что полученные оценки глубины залегания ОПС во многих пунктах хорошо согласуются с результатами одномерной инверсии.

К настоящему времени трехмерное моделирование выполнено только для регионов региональных аномалий КирАЭ и КарАЭ (и примыкающей части ВПП). Глубина залегания тонкого слоя была выбрана средней по результатам двумерного моделирования.

База данных, созданная чешскими, польскими, словацкими и украинскими геоэлектриками, была использована для 3D моделирования Карпатского региона методом тонкой пленки [Kovacicova et al., 2010]. На рис. 9, а показан результат моделирования для Карпатского региона от его сочленения с Альпами до границы Украины и Румынии.

Позднее, по мере добавления данных по территории Украины, моделирование было проведено для более ограниченной террито-

рии (рис. 9, б) [Гордиенко и др., 2012]. Стартовая модель — однородный по проводимости тонкий слой. Было рассчитано два варианта с глубиной залегания слоя 8 и 16 км. Параметры вмещающей горизонтально-слоистой среды те же, что при двумерном моделировании. На основании данных наблюдений были построены карты ВПМФ. Вся площадь исследований (630×630 км) разбита на квадраты рабочего планшета. Размер квадратов (10×10 км) выбирался с учетом расстояния между пунктами наблюдений и длины волны в слое в зависимости от используемого периода. Во всех случаях количество ячеек, окружающих рабочий планшет и имеющих постоянную проводимость, равную 100 См, составляло около 25 %. Расчеты были выполнены для периодов 400, 900, 1600, 4900 и 6400 с. На рис. 9, б приведены результаты для периода 1600 с, для которого уверенно выполняются методические требования программы. Основные закономерности модели сохраняются и для остальных периодов.

Согласно рис. 9, б, на глубинах 8 и 16 км в консолидированной земной коре ОПС с проводимостью, более чем на порядок превышающей фоновую, отмечены севернее Ивано-Франковска и в юго-восточной части ВПП (этот участок можно отнести к Черновицкой аномалии). Судя по величине проводимости, первый объект, видимо, расположен на глубине, близкой к 8 км, а второй — к 16 км. Кроме того, видно, что аномальная проводимость на ВПП является частью структуры, протягивающейся от Складчатых Карпат.

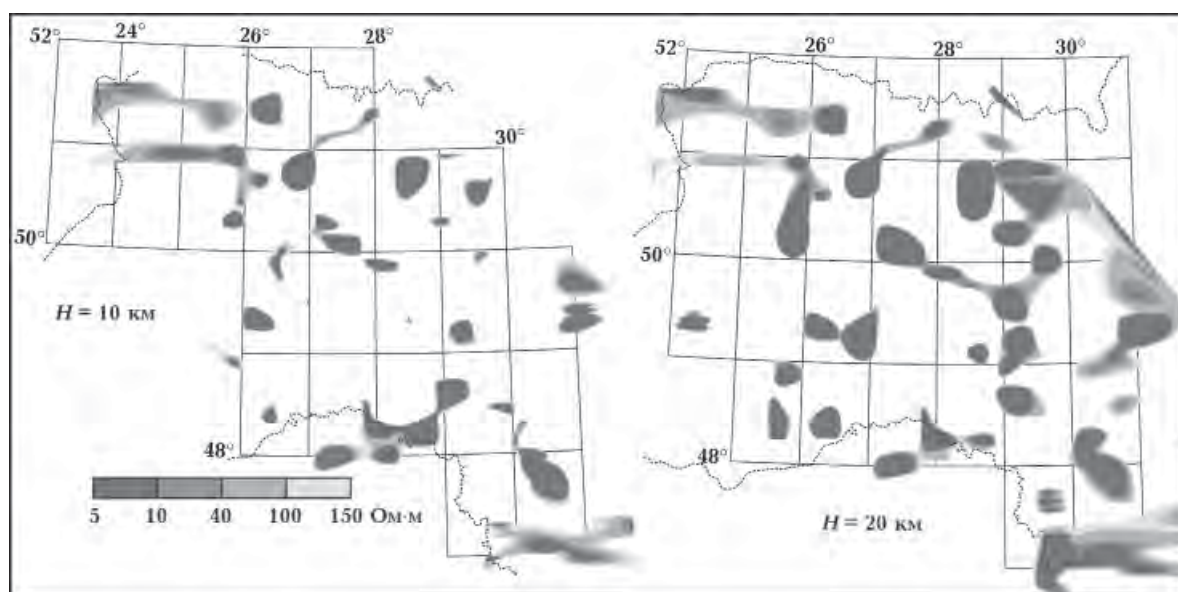


Рис. 8. Распределение ОПС в юго-западной части ВЕП на глубинах 10 и 20 км.

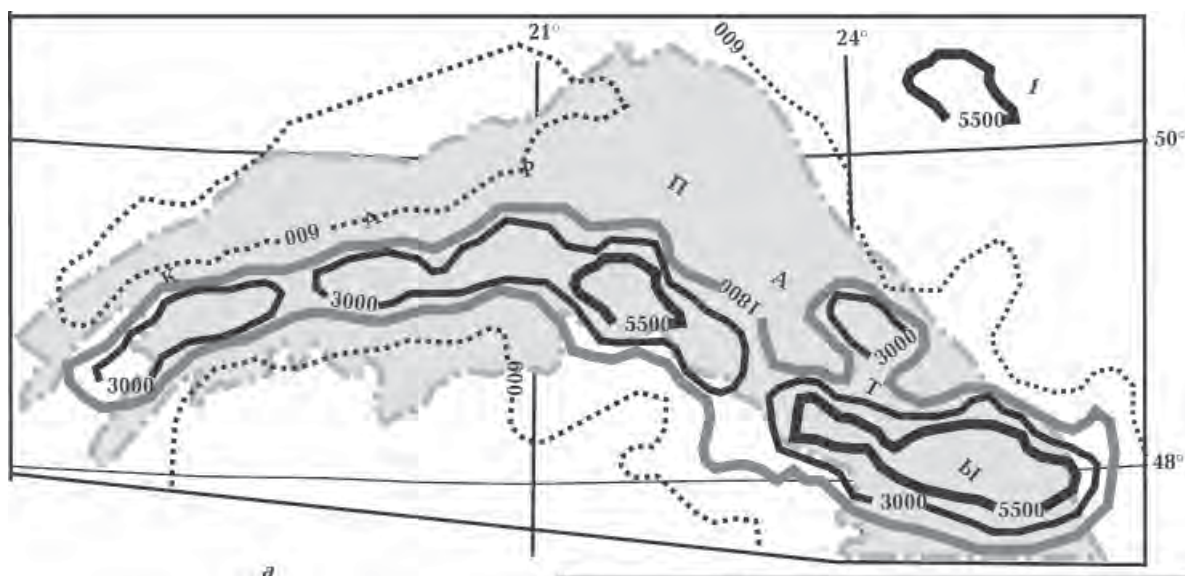
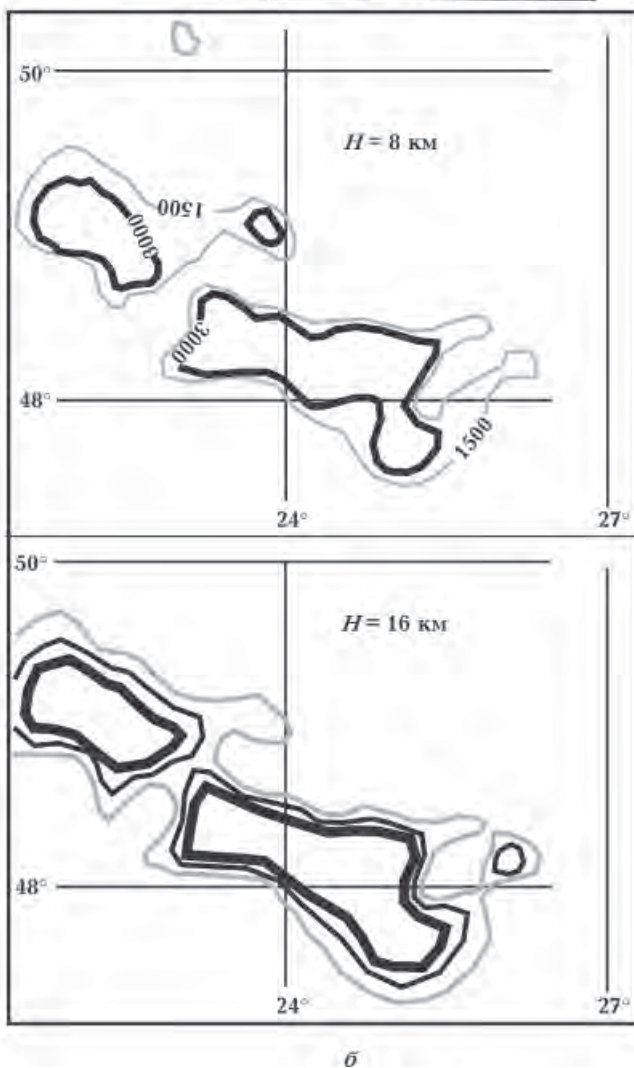


Рис. 9. Значения продольной проводимости в тонком слое для Карпатского региона и Вольно-Подольской плиты: а — по [Kovacicova et al., 2010], б — по [Гордиенко и др., 2011].

Первый опыт применения модели тонкого слоя для выяснения распределения проводимости КирАЭ относится к 2005 г. [Гордиенко и др., 2005]. При этом выяснилось, что существующая на тот момент плотность наблюдений позволяет оценить только региональные особенности аномалеобразующего объекта. Площадь исследований (600×375 км) была разбита на квадраты со стороной 10 км, что составило рабочий планшет. На всей площади от северной границы Украины до 48° с.ш. имелись данные наблюдений в 50 пунктах. Расчеты были выполнены для периодов 400, 900, 1600, 4900 и 6400 с.

На рис. 10, а приведены результаты моделирования. Объект КирАЭ представляется в виде полосы с проводимостью более 6000 См квазимеридионального простирания, протягивающейся от 48° до 51° с.ш. Ширина зоны около 100 км. Вдоль северного борта Украинского щита проявляется еще один высокопроводящий объект, с северо-западной частью которого согласуется контур Днепровской аномалии теплового потока.

Сотрудничество с российскими коллегами позволило проследить продолжение КирАЭ на север до 54° с.ш. Был расширен



алгоритм квазитрехмерной инверсии до применения многопленочных моделей, что позволяет в качестве первого слоя представлять

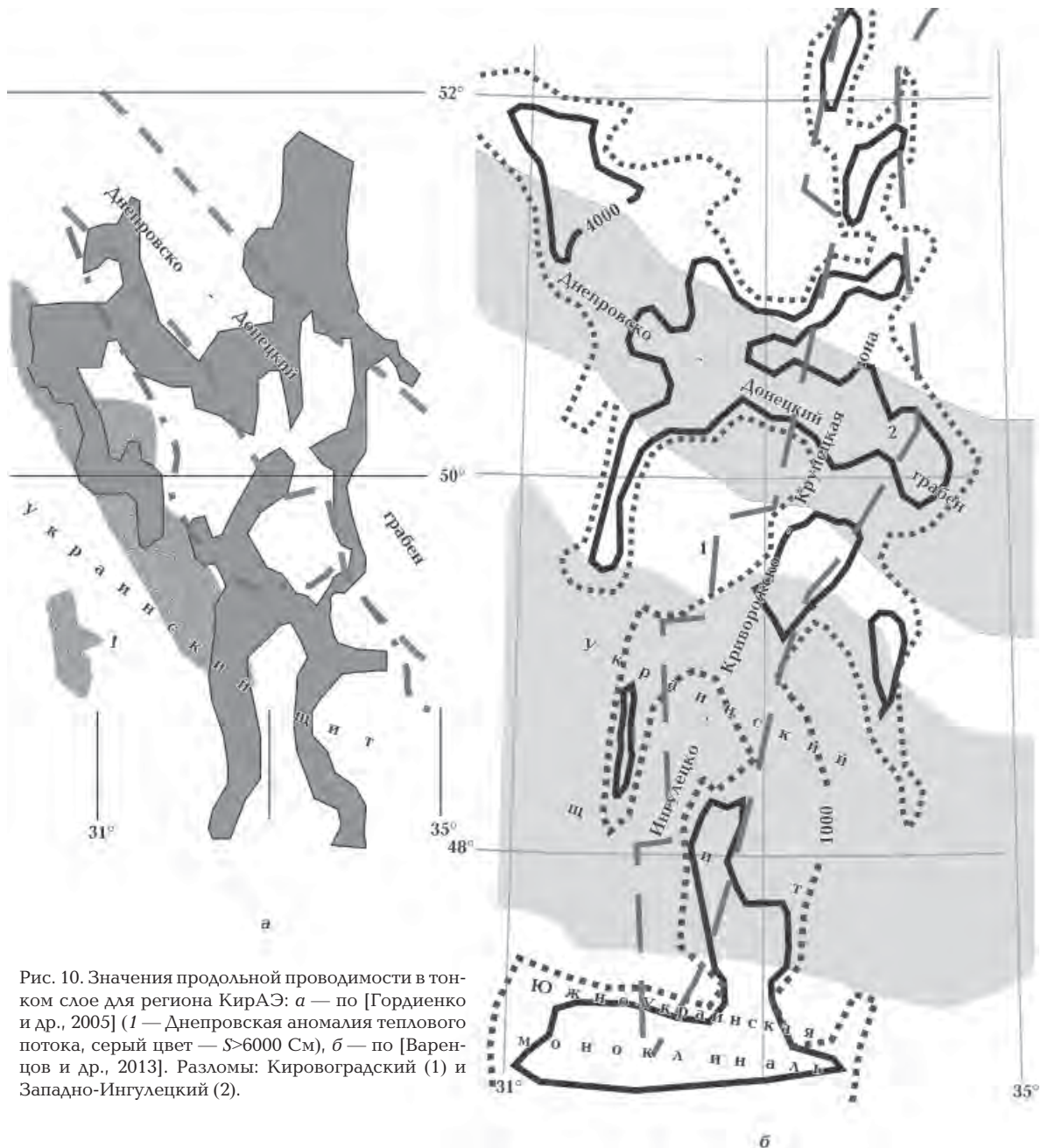


Рис. 10. Значения продольной проводимости в тонком слое для региона КирАЭ: а — по [Гордиенко и др., 2005] (1 — Днепровская аномалия теплового потока, серый цвет —  $S > 6000$  См), б — по [Варенцов и др., 2013]. Разломы: Кировоградский (1) и Западно-Ингулецкий (2).

реальные значения проводимости поверхностных отложений.

На следующем этапе с учетом возросшего количества пунктов наблюдений моделирование было повторено с использованием данных в 90 пунктах. Как видно из рис. 10, б, конфигурация объекта КирАЭ по изолинии 1000 См сохранилась, но максимальные значения проводимости уменьшились. Рисовка площади наиболее проводящих частей изменилась, но это может быть связано с применением различных способов интерполяции результатов моделирования при использовании графических программ.

**Обсуждение.** Остановимся на некоторых наиболее важных практических выводах из полученных результатов.

Уже в ранних работах авторов [Гордиенко и др., 2005, 2006] отмечалась пространственная связь КирАЭ с восточным фрагментом Кировоградского блока Украинского щита между Кировоградским и Западно-Ингулецким разломами. Из представленной на рис. 10, б модели видно практически полное согласие контура КирАЭ по изолинии 1000 См с давно выделяемой Л. С. Галецким и другими межблоковой Ингулеcko-Криворожско-Крупецкой зоной [Галецкий, Шевченко, 2006].

Зона КирАЭ — это уникальная металлогенетическая провинция (рис. 11, а). Здесь расположены гигантские месторождения железных руд, которые являются основной железорудной базой Украины; месторождения урана, германия, ванадия, редких металлов, а также рудопроявления золота, серебра, цинка, меди, свинца, графита и др. Практически все желе-

зородные месторождения находятся на восточном борту высокопроводящего объекта КирАЭ. Там же отмечаются месторождения графита и проявления золота.

В результате 2D инверсии на профиле вдоль оси Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) (рис. 11, б) было установлено, что при пересечении КирАЭ с рифейским грабеном ДДВ

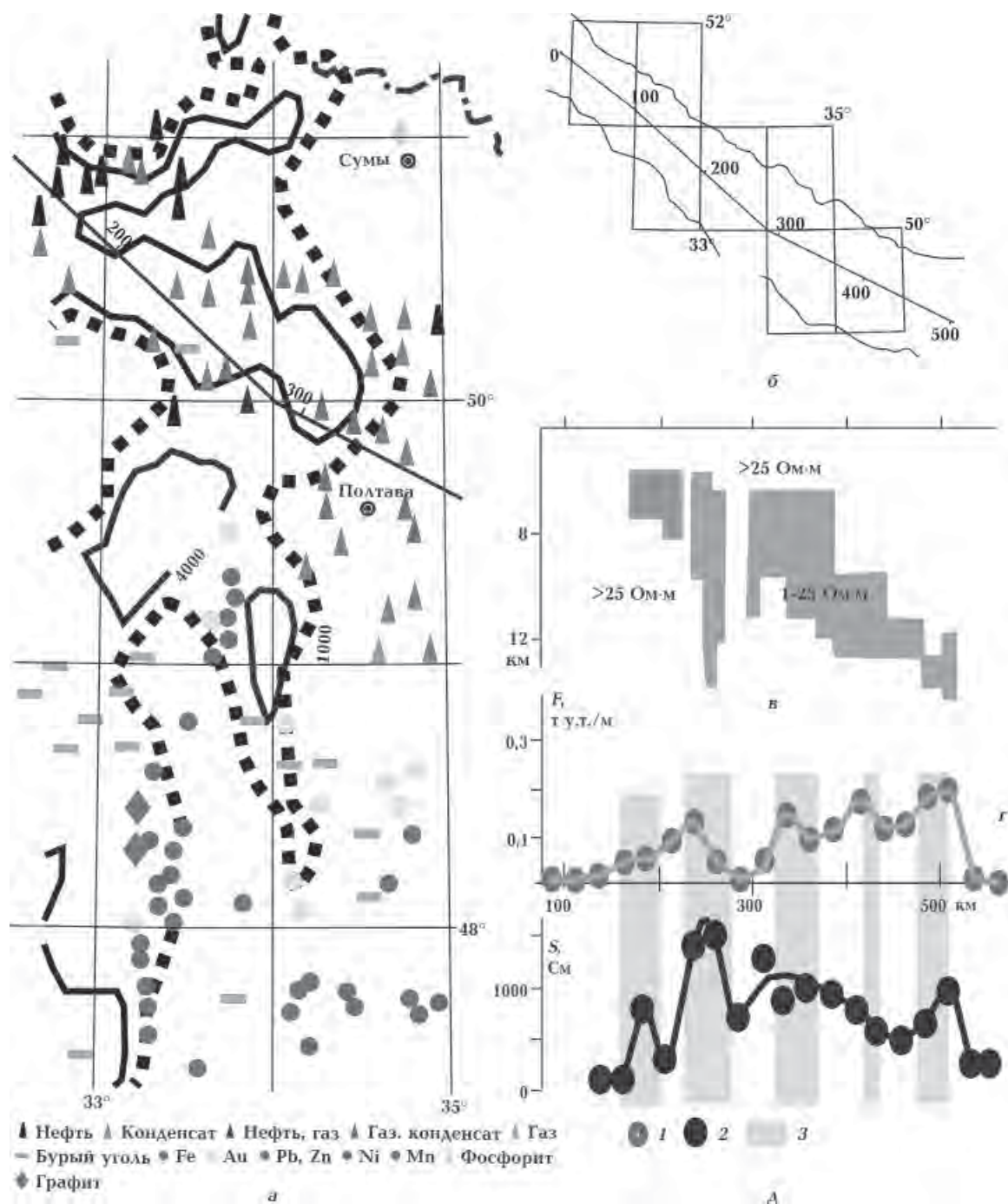


Рис. 11. Сопоставление модели тонкой пленки КирАЭ с основными рудоносными структурами (а), вариации удельной нефтегазоносности (1) и изменения S (2) слоя в нижней части осадочной толщи и консолидированной коре (3 — активизированные поперечные глубинные разломы) вдоль профиля по оси ДДВ (рис. 4).



кровля проводящих объектов (с  $\rho$  преимущественно 5—10 Ом·м, рис. 11, в) располагается в интервале глубин 6—12 км, что можно отождествить с гипотетической углеродсодержащей толщей рифея, при активизации (тепловом и химическом воздействии глубинных флюидов), ставшей источником углеводородов (УВ). Температуры образования УВ впадины, восстановленные по их изотопному и химическому составу, согласуются с тепловой моделью коры ДДВ в этом интервале глубин. По данным геотермии глубже намечается зона частичного расплава, по локальным разломам происходит инъекция глубинных флюидов (доказанная геологическими методами на некоторых структурах). Можно предположить, что в зонах крупных разломов (рис. 11, г, д) произойдет повышение концентрации таких возмущений вместе с увеличением удельной нефтегазонасыщенности  $F$  (рис. 11, г). Последняя определялась как сумма запасов месторождений в поперечных к ДДВ полосах шириной 25 км, отнесенная к единице площади полосы [Гордиенко и др., 2006]. Как видно из рис. 11, в—д, намечается

корреляция зон пониженного сопротивления (повышенных значений  $S$ ) в нижней части осадочного чехла с ростом  $F$ . В зону объекта со значениями  $S > 4000$  См, полученного в модели тонкого слоя (рис. 11, а), попадает большинство нефтегазовых месторождений, т. е. наблюдается полное согласие результатов 2D и 3D инверсий. К сожалению, плотность пунктов с данными ВПМФ не позволяет вести расчеты по квазитрехмерной модели на площади восточнее меридиана  $34^\circ$  (западнее  $34^\circ$  в.д. имеются определения ВПМФ в более чем 120 пунктах, а восточнее — меньше чем 10).

В мировой практике давно отмечается связь ОПС с расположением зон повышенной сейсмичности. Местная сейсмичность в зоне КирАЭ очень слабая. В то же время на всей территории юго-запада ВЕП наблюдаются значительные макросейсмические проявления землетрясений в зоне Вранча. Очаги сильных землетрясений располагаются в интервале глубин 110—160 км, что обуславливает их влияние на большие расстояния. Изосейсты большинства землетрясений вытянуты в

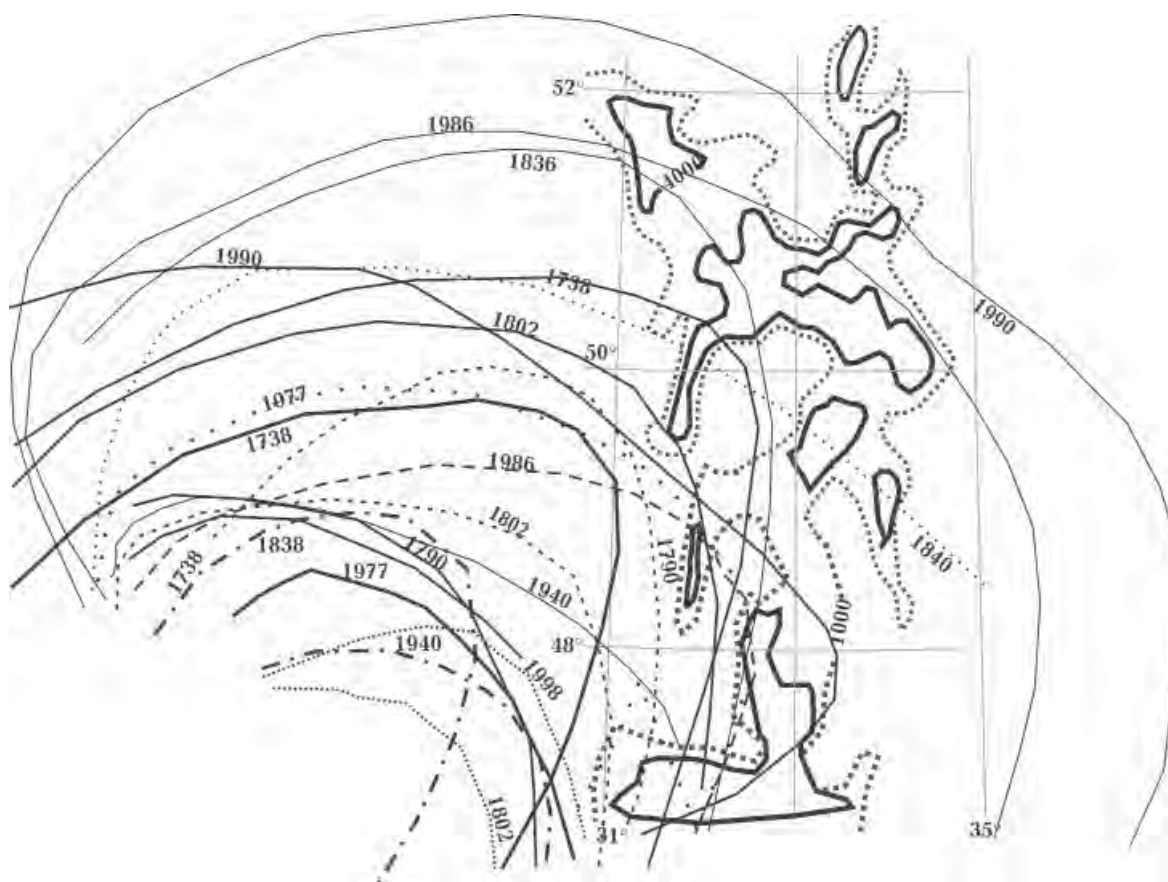


Рис. 12. Соотношение КирАЭ с изосейстами землетрясений зоны Вранча.

северо-восточном направлении от зоны Вранча, но при этом наблюдаются существенные отличия в их конфигурации. Вызывает интерес вопрос о корреляции положения КирАЭ с распространением влияния сильных землетрясений в зоне Вранча.

На рис. 12 приведена карта изосейст сильных землетрясений зоны Вранча на территории Украины за последние два столетия [Харитонов и др., 1996]. Видно, что аномальное уменьшение влияния землетрясений наблюдается в западных областях Украины и зоне КирАЭ. Изосейсты только трех землетрясений пересекают высокопроводящую зону КирАЭ (ограниченную изолинией 1000 См), т. е. существование КирАЭ как-бы ограничивает распространение влияния землетрясений зоны Вранча в северо-восточном направлении.

Более представительный результат связи ОПС с сейсмичностью получен для региона Украинских Карпат [Kovachikova et al., 2016]. Проекция распределения проводимости в слое с кровлей на глубине 10 км и эпицентров землетрясений на территории Восточных Карпат

(за 1961—2011 гг.), представлены на рис. 13. Большинство эпицентров зарегистрированных землетрясений (независимо от их магнитуды) на всей территории Восточных Карпат расположены вне зон наиболее высоких проводимостей (рис. 13, а). Землетрясения с  $M_D < 1,5$  преобладают в центральной части Украинских Карпат, а с  $M_D > 1,5$  увязываются с изолинией проводимости 2000 См, ограничивающей проводящий объект с юго-запада (хотя такая же связь отмечается и для северо-западной границы проводящего объекта).

В объемной модели региона (построенной с использованием ГИС ТАРИГ) наблюдается аналогичная картина и для распределения эпицентров землетрясений по глубине (рис. 13, б). Из 124 землетрясений за 1961—2011 гг. с глубинами очагов 7—13 км в интервал глубин 10—11 км попадает лишь 15 событий, причем все они находятся вне наиболее проводящих частей объекта.

Тепло Земли является полезным ископаемым, использование которого в мире в последние годы растет быстрыми темпами. Вы-

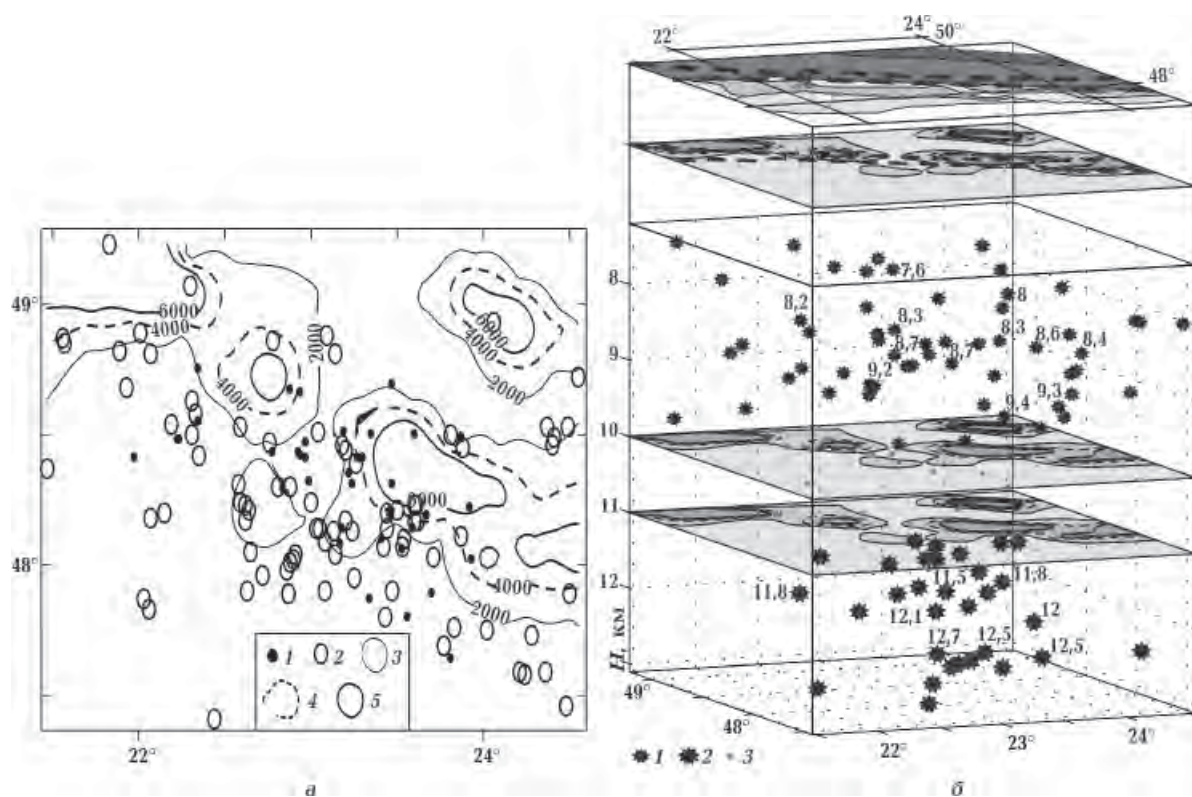


Рис. 13. Сопоставление результатов квазитрехмерного моделирования с сейсмичностью Украинских Карпат: а — проекция на поверхность Земли эпицентров землетрясений (со значениями магнитуды  $M_D$  менее 1,5 (1), более 1,5 (2)) и распределения проводимости (3—5) по модели тонкой пленки; б — взаимное расположение эпицентров землетрясений и проводимости (1—3 — глубина очага землетрясений (1 —  $H < 10$  км, 2 —  $H > 11$  км, 3 —  $H = 10 \div 11$  км)).

явление районов, перспективных на разработку геотермических ресурсов, в первую очередь, основано на данных геотермических исследований. Геоэлектрические результаты дополняют данные, на основе которых выявляются районы с повышенным тепловым потоком (ТП).

Один из примеров хорошего согласия контура аномалии ТП и объекта повышенной проводимости — распределение проводимости, полученное методом тонкой пленки (см. рис. 10, а). Днепровской аномалии ТП соответствует ОПС с кровлей на глубине порядка 16 км. Тепловая модель Днепровской аномалии ТП содержит интервалы глубин 20—30 и 70—120 км с температурами выше солидуса [Гордиенко и др., 2007]. Коровый проводящий объект может быть расположен заметно выше указанной глубины, так как формируется в основном флюидами, поднявшимися над зоной частичного плавления.

Интересные выводы можно получить при сопоставлении модели тонкой пленки в Карпатском регионе с проявлением зоны современной активизации под Карпатами.

По данным [Гордиенко и др., 2011], наибольшие для Украинских Карпат значения плотности геотермических ресурсов ( $W$ ) выявлены в Закарпатском прогибе (рис. 14). Здесь широко представлены территории с плотностью ресурсов на уровне 6—8 и 8—10 т.у.т./м<sup>2</sup>. Расчеты  $W$  выполнены согласно геотермическим данным, которые практически отсутствуют в Складчатых Карпатах. По данным [Шлапінський, 2015], северная граница гидротермального поля проходит в Складчатых Карпатах. Между северными границами максимальных значений  $W$  и гидротермального поля сосредоточена полоса источников минеральных вод. Анализ свободных и растворенных газов в источниках во многих скважинах в интервале глубин до 4000 м указывает на наличие в их составе до 100 г/л углекислого газа и азота. Северная граница гидротермального поля согласуется с центральной частью объекта КарАЭ (модель



Рис. 14. Распределение проводимости, См (1), северная граница максимальной плотности геотермических ресурсов (2) (цифра в кружке —  $W$  в т.у.т./м<sup>2</sup>) [Гордиенко и др., 2011]; северная граница гидротермального поля (3) и источники минеральных углекислых вод (4) [Шлапінський, 2015].

тонкого слоя) от границы с Польшей до 24° в.д. Далее на юго-восток эта граница проходит по южному борту ОПС (модель может измениться при наличии магнитовариационных данных в Румынии). Полоса источников углекислых минеральных вод на всем протяжении увязывается с краевой частью объекта КарАЭ. Объект повышенной проводимости, оконтуренный изолиниями 5000 См, сечет простирание Карпат. Его природа пока не нашла однозначного объяснения в геологических объектах и геофизических полях.

**Выводы.** Рассмотренные в статье методы 1D анизотропной инверсии (с применением методов стохастического дирекционного и декомпозиционного анализа) и 3D инверсии (методом тонкого слоя) являются инструментами, существенно повышающими качество интерпретации данных магнитотеллурических исследований. Их применение позволило на количественном уровне доказать существование проводящих объектов, расположенных на различных глубинах и вытянутых в пересекающихся направлениях. Важность применения указанных методов продемонстрирована на примерах, увязывающих полученные результаты с размещением областей и районов специфических полезных ископаемых, сейсмичностью и гео- и гидротермальными ресурсами.

### Список литературы

Александрова Е. Д., Баглаенко Н. В., Варенцов Ив. М., Куликов В. А., Логвинов И. М., Лозовский И. Н., Орлюк М. И., Пушкарев П. Ю., Соколова Е. Ю., Соколов Н. С., Тарасов В. Н., Шустов Н. Л., Яковлев А. Г., Яковлев Д. В., Рабочая группа KIROVOGRAD. Сопоставление геофизических полей в зоне Кировоградской и Курской аномалий электропроводности. В кн.: *Современное*

*состояние наук о Земле*. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 2011. С. 33—37.

Варенцов Ив. М., Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Трегубенко В. Н. Склон Воронежского кристаллического массива (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос, 2013. 212 с.

- Галецький А. С., Шевченко Т. П. Нові уявлення про структуру та рудоносність земної кори території України. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 5. С. 57—65.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвін пресс, 2005. 210 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Пек Й., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвін пресс, 2006. 144 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н. Вольно-Подольская плита (геофизика, глубинные процессы). Киев: Наук. думка, 2012. 193 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Украинские Карпаты (геофизика, глубинные процессы). Киев: Логос, 2011. 128 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Логвинов И. М., Шкуренко И. Е. Новые результаты геотермических и геоэлектрических исследований Днепровской зоны современной активизации. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 1. С. 57—65.
- Національний Атлас України. Київ: Держав. наук.-вироб. підприємство «Картографія», 2007. 440 с.
- Тарасов В. Н., Логвинов И. М., Гордиенко И. В. Результаты магнитотеллурических исследований на юге Воронежской антеклизы. *Доп. НАН України.* 2012. № 10. С. 115—118.
- Тарасов В. Н., Логвинов И. М., Литвинов Д. А. Сравнительный анализ графического представления 3D моделей по данным магнитотеллурического зондирования. *Геоінформатика.* 2013. № 3. С. 59—66.
- Харитонов О. М., Костюк О. П., Кутас В. В., Пронишин Р. С., Руденская И. М. Сейсмичность территории Украины. *Геофиз. журн.* 1996. Т. 18. № 1. С. 3—15.
- Шлапінський В. Є. Геологічна будова Скибового, Кросненського і Дуклянсько-Чорногорського покривів Українських Карпат та перспективи їх нафтагазоносності: Дис. ... канд. геол. наук. Львів, 2015. 211 с.
- Berdichevsky M. N., Dmitriev V. I., 2008. Models and methods of magnetotellurics. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 563 p.
- Constable S. C., Parker R. L., Constable C. G., 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for the inversion of electromagnetic data. *Geophysics* 52, 289—300.
- Ingerov A. I., Rokityansky I. I., Tregubenko V. I., 1999. Forty years of MTS studies in the Ukraine. *Earth Planet. Space* 51, 1127—1133.
- Kovacicikova S., 2001. Modelling of the geomagnetic induction anomaly sources over the eastern margin of the Bohemian Massif and its contact with the West Carpathians: Dr. dis. Praha, 88 p.
- Kovacicikova S., Jozwiak W., Logvinov I., Nowozyński K., Pek J., Ladanivskyy B., Tarasov V., 2010. Database of geomagnetic induction vectors across the Carpathians and modeling of the regional conductivity distribution: XIX Kongress CBGA, P. 17.
- Kováčiková S., Červ V., Praus O., 2005. Modelling of the conductance distribution at the eastern margin of the European Hercynides. *Stud. Geophys. Geod.* 49, 403—421.
- Kovachikova S., Logvinov I., Nazarevych A., Nazarevych L., Pek J., Tarasov V., Kalenda P., 2016. Seismic activity and deep conductivity structure of the Eastern Carpathians. *Stud. Geophys. Geod.* 60(2), 280—296. doi: 10.1007/s11200-014-0942-y.
- Logvinov I. M., 2015. Deep Geoelectrical Structure of the Central and Western Ukraine. *Acta Geophysica* 63(5), 1216—1230. doi:10.1515/acgeo-2015-0049.
- Logvinov I., Srebrov B., Rakhlin L., Kovachikova S., 2014. Geoelectrical studies at the geophysical observatories of Bulgaria. In: *BlackSeaHazNet FP7 IRSES Project 246874(Complex Research of Earthquake's Forecasting Possibilities, Seismicity and Climate Change Correlations, 3, Seminar proceedings, 16—20 December, 2013, INRNE-BAS. Sofia, Bulgaria.* P. 70—79.
- Pec J., Santos E., 2006. Magnetotelluric inversion for anisotropic conductivities in layered media. *Phys. Earth Planet. Int.* 47, 33—41.
- Semenov V. Yu., Pek J., Adam A., Jozwiak W., Ladanyvskyy B., Logvinov I., Pushkarev P., Vozar J., 2008. Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophysica* 56(4), 957—981.
- Siripunvaraporn W., Egbert G., 2000. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics* 65(3), 791—803.

## Modelling of the Earth's crust of Ukraine by the results of the magnetotelluric studies using new methods of inversions

© S. Kovachikova, I. M. Logvinov, J. Pek, V. N. Tarasov, 2016

Application of 1D anisotropic inversion (using methods of stochastic and directional decomposition analysis) and 3D inversion (by thin layer) to magnetotelluric data in the territory of Ukraine allowed to prove quantitatively the existence of conductive objects located at different depths and extending in intersecting directions. The importance of the use of these methods has been demonstrated by examples, linking results in the Carpathians, the Dnieper-Donets Basin, the slope of the Voronezh massif, Ukrainian shield with accommodation areas and areas of specific minerals, seismic and geo- and hydrothermal resources.

**Key words:** conductivity structure, Earth's crust, Ukrainian Carpathians, Kirovograd anomaly of conductivity, Voronezh massif decline.

### References

- Aleksanova E. D., Baglaenko N. V., Varentsov Iv. M., Kulikov V. A., Logvinov I. M., Lozovskiy I. N., Orlyuk M. I., Pushkarev P. Yu., Sokolova E. Yu., Sokolov N. S., Tarasov V. N., Shustov N. L., Yakovlev A. G., Yakovlev D. V., Working Group KIROVOGRAD, 2011. Comparison of geophysical fields in the area of the Kirovograd conductivity anomaly and Kursk. In: *Modern state of Earth Sciences*. Moscow: Publ. House of Moscow University, P. 33—37 (in Russian)
- Varentsov Iv. M., Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovachikova S., Logvinov I. M., Tarasov V. N., Tregubenko V. I., 2013. The slope of the Voronezh crystalline massif (geophysics, deep processes). Kiev: Logos, 112 p. (in Russian).
- Galetskyy L. S., Shevchenko T. P., 2006. New concepts on the structure and ore presence of the Earth's crust of the territory of Ukraine. *Geofizicheskiy zhurnal* 28(5), 57—65 (in Ukrainian).
- Gintov O. B., 2005. Field Tectonophysics and its application in the study of the deformation of the crust of Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovachikova S., Logvinov I. M., Tarasov V. N., Usenko O. V., 2005. Ukrainian Shield (Geophysics, deep processes). Kiev: Korvin Press, 210 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovachikova S., Logvinov I. M., Pec J., Tarasov V. N., Usenko O. V., 2006. Dnieper-Donetsk Basin (Geophysics, deep processes). Kiev: Korvin Press, 144 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovachikova S., Logvinov I. M., Tarasov V. N., 2012. Volyn-Podolsk Plate (Geophysics, deep processes). Kiev: Naukova Dumka, 193 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovachikova S., Logvinov I. M., Tarasov V. N., Usenko O. V., 2011. Ukrainian Carpathian (Geophysics, deep processes). Kiev: Logos, 128 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Logvinov I. M., Shkurenko I. E., 2007. New results geothermal and geoelectrical investigations Dnieper modern revitalization zone. *Geofizicheskiy zhurnal* 29(1), 57—65 (in Russian).
- National Atlas of Ukraine, 2007. Kyiv: State Scientific Production Enterprise «Kartographia», 440 p. (in Ukrainian).
- Tarasov V. N., Logvinov I. M., Gordienko I. V., 2012. The results of magnetotelluric investigations on the South of the Voronezh anticline. *Dopovidi NAN Ukrainy* (10), 115—118 (in Russian).
- Tarasov V. N., Logvinov I. M., Litvinov D. A., 2013. A comparative analysis of graphic presentation of 3D models based on magnetotelluric sounding data. *Geoinformatika* (3), 59—66 (in Russian).
- Kharitonov O. M., Kostyuk O. P., Kutas V. V., Pronishin R. S., Rudenskaya I. M., 1996. Seismicity of the territory of Ukraine. *Geofizicheskiy zhurnal* 18(1), 3—15 (in Russian).
- Shlapinskyy V. E., 2015. Geological structure of Skybian, Krosno and Duklya-Chornohora nappes of the Ukrainian Carpathians and oil and gas prospects: Dis. Cand. geol. Sci. Lviv, 211 p. (in Ukrainian).
- Berdichevsky M. N., Dmitriev V. I., 2008. Models and

- methods of magnetotellurics. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 563 p.
- Constable S. C., Parker R. L., Constable C. G., 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for the inversion of electromagnetic data. *Geophysics* 52, 289—300.
- Ingerov A. I., Rokityansky I. I., Tregubenko V. I., 1999. Forty years of MTS studies in the Ukraine. *Earth Planet. Space* 51, 1127—1133.
- Kovacikova S., 2001. Modelling of the geomagnetic induction anomaly sources over the eastern margin of the Bohemian Massif and its contact with the West Carpathians: Dr. dis. Praha, 88 p.
- Kovacikova S., Jozwiak W., Logvinov I., Nowozynski K., Pek J., Ladanivskyy B., Tarasov V., 2010. Database of geomagnetic induction vectors across the Carpathians and modeling of the regional conductivity distribution: *XIX Kongress CBGA*, P. 17.
- Kováčiková S., Červ V., Praus O., 2005. Modelling of the conductance distribution at the eastern margin of the European Hercynides. *Stud. Geophys. Geod.* 49, 403—421.
- Kovachikova S., Logvinov I., Nazarevych A., Nazarevych L., Pek J., Tarasov V., Kalenda P., 2016. Seismic activity and deep conductivity structure of the Eastern Carpathians. *Stud. Geophys. Geod.* 60(2), 280—296. doi: 10.1007/s11200-014-0942-y.
- Logvinov I. M., 2015. Deep Geoelectrical Structure of the Central and Western Ukraine. *Acta Geophysica* 63(5), 1216—1230. doi:10.1515/acgeo-2015-0049.
- Logvinov I., Srebrov B., Rakhlin L., Kovachikova S., 2014. Geoelectrical studies at the geophysical observatories of Bulgaria. In: *BlackSeaHazNet FP7 IRSES Project 246874(Complex Research of Earthquake's Forecasting Possibilities, Seismicity and Climate Change Correlations, 3, Seminar proceedings, 16—20 December, 2013, INRNE-BAS. Sofia, Bulgaria.* P. 70—79.
- Pec J., Santos E., 2006. Magnetotelluric inversion for anisotropic conductivities in layered media. *Phys. Earth Planet. Int.* 47, 33—41.
- Semenov V. Yu., Pek J., Adam A., Jozwiak W., Ladanivskyy B., Logvinov I., Pushkarev P., Vozar J., 2008. Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophysica* 56(4), 957—981.
- Siripunvaraporn W., Egbert G., 2000. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics* 65(3), 791—803.

## Распространение волн в периодических жидкотвердых слоистых средах

© Ю. В.Роганов<sup>1</sup>, В. Ю. Роганов<sup>2</sup>, 2016

<sup>1</sup>Tesseral Technologies Inc., Киев, Украина

<sup>2</sup>Институт кибернетики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 25 августа 2016 г.

*Представлено членом режколлегии Ю. К. Тяпкиным*

Виведено дисперсійне рівняння для хвиль Флоке, що поширюються в бінарному горизонтально-шаруватому рідкотвердому середовищі. Дисперсійне рівняння представлено добутком чотирьох множників, що дає змогу пояснити розбиття області параметрів (частота, горизонтальна повільність) на зони проходження і поглинання. Показано, що перехід цих множників у нуль відповідає хвилям Флоке з горизонтальною груповою швидкістю. Розглянуто властивості хвиль, що поширюються горизонтально. Отримано формули для відношень компонент векторів поляризації і амплітуд парціальних хвиль. Теорію проілюстровано на одному прикладі.

**Ключові слова:** періодичне рідкотверде середовище, дисперсійне рівняння, хвиля Флоке, крива повільності, індикатриса швидкостей.

**Введение.** Распространению волн в периодических упругих твердых горизонтально-слоистых средах посвящено много работ [Бреховских, 1973; Сибирияков и др., 1980; Braga, Herrmann, 1992; Chicone, 1999; Roganov, Stovas, 2012]. Большой интерес представляют среды с периодическим повторением жидких и твердых слоев, поскольку они являются моделями пород с трещинами, насыщенными жидкостью. Если жидкость является идеальной, т. е. с нулевой вязкостью, то при распространении волны на границах между жидкими и твердыми слоями возникают разрывы касательных компонент скоростей смещений, а касательные компоненты напряжений равны нулю. Это приводит к специфическим свойствам волновых полей в таких композитах. Например, наличие двух в среднем продольных волн, распространяющихся вдоль слоев (двух симметричных мод), и присутствие большой анизотропии даже при сколь угодно малой мощности жидких слоев. Следует отметить, что в случае слоистых сред с твердыми слоями, если устремить мощности некоторых слоев к нулю, их влияние на распространяющиеся волны прекращается.

В дальнейшем рассматривается только случай, когда жидкость, заполняющая слои, является идеальной, а границы слоев расположены горизонтально.

В статье [Рытов, 1956] приведены дисперсионные соотношения для плоских волн, распространяющихся в периодических жидкотвердых средах вдоль слоев и перпендикулярно слоям. Представляя распространяющуюся волну в каждом слое взвешенной суммой плоских волн разного типа, автор получил однородную линейную систему уравнений с неизвестными амплитудами. Эта система уравнений определяется краевыми условиями на границах между жидкими и твердыми слоями, а ее определителем является дисперсионное соотношение. Затем автор вычислил низкочастотные пределы дисперсионных соотношений для описанных типов плоских волн, получив результат, что вдоль слоев при низких частотах могут распространяться две в среднем продольные волны (симметричные моды) и одна в среднем поперечная волна (антисимметричная мода). Эти результаты содержатся в книге [Бреховских, 1973]. В. А. Корнеев [Korneev, 2011] вывел уравнение для скоростей распространения вдоль слоев симметричных мод и исследовал их изменение в зависимости от частоты и отношения мощностей жидкого и твердого слоев.

Л. А. Молотков [Молотков, 1979], используя пятимерный формализм, выполнил предельный переход к нулевой частоте в пропагаторе для периода жидкотвердой среды. В результате он вывел дифференциальные уравнения, описывающие распространение волн в полученной однородной среде, являющейся трансверсально-изотропной средой Био [Молотков, 1979, 2001]. Волновые

процессы в этой среде описываются пятью параметрами, которые определяют компоненты векторов смещений и тензоров напряжений в жидком  $(u_x^{(1)}, u_z, \tau_{xz}^{(1)})$  и твердом  $(u_x^{(2)}, u_z, \tau_{xz}^{(2)}, \tau_{zz})$  слоях. Переменные без верхнего индекса непрерывны. Из формул исключены касательные напряжения  $\tau_{xz}^{(1)}$  и  $\tau_{xz}^{(2)}$ , которые для низких частот считаются равными нулю во всей среде. В работах [Молотков, Хило, 1983; Молотков, 1988] авторы преобразовали полученные дифференциальные уравнения в спектральную область и представили их корни для точечного источника интегралами Меллина. Эти интегралы они вычислили по методу перевала и получили приближенные формулы для индикатрис групповых скоростей двух мод. Индикатрисы групповых скоростей имеют три пересечения с положительной полуосью, которым соответствуют три волны, распространяющиеся вдоль слоев. Они показали, что волна с наибольшей скоростью является квазипродольной, а волна с немного меньшей скоростью — продольно-пластинчатой. Скорость третьей волны зависит от отношения мощностей жидких и твердых слоев и стремится к нулю, если это отношение мало.

М. Шонберг в работах [Schoenberg, 1983, 1984] вывел дисперсионное уравнение для жидкотвердой периодической среды. Это уравнение справедливо для всех частот и волновых чисел (или горизонтальных медленностей). После предельного перехода к нулевой частоте им получено уравнение кривой медленности, которое в дальнейшем обобщено для многослойной периодической жидкотвердой среды. Из уравнения кривой медленности найдено параметрическое уравнение индикатрисы групповых скоростей. М. Шонберг отметил хорошее соответствие полученных аналитических выражений результатам экспериментов в ультразвуковом диапазоне частот. Заменяя волновые числа частными производными, он получил дифференциальные уравнения для однородной среды, приближенно описывающие распространение волн в слоистых жидкотвердых средах при низких частотах. Теория М. Шонберга основана на использовании пропагатора для среды с чередующимися жидкими и твердыми слоями. Пропагатор позволяет пересчитывать вертикальные компоненты смещений и давления из одного жидкого слоя в другой с правильным учетом условий на промежуточных границах. Оба параметра волнового поля, используемые при пересчете, являются непрерывными на всех границах раздела, а пропагатор является  $2 \times 2$  матрицей как для пропагатора в среде с только жидкими слоями. Такой подход дает основание использовать матрицу монодромии (пропагатор для периода) и теорию Флоке [Floquet, 1883; Braga, Herrman, 1992] при описании плоских волн, распространяющихся в жидкотвердых периодических средах. В рамках этого подхода плоскость параметров (горизонтальная медленность, частота) делится на зоны прохождения и поглощения. Зонам прохождения соответствуют однородные плоские волны, а зонам поглощения — затухающие. М. Шонберг в статье [Schoenberg, 1984] привел пример такого разбиения плоскости параметров. Этим автором также получены некоторые соотношения для низких частот между компонентами смещений в жидких и твердых слоях.

А. Н. Норрис и М. А. Гринфильд [Norris, Grinfeld, 1995] показали эквивалентность уравнения поверхности медленности для периодической жидкотвердой среды, полученного в рамках теории Био, уравнению, полученному М. Шонбергом [Schoenberg, 1984] пропагаторным методом.

Применение пропагаторов для жидкотвердой среды в контексте пятимерного формализма представлено в книге [Молотков, 1984], а в контексте дельта-операторной техники для анизотропных жидкотвердых сред — в статье [Роганов, 2013].

В данной статье продолжено изучение волн Флоке, распространяющихся в бинарных периодических жидкотвердых средах. Используя метод, предложенный М. Шонбергом [Schoenberg, 1983, 1984], авторы вывели новое аналитическое выражение для матрицы монодромии и получили дисперсионное уравнение, представленное произведением четырех множителей, которые ответственны за расположение границ зон прохождения и параметры волн Флоке, распространяющихся вдоль слоев.

**Теория и численный пример.** Рассмотрим распространение плоских волн в бесконечной периодической горизонтально-слоистой среде с двумя слоями в периоде. Предположим, что один из слоев является твердым и изотропным с мощностью  $d$ , плотностью  $\rho$ , скоростями  $\alpha$ ,  $\beta$  продольных и поперечных волн соответственно, а другой слой имеет мощность  $h$ , заполнен идеальной жидкостью с плотностью  $\rho_f$  и скоростью акустической волны  $\alpha_f$ .

Излагаемая теория иллюстрируется на примере периодической жидкотвердой среды с двумя слоями в периоде из статьи [Корнеев, 2011]. Эта среда описывается параметрами  $\alpha = 4000$  м/с,





Рис. 1 Периодическая двуслойная жидкотвердая среда.

$\beta = 2200$  м/с,  $\rho = 2700$  кг/м<sup>3</sup>,  $d = 1$  м,  $\alpha_f = 1500$  м/с,  $\rho_f = 1000$  кг/м<sup>3</sup>,  $h = 0,001$  м. Аспектное число для этой среды  $h/d = 0,001$ .

Выберем систему координат так, чтобы ось  $Ox$  была горизонтальна и проходила через середину твердого слоя, а ось  $Oz$  была вертикальна и направлена вниз (рис. 1).

Все плоские волны в рассматриваемой среде с горизонтальной медленностью  $p$  и круговой частотой  $\omega = 2\pi f$  содержат фазовый множитель  $\exp[i\omega(px - t)]$ , который в статье исключен из соответствующих формул.

Обозначим соответственно  $\xi = \sqrt{\frac{1}{\alpha^2} - p^2}$ ,  $\eta = \sqrt{\frac{1}{\beta^2} - p^2}$  и  $\xi_f = \sqrt{\frac{1}{\alpha_f^2} - p^2}$  вертикальные медленности продольных и поперечных волн в твердом слое и акустической волны в жидком слое,  $H = d + h$  — мощность периода.

Если  $z$  принадлежит твердому слою, то  $\mathbf{a}(z) = (a_{pd}, a_{sd}, a_{pu}, a_{su})^T$  означает вектор, компонентами которого являются амплитуды продольных ( $p$ ) и поперечных ( $s$ ) волн, распространяющихся вниз ( $d$ ) и вверх ( $u$ ). В этом случае вектор скоростей смещений и напряжений  $\mathbf{v}(z) = (u_1, u_3, \tau_{13}, \tau_{33})^T$  находится по формуле  $\mathbf{v}(z) = \mathbf{E}\mathbf{a}(z)$ , где столбцами матрицы  $\mathbf{E}$  служат четыре вектора, состоящих из нормированных скоростей смещений и напряжений плоских волн разного типа в твердой среде:

$$\mathbf{E} = \begin{pmatrix} \alpha p & \beta \eta & \alpha p & \beta \eta \\ \alpha \xi & -\beta p & -\alpha \xi & \beta p \\ -2\rho\alpha\beta^2 p \xi & -\rho\beta(1 - 2\beta^2 p^2) & 2\rho\alpha\beta^2 p \xi & \rho\beta(1 - 2\beta^2 p^2) \\ -\rho\alpha(1 - 2\beta^2 p^2) & 2\rho\beta^3 p \eta & -\rho\alpha(1 - 2\beta^2 p^2) & 2\rho\beta^3 p \eta \end{pmatrix}. \quad (1)$$

Аналогично обозначим  $\mathbf{b}(z) = (b_d, b_u)^T$  вектор амплитуд плоских волн, если  $z$  принадлежит жидкому слою. Вектор, состоящий из вертикальных компонент скоростей смещений и вертикальных напряжений  $\mathbf{w}(z) = (u_3, \tau_{33})^T$ , находится по формуле  $\mathbf{w}(z) = \mathbf{E}_f \mathbf{b}(z)$ , где

$$\mathbf{E}_f = \begin{pmatrix} \alpha_f \xi_f & -\alpha_f \xi_f \\ -\alpha_f \rho_f & -\alpha_f \rho_f \end{pmatrix}. \quad (2)$$

Матрицы  $\mathbf{E}$  и  $\mathbf{E}_f$  имеют соответственно обратные матрицы:

$$\mathbf{E}^{-1} = \begin{pmatrix} \frac{\beta^2 p}{\alpha} & \frac{1 - 2\beta^2 p^2}{2\alpha \xi} & -\frac{p}{2\rho\alpha \xi} & -\frac{1}{2\rho\alpha} \\ \frac{1 - 2\beta^2 p^2}{2\beta \eta} & -\beta p & -\frac{1}{2\rho\beta} & \frac{p}{2\rho\beta \eta} \\ \frac{\beta^2 p}{\alpha} & -\frac{1 - 2\beta^2 p^2}{2\alpha \xi} & \frac{p}{2\rho\alpha \xi} & -\frac{1}{2\rho\alpha} \\ \frac{1 - 2\beta^2 p^2}{2\beta \eta} & \beta p & \frac{1}{2\rho\beta} & \frac{p}{2\rho\beta \eta} \end{pmatrix}, \quad (3)$$

$$\mathbf{E}_f^{-1} = \frac{1}{2} \begin{pmatrix} \alpha_f^{-1} \xi_f^{-1} & -\alpha_f^{-1} \rho_f^{-1} \\ -\alpha_f^{-1} \xi_f^{-1} & -\alpha_f^{-1} \rho_f^{-1} \end{pmatrix}. \quad (4)$$

Введем диагональные матрицы:

$$\Lambda = \text{diag}(\exp(i\omega \xi d/2), \exp(i\omega \eta d/2), \exp(-i\omega \xi d/2), \exp(-i\omega \eta d/2)), \quad (5)$$

$$\Lambda_f = \text{diag}\left(\exp(i\omega\xi_f h/2), \exp(-i\omega\xi_f h/2)\right), \quad (6)$$

а также матрицы-пропагаторы  $\mathbf{Q} = \mathbf{E}_f \Lambda_f \mathbf{E}_f^{-1}$  и  $\mathbf{P} = \mathbf{E} \Lambda^2 \mathbf{E}^{-1}$  для жидкого и твердого слоев, где  $i = \sqrt{-1}$ .

Знаки столбцов матриц  $\mathbf{E}$  и  $\mathbf{E}_f$  выбраны так, чтобы симметричные и антисимметричные моды описывались соответственно равенствами  $a_{pd} = a_{pu}$ ,  $a_{sd} = a_{su}$ ,  $b_d = b_u$  и  $a_{pd} = -a_{pu}$ ,  $a_{sd} = -a_{su}$ ,  $b_d = -b_u$ .

**Матрица монодромии для жидкотвердой среды и дисперсионное уравнение.** Используя матричный метод Томсона—Хаскелла [Thomson, 1950; Haskell, 1953], можно связать значения векторов  $\mathbf{w}(z) = (u_3, \tau_{33})^T$  и  $\mathbf{v}(z) = (u_1, u_3, \tau_{13}, \tau_{33})^T$  для разных глубин, находящихся в одном слое (см. рис. 1), линейными соотношениями:

$$\mathbf{w}(z_2) = \mathbf{Q} \mathbf{w}(z_1), \quad (7)$$

$$\mathbf{v}(z_4) = \mathbf{P} \mathbf{v}(z_2), \quad (8)$$

$$\mathbf{w}(z_5) = \mathbf{Q} \mathbf{w}(z_4). \quad (9)$$

На границах жидкотвердых слоев непрерывны компоненты волнового поля  $u_3$ ,  $\tau_{33}$  и, следовательно,

$$\mathbf{w}(z_4) = \mathbf{F} \mathbf{v}(z_4), \quad (10)$$

где  $\mathbf{F} = \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$ .

Пусть  $\mathbf{v}(z_2) = (u_1, u_3, \tau_{13}, \tau_{33})^T$ . Из соотношений  $\tau_{13}(z_2) \equiv \tau_{13} = 0$  и  $\tau_{13}(z_4) = 0$  следует, что  $\mathbf{P}_{31}u_1 + \mathbf{P}_{32}u_3 + \mathbf{P}_{34}\tau_{33} = 0$ . Поэтому  $u_1 = -\mathbf{P}_{31}^{-1}\mathbf{P}_{32}u_3 - \mathbf{P}_{31}^{-1}\mathbf{P}_{34}\tau_{33}$  и справедливо соотношение

$$\mathbf{v}(z_2) = \mathbf{G} \mathbf{w}(z_2), \quad (11)$$

где

$$\mathbf{G} = \begin{pmatrix} -\mathbf{P}_{32}/\mathbf{P}_{31} & -\mathbf{P}_{34}/\mathbf{P}_{31} \\ 1 & 0 \\ 0 & 0 \\ 0 & 1 \end{pmatrix}$$

и  $\mathbf{P}_{ij}$  — элементы матрицы  $\mathbf{P}$ .

Применяя последовательно преобразования (7), (11), (8), (10), (9), получим пропагатор (матрицу монодромии) [Якубович, Старжинский, 1972], связывающий параметры волнового поля  $\mathbf{w}(z)$ , относящиеся к срединам соседних жидких слоев  $\mathbf{w}(z_5) = \mathbf{M} \mathbf{w}(z_1)$ ,

где

$$\mathbf{M} = \mathbf{Q} \mathbf{F} \mathbf{P} \mathbf{G} \mathbf{Q}. \quad (12)$$

Аналогичный подход построения пропагатора для жидкотвердой среды предложил М. Шонберг [Schoenberg, 1983, 1984].

Обозначим

$$t_q = \text{tg}(\omega q(d+h)/2), \quad t_\xi = \text{tg}(\omega \xi d/2), \quad t_\eta = \text{tg}(\omega \eta d/2), \quad t_f = \text{tg}(\omega \xi_f h/2),$$

$$m_{\xi\eta} = 4\xi\beta^4 p^2 \eta t_\xi + (1 - 2\beta^2 p^2)^2 t_\eta, \quad m_{\eta\xi} = 4\xi\beta^4 p^2 \eta t_\eta + (1 - 2\beta^2 p^2)^2 t_\xi, \quad k = \frac{\rho_f \xi}{\rho \xi_f},$$

$$r_{11} = (m_{\eta\xi} + kt_f)/\xi, \quad r_{12} = (m_{\xi\eta} t_f + kt_\xi t_\eta) \xi_f / \eta, \quad (13)$$

$$r_{21} = (-m_{\eta\xi} t_f + k) \xi_f / \xi, \quad r_{22} = (m_{\xi\eta} - kt_\xi t_\eta t_f) / \eta. \quad (14)$$

Вычисление по формуле (12) показывает, что

$$\mathbf{M} = (r_{21} r_{22} + r_{11} r_{12})^{-1} \begin{pmatrix} r_{21} r_{22} - r_{11} r_{12} & -2i\rho_f^{-1} r_{12} r_{21} \\ -2i\rho_f r_{11} r_{22} & r_{21} r_{22} - r_{11} r_{12} \end{pmatrix}. \quad (15)$$

Согласно теории Флоке для периодической среды [Braga, Herrman, 1992; Chicone, 1999;

Roganov, Stovas, 2012], вектор  $\mathbf{w}(z)$  можно представить как произведение  $\mathbf{w}(z) = \exp(i\omega qz)\mathbf{S}(z)$ , где  $\mathbf{S}(z) = \mathbf{S}(z+H)$  — периодическая функция. Следовательно,  $\mathbf{w}(z_5) = \exp(i\omega qH)\mathbf{w}(z_1)$  и  $\lambda \equiv \exp(i\omega qH)$  является собственным числом матрицы  $\mathbf{M}$ . Значение  $q$  — вертикальная медленность интерференционной волны Флоке, а собственные векторы матрицы  $\mathbf{M}$  определяют векторы поляризации в жидких слоях на глубинах  $z_1+nH$ , где  $n$  — целое число. Векторы поляризации повторяются с периодом  $H$ . На других глубинах в пределах периода векторы поляризации вычисляются умножением собственных векторов матрицы  $\mathbf{M}$  на соответствующие пропагаторы.

Из соотношения (15) следует, что  $\det(\mathbf{M})=1$ . Поэтому справедливы равенства:

$$\cos(i\omega qH) = \frac{1-t_q^2}{1+t_q^2} = \text{Tr}(\mathbf{M})/2 = \frac{r_{21}r_{22} - r_{11}r_{12}}{r_{21}r_{22} + r_{11}r_{12}} = \frac{1-r_{11}r_{12}r_{21}^{-1}r_{22}^{-1}}{1+r_{11}r_{12}r_{21}^{-1}r_{22}^{-1}}. \quad (16)$$

Следовательно,

$$t_q^2 = \frac{r_{11}r_{12}}{r_{21}r_{22}}. \quad (17)$$

Равенство (17) является дисперсионным уравнением. Эквивалентное дисперсионное уравнение относительно  $\cos(i\omega qH)$  получено М. Шонбергом [Schoenberg, 1984]. Соотношение (17) определяет кинематические свойства плоских волн в периодической жидкотвердой среде. При фиксированной частоте  $\omega$  оно задает кривую медленности  $q=q(p,\omega)$  и позволяет рассматривать процесс распространения интерференционной совокупности плоских волн в периодической среде как единую плоскую волну Флоке [Floquet, 1883] с вертикальной медленностью  $q=q(p,\omega)$ .

В дальнейшем будем рассматривать только моды, для которых значения  $\omega\xi d$ ,  $\omega\eta d$ ,  $\omega\xi_f h$  и  $\omega qH$  не превосходят  $\pi$ .

Значения чисел  $r_{11}, r_{12}, r_{21}, r_{22}$  вещественны при любых параметрах  $p$  и  $\omega$ , даже когда в слоях плоские волны неоднородны. Знак правой части равенства (17) определяет разбиение плоскости параметров  $(p, \omega)$  на зоны прохождения и зоны поглощения, которым соответствуют однородные и неоднородные (затухающие) волны.

При  $p=0$  и небольшой частоте  $\omega$  все значения  $r_{11}, r_{12}, r_{21}, r_{22}$  положительны. Следовательно, точка  $(p, \omega)$  находится в зоне прохождения. Кроме того, при  $p > \max(\alpha^{-1}, \beta^{-1}, \alpha_f^{-1})$  все значения  $\xi, \eta, \xi_f$  являются чисто мнимыми. Поскольку  $\text{tg}(ix) = i\text{th}(x)$ , то  $\text{tg}(ix) \rightarrow i$  при  $x \rightarrow +\infty$ . Таким образом, при  $\omega \rightarrow \infty$  справедливо равенство  $t_\xi = t_\eta = t_f = i$ . Поэтому при  $\omega \rightarrow \infty$  и  $p > \max(\alpha^{-1}, \beta^{-1}, \alpha_f^{-1})$  выполняются соотношения  $r_{11} = iS\xi^{-1}$ ,  $r_{12} = -S\xi_f\eta^{-1}$ ,  $r_{21} = S\xi_f\xi^{-1}$ ,  $r_{22} = iS\eta^{-1}$ , где  $S = 4p^2\beta^4\xi\eta + (1 - 2\beta^2p^2)^2 + k$ .

Из формулы (17) следует, что в этом случае либо  $t_q^2 = -1$  и точка  $(p, \omega)$  принадлежит зоне поглощения, либо  $S=0$ , что соответствует волне Шолте, распространяющейся вдоль границы двуслойной жидкотвердой среды. При указанных условиях все значения  $r_{11}, r_{12}, r_{21}, r_{22}$  обращаются в нуль одновременно. Поэтому при больших частотах зоны прохождения сжимаются и приближаются к линии, для которой  $S(p)=0$ .

Для рассматриваемого примера на рис. 2 серым цветом показаны зоны прохождения в логарифмическом масштабе. Такое расположение зон типично для жидкотвердых периодических сред с двумя слоями в периоде. Зоны ограничиваются линиями, для которых  $r_{ij}(p, \omega)=0$ ,  $i, j=1, 2$ . На рисунке видно, что область, ограниченная линиями  $r_{12}=0$  и  $r_{21}=0$ , вырождается, начиная с частоты около 200 Гц.

Как будет показано ниже, соотношения  $r_{11}=0$ ,  $r_{12}=0$  определяют соответственно параметры  $(p, \omega)$  антисимметричных и симметричных волн, распространяющихся горизонтально. Равенство нулю множителей  $r_{21}, r_{22}$  соответствует двум типам волн, имеющим горизонтальные групповые скорости: с горизонтальными колебаниями в средине твердых слоев и вертикальными колебаниями в средине жидких слоев ( $r_{21}=0$ ), либо наоборот ( $r_{22}=0$ ).

В точке  $A(p_A, \omega_A)$  кривые, заданные соотношениями  $r_{11}(p, \omega)=0$  и  $r_{12}(p, \omega)=0$ , пересекаются. Поэтому при  $\omega < \omega_A$  симметричная волна ограничивает вторую зону прохождения справа, а антисимметричная волна — третью зону слева. При  $\omega > \omega_A$  положения симметричной и антисимметричной волн изменяются на противоположные: антисимметричная волна ограничивает вторую зону прохождения, а симметричная — третью. В данном случае при фиксированной частоте  $\omega$  урав-

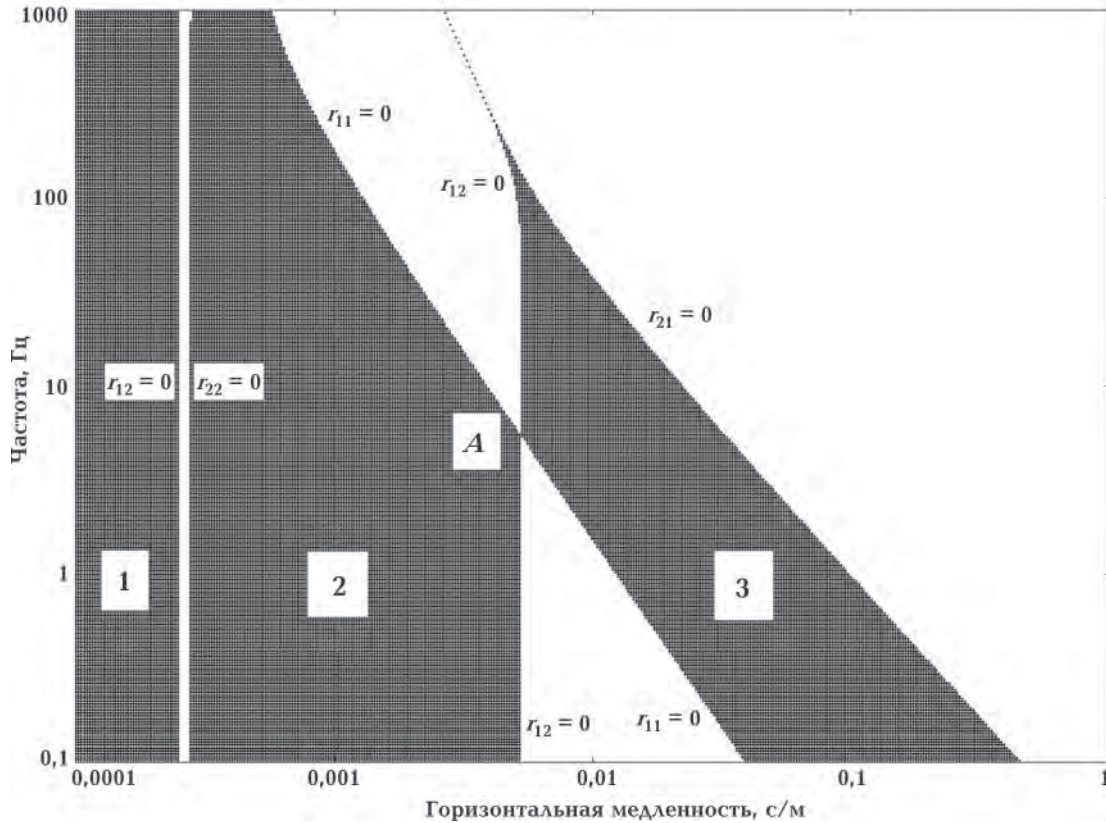


Рис. 2. Три зоны прохождения для плоских волн, распространяющихся в периодической жидкотвердой среде в зависимости от горизонтальной медленности  $p$  и частоты  $F=\omega/2\pi$ . Зоны прохождения ограничены линиями  $r_{ij}(p,\omega)=0$ .

нение  $r_{12}(p,\omega)=0$  имеет два корня, а остальные уравнения  $r_{ij}(p,\omega)=0$  — по одному корню. Корни уравнений  $r_{12}(p,\omega)=0$  и  $r_{22}(p,\omega)=0$  слабо зависят от частоты.

При значениях  $p$  и  $\omega$ , для которых  $r_{21}(p,\omega)=0$  или  $r_{22}(p,\omega)=0$ , знаменатель правой части соотношения (17) равен нулю. Следовательно, в этом случае  $t_q=\infty$  и

$$q(\omega, p) = \frac{\pi}{\omega H}. \quad (18)$$

Для такой волны Флоке  $\mathbf{w}(z_5) = \mathbf{M}\mathbf{w}(z_1) = \exp(i\omega q H)\mathbf{w}(z_1) = \exp(i\pi)\mathbf{w}(z_1) = -\mathbf{w}(z_1)$ . Данное равенство означает, что векторы поляризации в точках  $(x, z)$  и  $(x, z+H)$  имеют противоположные знаки. Следовательно, они одинаковы в точках  $(x, z)$  и  $(x, z+2H)$ .

Из соотношения (17) следует, что при  $t_q=\infty$  значение  $q'_p = \infty$ . Поэтому групповые скорости таких волн направлены горизонтально. Направления групповых скоростей значительно отличаются от направлений фазовых скоростей, для которых  $\text{tg}(\varphi_{ph}) = \frac{q}{p} = \frac{\pi}{p\omega H}$ . Из этого также следует, что кривая медленности для данной волны не существует в диапазоне углов  $(\varphi_{ph}, \pi - \varphi_{ph})$ .

Отметим, что если периодом считать не  $H$ , а  $2H$ , то волны Флоке, для которых  $r_{21}(p,\omega)=0$  или  $r_{22}(p,\omega)=0$ , можно описать методом, изложенным в статье [Рытов, 1956].

Дисперсионное уравнение для периода  $2H$  выражается формулой

$$\text{tg}^2 \omega H \tilde{q} = 4r_{11}r_{12}r_{21}r_{22} / (r_{11}r_{12} + r_{21}r_{22})^2.$$

Поэтому для всех четырех волн, описываемых равенствами  $r_{ij}=0$ , вертикальная медленность  $\tilde{q} = 0$ . В таком представлении направления фазовой и групповой скоростей этих волн горизонтальны.

На рис. 3 изображены кривые медленности трех мод волн Флоке для частоты  $F=10$  Гц. Эти кривые находятся в разных интервалах горизонтальных медленностей  $p$  и соответствуют разным

модам плоских волн, распространяющимся в жидкотвердой среде. Для частоты  $F=10$  Гц кривая медленности  $AB$  выпуклая и описывает волны с большими фазовыми скоростями. Она практически совпадает с кривой медленности  $qP$ -волны в однородной вертикальной трансверсально-изотропной (ВТИ) среде, полученной осреднением Бакуса двуслойной периодической среды со скоростью поперечной волны  $\beta=0$  в жидком слое (рис. 4). Для полученной ВТИ-среды параметры Томсона равны:  $\epsilon=0,0075$  и  $\delta=-0,42$ . Наличие большого отрицательного значения  $\delta$  является следствием условия проскальзывания на границах между твердыми и жидкими слоями. Поскольку  $\sqrt{1+2\epsilon} \approx 1$ , скорости  $qP$ -волн вдоль и поперек слоев практически одинаковы. В то же время, отношение скорости ОГТ к скорости по вертикали равно  $\sqrt{1+2\delta} = 0,4$ . Можно показать, что при маленьких значениях аспектного отношения  $h/d$  значение  $\delta \approx -2g^2(1-g^2)$ , где  $g = \beta/\alpha$ . Оно достигает наибольшего отрицательного значения  $\delta=-0,5$  для среды с  $g = 1/\sqrt{2}$ . В этом случае  $v_{\text{ОГТ}} = v_{\text{верт}} \sqrt{1+2\delta} = 0$ .

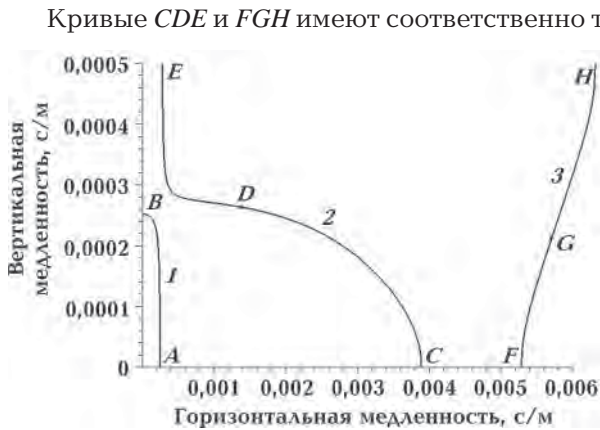


Рис. 3. Кривые медленности, удовлетворяющие уравнению (17) для частоты  $F=10$  Гц.

стоте  $\omega$ , определим индикатрисы групповых скоростей — зависимости групповых скоростей  $v_{gr}$  от групповых углов  $\psi_{gr}$ :

$$v_{gr}(\psi_{gr}) = \frac{\sqrt{1+q_p'^2}}{q - pq_p'}, \quad \text{tg}(\psi_{gr}) = -\frac{1}{q_p'}, \quad (19)$$

где

$$q_p' = \frac{\partial q}{\partial p}.$$

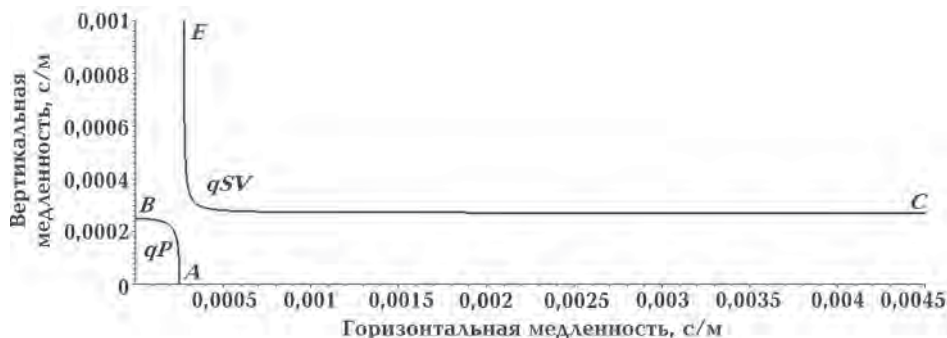


Рис. 4. Кривые медленности для однородной ВТИ-среды после осреднения Бакуса.

На рис. 5 представлены графики индикатрис групповых скоростей, рассчитанных по формулам (19). На них отмечены точки  $A-E$ , соответствующие аналогичным точкам на кривых медленности (см. рис. 3).

Индикатрисы групповых скоростей пересекают положительную горизонтальную полуось в точках  $H, F, C, E, A$ . Соответствующие плоские волны имеют горизонтальные групповые скорости, поскольку нормали к кривым медленности в этих точках горизонтальны (см. рис. 3). Из формулы (19) следует, что групповые скорости для этих волн равны  $1/p_i$ , где  $p_i$  — соответствующие горизонтальные медленности.

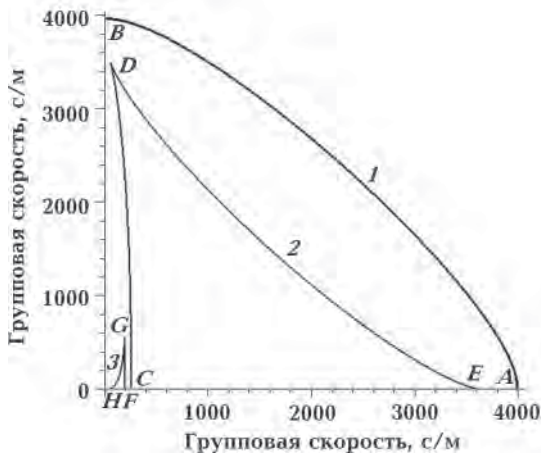


Рис. 5. Индикатрисы групповых скоростей для периодической жидкотвердой среды. Буквами  $A-E$  отмечены точки на индикатрисах, соответствующие аналогичным точкам на кривых медленности из рис. 3.

Для нашего примера область вогнутости на кривой медленности  $AB$  возникает при частотах, больших  $F=548$  Гц. Начиная с этой частоты, на индикатрисе групповых скоростей появляется вертикальная каустика.

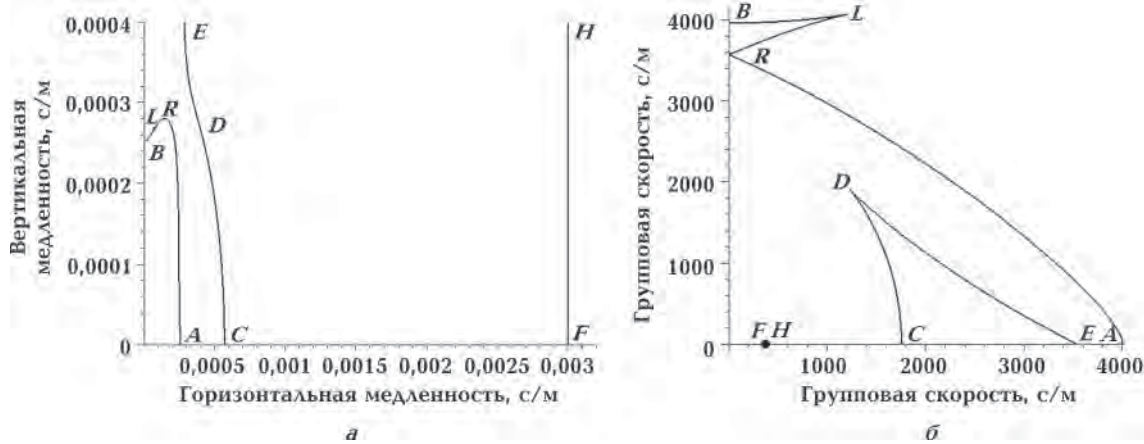


Рис. 6. Кривые медленности (а) и индикатрисы групповых скоростей (б) для частоты  $F=1000$  Гц.

**Векторы поляризации и амплитуды парциальных волн в средах жидкого и твердого слоев.**

Собственный вектор  $\mathbf{w}(z_1)$  матрицы  $\mathbf{M}$  находим из соотношения

$$\tilde{\mathbf{w}}(z_1) = (r_{21}r_{22} + r_{11}r_{12}) \begin{pmatrix} \mathbf{M}_{22} - \lambda \\ -\mathbf{M}_{21} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -i(r_{21}r_{22} + r_{11}r_{12}) \sin(i\omega qH) \\ 2i\rho_f r_{11}r_{22} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -2it_q r_{21}r_{22} \\ 2i\rho_f r_{11}r_{22} \end{pmatrix}.$$

После нормировки получаем

$$\mathbf{w}(z_1) = \begin{pmatrix} u_3 \\ \tau_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} t_q r_{21} / r_{11} \\ -\rho_f \end{pmatrix}. \tag{21}$$

При  $\omega \rightarrow 0$

$$\mathbf{w}(z_1) = \begin{pmatrix} u_3 \\ \tau_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} q \\ -(\rho) \end{pmatrix}. \tag{22}$$

В жидкой среде выполняется уравнение  $\rho_f \frac{\partial u_1}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{33}}{\partial x}$ . В спектральной области этому уравнению соответствует равенство  $u_1 = -\rho_f^{-1} p \tau_{33}$ . Следовательно, вектор поляризации в середине жидкого слоя задается формулой

$$\mathbf{u}_f(z_1) = \begin{pmatrix} u_{1f} \\ u_{3f} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} p \\ t_q r_{21} / r_{11} \end{pmatrix}. \quad (23)$$

При  $\omega \rightarrow 0$

$$\mathbf{u}_f(z_1) = \begin{pmatrix} u_{1f} \\ u_{3f} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} p \\ q \rho_f \langle \rho \rangle^{-1} \end{pmatrix}. \quad (24)$$

Низкочастотное приближение (24) можно использовать для вычисления векторов поляризации только для первой и второй мод.

Из равенства (23) определим, когда вектор  $\mathbf{u}_f(z_1)$  горизонтален или вертикален. Для этого заметим, что  $|u_{3f}/u_{1f}| = |t_q r_{21}/r_{11}| = \sqrt{r_{12} r_{21} / (r_{11} r_{22})}$ . Следовательно,  $u_{1f}/u_{3f} = 0$ , если  $r_{11}=0$  или  $r_{22}=0$ . Аналогично,  $u_{3f}/u_{1f} = 0$ , если  $r_{12}=0$  или  $r_{21}=0$ . Кроме того, в первом квадранте неравенство  $u_{1f}/u_{3f} < 0$  справедливо, если  $r_{21}/r_{11} < 0$ . Поэтому оно выполняется только для третьей моды (см. рис. 2).

Амплитуды нисходящих  $b_d$  и восходящих  $b_u$  парциальных волн в середине жидкого слоя находятся по формуле  $\mathbf{b} = \begin{pmatrix} b_d \\ b_u \end{pmatrix} = \mathbf{E}_f^{-1} \mathbf{w}(z_1)$ . Следовательно,

$$b_d : b_u = (r_{21} t_q + r_{11} \xi_f) : (-r_{21} t_q + r_{11} \xi_f). \quad (25)$$

Из (24) и (25) следует, что  $u_{1f} = 0 \Leftrightarrow b_d = -b_u$  и  $u_{3f} = 0 \Leftrightarrow b_d = b_u$ .

Вектор амплитуд  $\mathbf{a}(z_3) = (a_{pd}, a_{sd}, a_{pu}, a_{su})^T$  парциальных волн, из которых состоит волна Флоке в середине твердого слоя, находится из соотношения  $\mathbf{a}(z_3) = \mathbf{N} \mathbf{w}(z_1)$ , где  $\mathbf{N} = \mathbf{E} \mathbf{A} \mathbf{E}^{-1} \mathbf{G} \mathbf{Q}$  — пропатор из середины жидкого слоя в середину твердого слоя с учетом краевых условий на промежуточной границе  $z_2$ . Вычисления показывают, что после нормировки амплитуды парциальных волн удовлетворяют равенствам

$$a_{pd} = (1 - 2\beta^2 p^2) (r_{11} s_\eta + t_q r_{22} \xi^{-1} \eta c_\eta), \quad (26)$$

$$a_{pu} = (1 - 2\beta^2 p^2) (r_{11} s_\eta - t_q r_{22} \xi^{-1} \eta c_\eta), \quad (27)$$

$$a_{sd} = -2\alpha \beta p (r_{11} \xi s_\xi + t_q r_{22} \eta c_\xi), \quad (28)$$

$$a_{su} = -2\alpha \beta p (r_{11} \xi s_\xi - t_q r_{22} \eta c_\xi), \quad (29)$$

$$b_d = \alpha \alpha_f^{-1} \rho \rho_f^{-1} \eta \xi_f^{-1} r_{22} (1 - it_q) (r_{11} \xi_f + t_q r_{21}) c_\xi c_\eta c_f, \quad (30)$$

$$b_u = \alpha \alpha_f^{-1} \rho \rho_f^{-1} \eta \xi_f^{-1} r_{22} (1 - it_q) (r_{11} \xi_f - t_q r_{21}) c_\xi c_\eta c_f. \quad (31)$$

Вектор  $\mathbf{v}(z_3) = (u_{1E}, u_{3E}, \tau_{13E}, \tau_{33E})^T$  скоростей смещений и напряжений волны Флоке в середине твердого слоя получим из соотношения  $\mathbf{v}(z_3) = \mathbf{E} \mathbf{a}(z_3)$ . Подставляя формулы (26)—(31) в формулу для  $\mathbf{v}(z_3)$ , находим отношение компонент скоростей смещений в середине твердого слоя:

$$\frac{u_{1E}}{u_{3E}} = \frac{p r_{11} \left( (1 - 2\beta^2 p^2) s_\eta - 2\beta^2 \xi \eta s_\xi \right)}{t_q \eta r_{22} \left( (1 - 2\beta^2 p^2) c_\eta + 2\beta^2 p^2 c_\xi \right)} \quad (32)$$

и отношение компонент вектора скорости смещений в середине твердого слоя к аналогичным компонентам в середине жидкого слоя:

$$\frac{u_{1E}}{u_{1f}} = \frac{\rho_f \left( (1 - 2\beta^2 p^2) s_\eta - 2\beta^2 \xi \eta s_\xi \right)}{\rho \eta r_{22} (1 - it_q) c_\xi c_\eta c_f}, \quad (33)$$

$$\frac{u_{3E}}{u_{3f}} = \frac{\rho_f \left( (1-2\beta^2 p^2) c_\eta + 2\beta^2 p^2 c_\xi \right)}{\rho r_{21} (1-it_q) c_\xi c_\eta c_f}. \quad (34)$$

Компонента  $u_3$  непрерывна и при  $\omega \rightarrow 0$  выполняется равенство  $u_{3E} = u_{3f}$ .  
Из соотношений (32) и (33) следует, что при  $\omega \rightarrow 0$

$$\frac{u_{1E}}{u_{3E}} = \frac{p < \rho > (1-2\beta^2 / \alpha^2)}{q\rho(1-v_{PL}^2 p^2)}, \quad (35)$$

$$\frac{u_{1E}}{u_{1f}} = \frac{\rho_f (1-2\beta^2 / \alpha^2)}{\rho_f (1-v_{PL}^2 p^2)}, \quad (36)$$

где  $\langle \rho \rangle = (d\rho + h\rho_f) / H$ ,  $v_{PL}^2 = 4\beta^2 (1-\beta^2 / \alpha^2)$ .

Соотношение (36) представлено в статье [Schoenberg, 1984]. Из него следует, что  $u_{1E} / u_{1f} < 0$  выполняются, если  $p > 1/v_{PL}$ , т. е. для второй и третьей мод.

**Свойства плоских волн, распространяющихся горизонтально** в периодической жидкотвердой среде, представляют самостоятельный интерес, поскольку эти волны являются разновидностью волн Стоунли. Для этих волн получим отношения амплитуд парциальных волн и отношения компонент скоростей смещений.

**Симметричные моды** в средине слоев имеют горизонтальные фазовую и групповую скорости и состоят из нисходящих и восходящих парциальных волн одинаковой амплитуды:  $a_{pd} = a_{pu}$ ,  $a_{sd} = a_{su}$ ,  $b_d = b_u$ . Для этих волн выполняются соотношения  $t_q = 0$  и  $r_{12} = 0$ . Быстрой симметричной волне на рис. 3 и 5 соответствует точка А, а медленной симметричной волне — точка F.

Из формул (26)—(31) следует, что амплитуды парциальных волн симметричных мод в средине слоев находятся в отношении

$$a_{pd} : a_{sd} : b_d = (1-2\beta^2 p^2) s_\eta : (-2)\alpha\beta\xi p s_\xi : \alpha\alpha_f^{-1} \rho\rho_f^{-1} \eta r_{22} c_\xi c_\eta c_f. \quad (37)$$

При  $\omega \rightarrow 0$  формула (37) приводится к виду

$$a_{pd} : a_{sd} : b_d = (1-2\beta^2 p^2) : (-2)\alpha\beta\xi p : \alpha\alpha_f^{-1} \rho\rho_f^{-1} (1-v_{PL}^2 p^2). \quad (38)$$

Мощности слоев входят в формулу (38) только через горизонтальную медленность  $p$ .

В формуле (38)  $v_{PL} = 2\beta\sqrt{1-\beta^2/\alpha^2}$  — скорость продольной пластинчатой волны в твердом слое со свободными условиями на верхней и нижней границах, а  $p = 1/v_{sym}$  — горизонтальная медленность рассматриваемой симметричной волны. Из формул (23) и (32) следует, что поляризация симметричных мод в средине жидких и твердых слоев горизонтальная, т. е. направлена вдоль распространения волны (рис. 7, а, б).

Скорости симметричных мод  $v_{sym}$  при низких частотах являются положительными корнями биквадратного уравнения [Когнеев, 2011], полученного разложением выражения  $r_{12}$  в ряд Тейлора по  $\omega$  с точностью  $O(\omega)$  и заменой  $p = v_{sym}^{-1}$ :

$$\left( \frac{1}{\alpha^2} + \frac{m}{4\beta^2} \right) v_{sym}^4 - \left( 1 + m \left( 1 - \frac{\beta^2}{\alpha^2} + \frac{\alpha_1^2}{4\beta^2} \right) \right) v_{sym}^2 + \left( 1 - \frac{\beta^2}{\alpha^2} \right) m \alpha_f^2 = 0, \quad (39)$$

где

$$m = \frac{4\rho\beta^2 h}{\alpha_f^2 \rho_f d}.$$

При  $m \ll 1$  уравнение (39) имеет положительные корни:

$$v_{sym1} = \alpha \left( 1 - \frac{(1-g^2)(1-g_f^2)m}{8g^2} \right) + O(m^2), \quad (40)$$



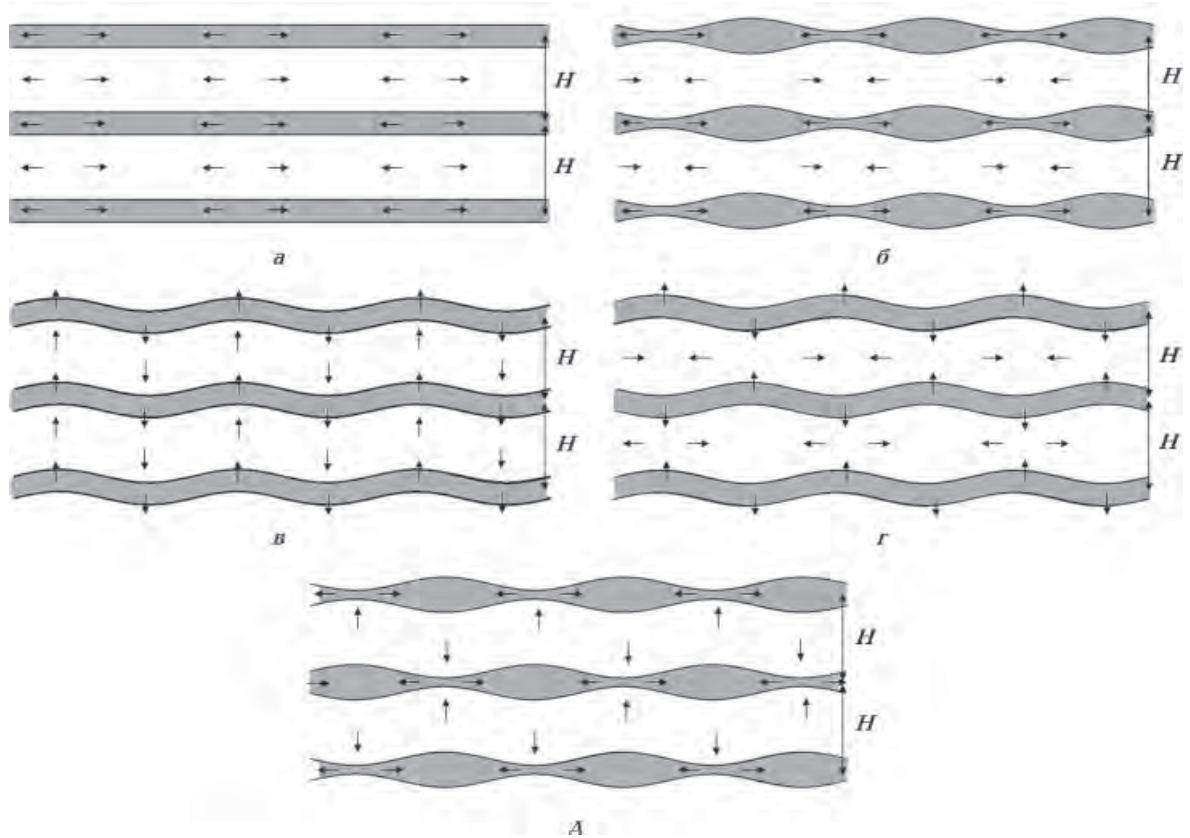


Рис. 7. Направления скоростей смещений для различных типов волн, распространяющихся горизонтально в периодической жидкотвердой среде: *а* — быстрых симметричных; *б* — медленных симметричных; *в* — антисимметричных; *г* — с горизонтальными колебаниями твердых слоев и вертикальными колебаниями жидких слоев; *А* — с вертикальными колебаниями твердых слоев и горизонтальными колебаниями жидких слоев. Белым цветом показаны твердые слои, а серым — слои с жидкостью.

$$v_{\text{sym}2} = \alpha_f \sqrt{(1 - g^2)m} + O(m^{3/2}), \quad (41)$$

где  $g = \beta/\alpha$ ,  $g_f = \alpha_f/\alpha$ . Корни  $v_{\text{sym}1}$ ,  $v_{\text{sym}2}$  не зависят от частоты  $\omega$  и на рис. 2 видно, что график функции  $r_{12}(\omega, p) = 0$  при низких частотах выглядит как две вертикальные линии.

Волна (40) при  $m \ll 1$  имеет скорость немного меньше скорости продольной волны  $\alpha$  в твердом слое. Подставляя  $p = 1/\alpha$  в соотношения (36) и (38), получаем приближенные формулы для отношений горизонтальных компонент скоростей смещений  $u_{1E} : u_{1f} = \rho_f : \rho(1 - 2g^2)$  и амплитуд парциальных волн  $a_{pd} : a_{sd} : b_d = 1 : 0 : \alpha \alpha_f^{-1} \rho \rho_f^{-1} (1 - 2g^2)$ . Следовательно, быстрая симметрическая волна в твердом слое формируется преимущественно продольными волнами. Она сосредоточена в твердом слое, если отношение скоростей  $\beta/\alpha$  близко к  $1/\sqrt{2}$ .

При  $m \ll 1$  волна (41) имеет низкую скорость и горизонтальную медленность  $p$ , при которой все парциальные волны неоднородны. Отбрасывая в формуле (38) слагаемые, не содержащие  $p$ , получаем для медленной симметричной волны аппроксимацию отношения амплитуд парциальных волн  $a_{pd} : a_{sd} : b_d = 1 : ig^{-1} : 2\alpha \alpha_f^{-1} \rho \rho_f^{-1} (1 - g^2)$ . В этой формуле амплитуды поперечных волн в твердом слое зависят только от отношения скоростей  $g$ . Их фазы сдвинуты на  $90^\circ$  относительно фаз продольных волн. Амплитуды волн в жидком слое всегда значительны:  $b_d/a_{pd} \geq \alpha \alpha_f^{-1} \rho \rho_f^{-1}$ . Соотношение амплитуд  $1 : ig^{-1}$  приводит к взаимной компенсации продольных и поперечных парциальных волн в середине твердого слоя. В результате медленная симметричная волна преимущественно сосредоточена в жидком слое. Отношение горизонтальных компонент  $u_{1E} : u_{1f}$  вычисляемое по формуле (36), мало, поскольку множитель знаменателя  $(1 - v_{PL}^2 p^2) \ll -1$ . Например, для рассматриваемого примера  $u_{1E} : u_{1f} = -0,0004$ .

**Антисимметричная мода** в срединах слоев формируется нисходящими и восходящими парциальными волнами с противоположными амплитудами:  $a_{pd} = -a_{pu}$ ,  $a_{sd} = -a_{su}$ ,  $b_d = -b_u$ . Для этой волны выполняются соотношения  $t_q=0$ ,  $r_{11}=0$ . Антисимметричной волне на рис. 3 и 5 соответствует точка С.

Из формул (26)—(31) видно, что амплитуды парциальных волн антисимметричной волны находятся в отношении

$$a_{pd} : a_{sd} : b_d = (1 - 2\beta^2 p^2) c_\eta : (-2) \alpha \beta \xi p c_\xi : \alpha \alpha_f^{-1} \rho \rho_f^{-1} \xi \xi_f^{-1} r_{21} c_\xi c_\eta c_f. \quad (42)$$

В результате интерференции парциальных волн поляризация антисимметричной волны в срединах твердых и жидких слоев вертикальная, т. е. направлена поперек распространения волны (см. рис. 7, в).

Скорость антисимметричной волны  $v_{asym}$  при низких частотах и маленьких значениях параметра  $m$  находится разложением функции  $r_{11}(\omega, m)=0$  в ряд Тейлора по  $\omega$  и  $m$  с точностью  $O(\omega^3, m)$ :

$$v_{asym}^2 = \frac{\beta d \omega}{\sqrt{3}} \sqrt{1 - \frac{\beta^2}{\alpha^2}}. \quad (43)$$

Такая же формула описывает скорость изгибной волны в упругой твердой пластине толщиной  $d$  со свободными нижней и верхней границами. Скорость антисимметричной волны пропорциональна  $\sqrt{\omega}$  и стремится к 0 при  $\omega \rightarrow 0$ . Из уравнения (36) следует, что  $u_{3E} \approx u_{3f}$ . Поэтому антисимметричная волна равномерно распределена по всем слоям.

**Волна с горизонтальными колебаниями в срединах твердых слоев и вертикальными колебаниями в срединах жидких слоев** (см. рис. 7, г) формируется нисходящими и восходящими парциальными волнами с амплитудами:  $a_{pd}=a_{pu}$ ,  $a_{sd}=a_{su}$ ,  $b_d = -b_u$ . Для этой волны выполняются соотношения  $t_q=\infty$  и  $r_{22}=0$ . Ей соответствуют точка E на рис. 3 и 5. Как было отмечено, все однотипные парциальные волны в соседних твердых или соседних жидких слоях для нее имеют противоположную поляризацию.

При низкой частоте  $r_{22} = (1 - v_{PL}^2 p^2) d \omega / (2\eta)$ . Поэтому горизонтальная медленность для этой волны  $p_E = 1/v_{PL}$ .

Амплитуды парциальных волн и ненулевые компоненты векторов поляризации находятся в отношениях

$$a_{pd} : a_{sd} : b_d = (1 - 2\beta^2 p^2) s_\eta : (-2) \alpha \beta \xi p s_\xi : i \alpha \alpha_f^{-1} \rho \rho_f^{-1} \eta \xi_1^{-1} r_{12} c_\xi c_\eta c_f, \quad (44)$$

$$u_{1E} : u_{3f} = i \rho_f p : \rho \eta r_{12} c_\xi c_\eta c_f. \quad (45)$$

Выражение (45) можно преобразовать к виду  $u_{1E} : u_{3f} = i \rho c_f : \xi s_\xi s_\eta$ . Учитывая, что значения параметров  $\xi$ ,  $s_\xi$ ,  $s_\eta$  малы, приходим к выводу, что данная волна сосредоточена в твердых слоях. Свойства этой волны близки к свойствам продольной пластинчатой волны, распространяющейся в твердом слое со свободными нижней и верхней границами. Групповая скорость ее примерно равна  $v_{PL}$  и не зависит от частоты.

**Волна с вертикальными колебаниями в срединах твердых слоев и горизонтальными колебаниями в срединах жидких слоев** (см. рис. 7, д) формируется нисходящими и восходящими парциальными волнами с амплитудами:  $a_{pd} = -a_{pu}$ ,  $a_{sd} = -a_{su}$ ,  $b_d = b_u$ . Для этой волны выполняются соотношения  $t_q=\infty$  и  $r_{21}=0$  и ей соответствует точка H на рис. 3 и 5. Однотипные парциальные волны в соседних твердых или жидких слоях для этой волны имеют противоположную поляризацию. Амплитуды парциальных волн и ненулевые компоненты векторов поляризации находятся в отношениях

$$a_{pd} : a_{sd} : b_d = (1 - 2\beta^2 p^2) c_\eta : (-2) \alpha \beta \xi p c_\xi : (-1) i \alpha \alpha_f^{-1} \rho \rho_f^{-1} \xi r_{11} c_\xi c_\eta c_f, \quad (46)$$

$$u_{3E} : u_{1f} = i \rho_f \left( (1 - 2\beta^2 p^2) c_\eta + 2\beta^2 p^2 c_\xi \right) : \rho \rho r_{11} c_\xi c_\eta c_f. \quad (47)$$

Поскольку для этой волны  $r_{21}=0$ , то  $m_{\eta\xi} = k t_f^{-1}$ . Следовательно,  $r_{11} = (m_{\eta\xi} + k t_f) / \xi \approx k \xi^{-1} t_f^{-1}$ . Поэтому  $u_{3E} : u_{1f} \approx -i \omega \rho h / 2 = -i \pi h / L$ , где  $L$  — длина рассматриваемой волны. В нашем случае  $h \ll L$

и, таким образом, приходим к заключению, что данная волна сосредоточена в твердых слоях.

**Кривая медленности в низкочастотном приближении.** Для частот  $\omega \rightarrow 0$  значения  $\text{tg}(x) \sim x$ . Поэтому можно считать, что  $t_\xi = \omega \xi d/2$ ,  $t_\eta = \omega \eta d/2$ ,  $t_{\xi_f} = \omega \xi_f h/2$ ,  $t_q = \omega q H/2$ . Подставляя эти выражения в формулу (17), получаем уравнение низкочастотной кривой медленности, представленное в статье [Schoenberg, 1984]:

$$q^2(p) = \frac{d\rho + h\rho_f}{H^2} \left[ \frac{h\xi_f^2}{\rho_f} + \frac{d\xi^2}{\rho(1 - v_{PL}^2 p^2)} \right]. \quad (48)$$

Соотношение (48) описывает зависимость  $q(p)$  при  $\omega \rightarrow 0$  для всех горизонтальных медленностей  $p \neq p_E$ , где  $p_E = 1/v_{PL}$ . При  $p \rightarrow p_E + 0$  значение  $q(p_E) \rightarrow +\infty$ . При  $p \rightarrow p_E - 0$  действительного  $q(p)$  не существует.

Для ненулевой частоты  $\omega$  значению  $p = p_E$  соответствует горизонтальная медленность  $p$ , для которой  $r_{22} = 0$ . В этом случае  $t_q = \infty$  и  $q(\omega, p)$  удовлетворяет равенству (18). Следует отметить, что формула (48) не описывает третью моду в связи с тем, что при  $\omega \rightarrow 0$  медленности  $p_F, p_H \rightarrow \infty$ . Однако, в отличие от приближения Бакуса (см. рис. 4), приближение (48) описывает медленную симметричную волну (точка  $C$  на рис. 8).

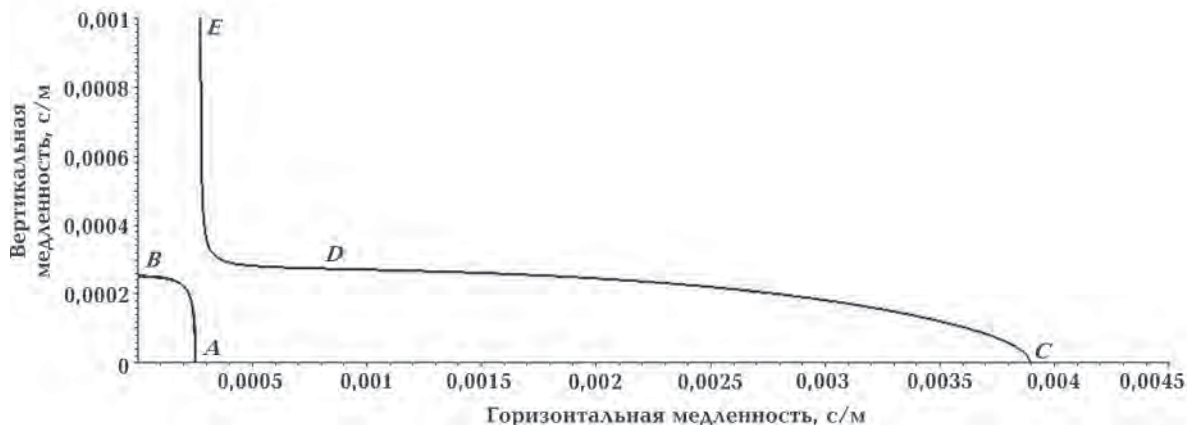


Рис. 8. Кривые медленности для жидкотвердой среды, рассчитанные по формуле (48) низкочастотного приближения.

**Выводы.** Разрывы касательных компонент скоростей смещений и обращение в нуль касательных напряжений на границах между жидкими и твердыми слоями приводят к специфическим свойствам интерференционных волн Флоке, распространяющимся в жидкотвердых периодических средах. В среде возникает большая анизотропия  $qP$ -волн, а  $qSV$ -волны отсутствуют в окрестности вертикального падения. Волны Флоке имеют сложную поляризацию и состав парциальных плоских волн.

В статье исследованы свойства волн Флоке в бинарной периодической жидкотвердой среде. На основе метода, предложенного М. Шонбергом, выведено аналитическое выражение для дисперсионного уравнения, представленное произведением четырех множителей, которые определяют границы зон прохождения и поглощения. Из приведенного представления видно, что при любой низкой ненулевой частоте существуют три моды. При стремлении частоты к нулю третья мода исчезает. Указанное представление также позволяет объяснить расположение зон прохождения, получить кривые медленности и индикатрисы групповых скоростей для любой фиксированной частоты, включая нулевую частоту. Для волн Флоке авторами получены формулы для отношений компонент векторов поляризации и амплитуд парциальных волн в жидких и твердых слоях. Все соотношения относятся к срединам жидких и твердых слоев. С целью упрощения выражений выполнены предельные переходы при стремлении частоты к нулю.

Показано, что обращение в нуль каждого из множителей дисперсионного уравнения соответствует определенной плоской волне, имеющей горизонтальную групповую скорость. В

частности, равенство нулю множителей числителя правой части дисперсионного уравнения соответствует симметричной и антисимметричной модам. Для этих волн фазовая скорость также направлена горизонтально. Равенство нулю множителей знаменателя соответствует двум типам волн: с горизонтальными колебаниями в средине твердых слоев и вертикальными колебаниями в средине жидких слоев, либо наоборот. При небольшой частоте и отношении мощности жидкого слоя к мощности твердого слоя первая из этих волн близка по свойствам к продольной пластинчатой волне [Молотков, Хило, 1983]. Направление фазовых скоростей для волн этого типа не горизонтальное. Поэтому они не описываются методом, предложенным С. М. Рытовым [Рытов, 1956].

Авторами определена граничная частота, начиная с которой на кривой медленности квази-продольных волн появляется область вогнутости. Наличие области вогнутости приводит к появлению каустики на индикатрисе групповых скоростей [Roganov, Stovas, 2011]. Отметим, что в любой анизотропной однородной среде квазипродольные волны каустик не имеют.

Особое внимание уделено случаю, когда мощности жидких слоев на много меньше мощностей твердых слоев. В такой среде совокупность слоев с жидкостью можно интерпретировать как трещиноватость и разработанная теория позволяет изучать свойства распространяющихся в ней волн. Теория продемонстрирована на одном примере.

*В заключение авторы выражают благодарность кандидату технических наук Н. Я. Мармалевскому за полезные и конструктивные беседы в процессе написания статьи.*

**Приложение. Кривая медленности для осреднения Бакуса периодической жидкотвердой среды.** Осреднение Бакуса для жидкотвердой периодической среды выполняется по формулам, относящимся к среде с твердыми слоями [Бреховских, 1973] при условии, что скорость поперечной волны в жидком слое  $\beta_f \rightarrow 0$ . Коэффициенты упругости  $c_{33}$ ,  $c_{11}$ ,  $c_{13}$  осредненной среды находятся по формулам

$$c_{33} = H / \left( \frac{d}{\rho \alpha^2} + \frac{h}{\rho_f \alpha_f^2} \right),$$

$$c_{11} = c_{33} \left( 1 + \frac{4dh\beta^2 (\rho(\alpha^2 - \beta^2) - \rho_f \alpha_f^2)}{H^2 \alpha^2 \rho_f \alpha_f^2} \right),$$

$$c_{13} = \frac{(1 - 2\beta^2/\alpha^2)d + h}{\frac{d}{\rho \alpha^2} + \frac{h}{\rho_f \alpha_f^2}}.$$

Фазовые скорости  $qP$ - и  $qSV$ -волн являются функциями от фазового угла  $\psi$ :

$$\langle \rho \rangle v_p^2(\psi) = b + \sqrt{b^2 - (c_{11}c_{33} - c_{13}^2) \sin^2 \psi \cos^2 \psi},$$

$$\langle \rho \rangle v_{sv}^2(\psi) = b - \sqrt{b^2 - (c_{11}c_{33} - c_{13}^2) \sin^2 \psi \cos^2 \psi},$$

где

$$b = (c_{11} \sin^2 \psi + c_{33} \cos^2 \psi) / 2, \quad \langle \rho \rangle = (\rho d + \rho_f h) / H.$$

Кривые медленности задаются уравнениями

$$q_p(\psi) = \sin(\psi) / v_p(\psi), \quad q_{sv}(\psi) = \sin(\psi) / v_{sv}(\psi).$$

Кривая медленности  $qSV$ -волны имеет вертикальную  $p = \sqrt{\langle \rho \rangle c_{11} / (c_{11}c_{33} - c_{13}^2)}$  и горизонтальную  $q = \sqrt{\langle \rho \rangle c_{33} / (c_{11}c_{33} - c_{13}^2)}$  асимптоты.

Список литературы

- Бреховских Л. М. Волны в слоистых средах (2-е изд.). Москва: Наука, 1973. 343 с.
- Молотков Л. А. Исследование распространения волн в пористых и трещиноватых средах на основе эффективных моделей Био и слоистых сред. Санкт-Петербург: Наука, 2001. 348 с.
- Молотков Л. А. Матричный метод в теории распространения волн в слоистых упругих и жидких средах. Ленинград: Наука, 1984. 201 с.
- Молотков Л. А. Об особенностях распространения волн в слоистых моделях трещиноватых сред. *Зап. научн. сем. ЛОМИ*. 1988. Т. 173. № 18. С. 123—133.
- Молотков Л. А. Об эквивалентности слоисто-периодических и трансверсально-изотропных сред. *Зап. научн. сем. ЛОМИ*. 1979. Т. 89. С. 219—233.
- Молотков Л. А., Хило А. Е. Исследование распространения трехмерных волн в упругих и упруго-жидких слоистых системах. *Зап. научн. сем. ЛОМИ*. 1983. Т. 128. № 13. С. 116—129.
- Роганов В. Ю. Моделирование волновых полей для сред с жидкими и анизотропными упругими слоями на основе метода Хаскелла-Томсона. *Геофиз. журн*. 2013. Т. 35. № 3. С. 84—92.
- Рытов С. М. Упругие свойства мелкослоистой среды. *Акуст. журн*. 1956. Т. 2. № 1. С. 71—83.
- Сибиряков Б. П., Максимов Л. А., Татарников М. А. Анизотропия и дисперсия упругих волн в слоистых периодических структурах. Новосибирск: Наука, 1980. 72 с.
- Якубович В. А., Старжинский В. М. Линейные дифференциальные уравнения с периодическими коэффициентами. Москва: Наука, 1972. 720 с.
- Braga A. M., Herrmann G., 1992. Floquet waves in anisotropic periodically layered composites. *J. Acoust. Soc. Am.* 91(3), 1211—1227. <http://dx.doi.org/10.1121/1.402505>.
- Chicone C., 1999. Ordinary Differential Equations with Applications. New York: Springer-Verlag, 561 p.
- Floquet G., 1883. Sur les equations differentielles lineaires a coefficients periodiques. *Annales Scientifiques de l'Ecole Normale Superieure* 12, 47—88.
- Haskell N. A., 1953. The dispersion of surface waves on multilayered media. *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 43(1), 17—34.
- Korneev V. A., 2011. Krauklis wave in a stack of alternating fluid-elastic layers. *Geophysics* 76(6), N47—N53. <http://dx.doi.org/10.1190/geo2011-0086.1>.
- Norris A. N., Grinfeld M. A., 1995. Nonlinear poroelasticity for a layered medium. *J. Acoust. Soc. Am.* 98(2), 1138—1146. <http://dx.doi.org/10.1121/1.413612>.
- Roganov Yu., Stovas A., 2011. Caustics in a periodically layered transversely isotropic medium with vertical symmetry axis. *Geophys. Prospect.* 59(3), 375—385. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2478.2010.00924.x>.
- Roganov Yu., Stovas A., 2012. Low-frequency wave propagation in periodically layered media. *Geophys. Prospect.* 60(5), 825—837. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2478.2011.01028.x>.
- Schoenberg M., 1983. Wave propagation in a finely laminated elastoacoustic medium. *Appl. Phys. Lett.* 42(2), 350—352. <http://dx.doi.org/10.1063/1.93929>.
- Schoenberg M., 1984. Wave propagation in alternating solid and fluid layers. *Wave Motion* 6, 303—320. doi: 10.1016/0165-2125(84)90033-7.
- Thomson W. T., 1950. Transmission of classic waves through a stratified solid material. *J. Appl. Phys.* 21(1), 89—93.

## Wave propagation in periodic fluid-solid layered media

© Yu. V. Roganov, V. Yu. Roganov, 2016

Dispersion equation is derived for the Floquet waves in a horizontal periodically layered fluid-solid medium. It is shown that the dispersion equation consists of four factors. This representation explains the splitting of parameters (frequency, horizontal slowness) in passing and stop bands. The Floquet waves with horizontal group velocity can be computed individually from each of these factors. The properties of horizontally propagated waves are considered. The equations for the ratios of the components of polarization vectors and the amplitudes of partial waves are derived. Proposed theory is illustrated in one numerical example.

**Key words:** periodic fluid-solid medium, dispersion equation, Floquet wave, slowness curve, velocity indicatrix.

### References

- Brekhovskikh L. M., 1973. Waves in layered media. Moscow: Nauka, 343 p. (in Russian).
- Molotkov L. A., 2001. The study of wave propagation in porous and fractured media based on effective models of BIO and layered media. St. Petersburg: Nauka, 348 p. (in Russian).
- Molotkov L. A., 1984. The matrix method in the theory of wave propagation in layered elastic and fluid media. Leningrad: Nauka, 201 p. (in Russian).
- Molotkov L. A., 1988. Wave propagation in laminar models of cracked media. *Zapiski Nauchnykh Seminarov LOMI* 173(180), 123—133 (in Russian).
- Molotkov L. A., 1979. Equivalence of periodically layered and transversally isotropic media. *Zapiski Nauchnykh Seminarov LOMI* 89, 219—233 (in Russian).
- Molotkov L. A., Khilo A. E., 1983. The investigation of propagation of three-dimensional waves in stratified elastic and elasticfluid systems. *Zapiski Nauchnykh Seminarov LOMI* 128 (13), 116—129 (in Russian).
- Roganov V. Yu., 2013. Modeling of wavefields for media with fluid and anisotropic elastic layers based on Haskell-Thomson method. *Geofizicheskiy zhurnal* 35 (3), 84—92 (in Russian).
- Rytov S. M., 1956. The elastic properties of small-layered medium. *Akusticheskiy zhurnal* 2(1), 71—83 (in Russian).
- Sibiryakov B. P., Maksimov L. A., Tatarnikov M. A., 1980. Anisotropy and dispersion of elastic waves in layered periodic structures. Novosibirsk: Nauka, 72 p. (in Russian).
- Yakubovich V. A., Starzhinskiy V. M., 1975. Linear differential equations with periodic coefficients and their applications. Moscow: Nauka, 720 p. (in Russian).
- Braga A. M., Herrmann G., 1992. Floquet waves in anisotropic periodically layered composites. *J. Acoust. Soc. Am.* 91(3), 1211—1227. <http://dx.doi.org/10.1121/1.402505>.
- Chicone C., 1999. Ordinary Differential Equations with Applications. New York: Springer-Verlag, 561 p.
- Floquet G., 1883. Sur les equations differentielles lineaires a coefficients periodiques. *Annales Scientifiques de l'Ecole Normale Superieure* 12, 47—88.
- Haskell N. A., 1953. The dispersion of surface waves on multilayered media. *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 43(1), 17—34.
- Korneev V. A., 2011. Krauklis wave in a stack of alternating fluid-elastic layers. *Geophysics* 76(6), N47—N53. <http://dx.doi.org/10.1190/geo2011-0086.1>.
- Norris A. N., Grinfeld M. A., 1995. Nonlinear poroelasticity for a layered medium. *J. Acoust. Soc. Am.* 98(2), 1138—1146. <http://dx.doi.org/10.1121/1.413612>.

- Roganov Yu., Stovas A., 2011. Caustics in a periodically layered transversely isotropic medium with vertical symmetry axis. *Geophys. Prospect.* 59(3), 375—385. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2478.2010.00924.x>.
- Roganov Yu., Stovas A., 2012. Low-frequency wave propagation in periodically layered media. *Geophys. Prospect.* 60(5), 825—837. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2478.2011.01028.x>.
- Schoenberg M., 1983. Wave propagation in a finely laminated elastoacoustic medium. *Appl. Phys. Lett.* 42(2), 350—352. <http://dx.doi.org/10.1063/1.93929>.
- Schoenberg M., 1984. Wave propagation in alternating solid and fluid layers. *Wave Motion* 6, 303—320. doi: 10.1016/0165-2125(84)90033-7.
- Thomson W. T., 1950. Transmission of classic waves through a stratified solid material. *J. Appl. Phys.* 21(1), 89—93.

## О термодинамической эволюции земной коры и тектонике плит

© Р. Я. Белевцев, В. И. Блажко, С. И. Терещенко, 2016

ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», Киев, Украина

Поступила 5 августа 2016 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

На основі термодинамічного аналізу геологічної будови, *РТ*-умов в земній корі та сил, що зумовлюють дрейф тектонічних материкових та океанічних плит, представлено фізико-хімічні закономірності еволюції геосфер. Ці переважно космічні сили пов'язані з обертанням Землі навколо своєї осі, із силами поверхневої гравітації Землі, Сонцем та Луною, а також із сусідніми плитами. В екваторіальних широтах сили обертання перевищують сил тяжіння на поверхні Землі і зміщують плити до екватора. Найстійкіший материк — Африка, який пов'язаний з максимальним притяганням до Сонця у перигелії еліптичної орбіти Землі, тому дрейф плит по поверхні Землі йде від Африки до Тихого океану. Тектоніка плит перш за все залежить від пластичності їхніх підосш, які в архей були магматичними, а з фанерозою охололи з формуванням пластичних тальк-серпентинітових підосш, унаслідок чого у фанерозої, особливо з юри, активізується плитовий мобілізм, про що свідчить приуроченість землетрусів до меж плит. Рухливі зони осадонагромадження під час еволюції стають складчастими системами, які значно менші по площині, що також свідчить про тектоніку плит. Океанічні плити мають невелику товщину, але значний температурний градієнт, тому з мезозою в них з мантийного ультрабазиту виплаваються базальтові магми, конвекція яких сприяє дрейфу та спредингу океанічних плит по магматичній підосш та материкових плит по тальк-серпентинітовій підосш від серединно-океанічних рифтів. Так відкриваються Атлантичний та Індійський океани і закривається Тихий океан. На Марсі в докембрії була активна і подібна земній тектоніка плит, які переважно розміщувалися в екваторіальній зоні, а також плита на південному полюсі. З тектонікою плит пов'язано багато проблем земної кори, мантиї, корисних копалин, гідросфери, вулканізму, землетрусів, атмосфери, біосфери, палеокліматології та екології.

**Ключові слова:** тектоніка материкових та океанічних плит, термодинаміка, земна кора, мантия, еволюція геосфер, сили мобілізму, еліптична орбіта Землі, гравітація, підосш плит, землетруси, дрейф континентів, складчасті системи, серединно-океанічні рифти.

**Введение.** Тектоника плит, т. е. представления о дрейфе литосферных плит (его скорости, направленности, возрасте, причинах), является одной из актуальнейших задач наук о Земле — геологии, геофизики, геохимии, астрофизики, климатологии, биологии и экологии, поскольку затрагивает практически все стороны человеческих проблем, особенно в аспектах их прогнозирования. Впервые она была сформулирована А. Вегенером в первых десятилетиях XX в. [Вегенер, 1984]. Ей посвящено много публикаций, идет бурная научная дискуссия и высказывается много различных фиксистских и мобилистских гипотез. Это связано со сложностью обсуждаемых проблем, таких как землетрясения, вулканизм, наводнения, энергетика, экология, особенно в активных зонах океанических побережий, внутренних

морях, островах, например в Японии, Калифорнии и др.

Фиксисты выступают с позиций эволюции подвижных зон как геосинклиналей, где преобладают вертикальные тектонические движения во впадинах с накоплением осадков, после чего опускание дна впадин сменяется поднятием с образованием горных складчатых структур [Гордиенко, 2013], хотя при анализе таких структур в подвижных зонах всегда наблюдаются значительные горизонтальные тектонические перемещения поперек этих зон, поскольку образующиеся смятые в складчатые структуры осадочные породы занимают значительно меньшую площадь, чем сами геосинклинальные прогибы. Например, по данным бурения Криворожской сверхглубокой скважины, если выпрямить крутозалегающие





Рис. 1. Крупные землетрясения приуроченные к границам дрейфующих тектонических плит.

пластовые тела железистых кварцитов, сланцев, кварцитов и карбонатных толщ, то ширина прогиба их отложения должна быть большей примерно в три раза. Для сложноскладчатых флишевых толщ, например Карпат, ширина подвижного прогиба при осадконакоплении должна быть в несколько раз (возможно, в десятки раз) большей, чем ширина современных Карпатских гор.

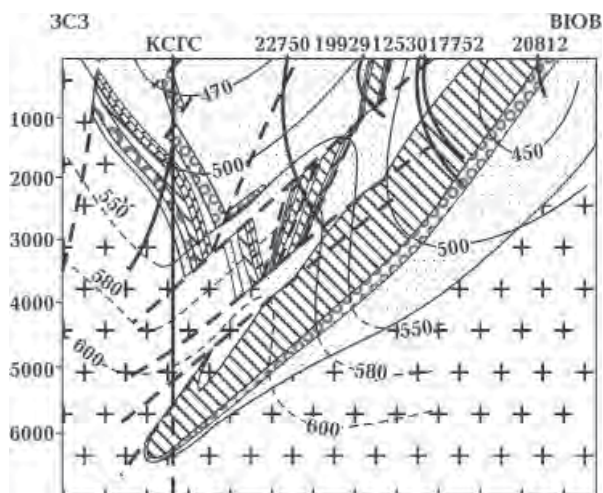


Рис. 2. Криворожская сверхглубокая скважина (глубина 5432 м) с изолиниями метаморфических температур (заключена в 1995 г.) [Курлов и др., 1997].

Кроме того, существует много данных, свидетельствующих о принципиальной обоснованности дрейфа тектонических плит: палео-

магнетизм (полосовые магнитные аномалии на дне океанов), климатология, землетрясения по границам плит, совпадение очертаний материков, сокращение ширины подвижных зон со смятыми складчатыми осадочными толщами при их закрытии, выявление современными наблюдениями со спутников действительных перемещений плит со скоростью около 1 см/год, обогащение вулканитов островных дуг изотопом Ве-10 и другие данные, противоречащие фиксизму.

Однако много замечаний и к мобилистам, которые изучают тектонику плит лишь с верхнего палеозоя (с карбона), в то время как земная кора образовалась в докембрии (с архея — 3,8 млрд. лет назад) и важно проследить ее раннюю эволюцию.

Мобилисты мало уделяют внимания силам, которые вызывают движение плит, а также их направленности, т. е. не отслеживаются закономерности тектоники плит [Гинтов и др., 2014]. Остается не выясненной коренная закономерность и вопрос: почему?

Также мало уделяется внимания еще одной важной проблеме — подошвам плит с низким трением, по которым они скользят. Если речь идет о магматической конвекции, то она маловероятна, особенно для мощных материковых плит, поскольку высокое давление препятствует образованию магматических расплавов. К тому же с глубиной уменьшается содержание газов, особенно воды, которая способствует плавлению, на глубине подошв плит темпе-

ратура для этого процесса недостаточна. В материковых плитах по данным сверхглубокого бурения геотермический градиент составляет 10—15 град/км, что слишком мало для плавления на больших глубинах [Мейсон, 1971].

**О термодинамических условиях в земной коре континентов.** Средняя мощность земной коры составляет на материках от 35 до 60 км в подвижных зонах, для всей Земли — 17 км. Земная кора материков разделяется на две примерно равные по мощности части: гранитную и габброидную. Верхняя гранитная часть земной коры имеет плотность ( $d$ ) около 2,6 г/см<sup>3</sup>, нижняя габброидная — 3,0 г/см<sup>3</sup>. Средний удельный вес земной коры около 2,8 г/см<sup>3</sup>, а общая масса около  $2,2 \cdot 10^{22}$  кг. Средняя высота материков над уровнем океана 875 м, масса осадков около  $1,7 \cdot 10^{21}$  кг,  $d=2,65$  г/см<sup>3</sup>. Мощность океанической коры 5—10 км, представлена только габброидами. Масса гидросферы  $1,4 \cdot 10^{21}$  кг. Площадь океана занимает 70 % (средняя глубина 3800 м), суши — 30 %. Земная кора Украинского щита (УЩ) общей мощностью до 30—50 км представлена верхней гранитной корой мощностью около 10—20 км и нижней габброидной корой мощностью 20—30 км.

Данные о термодинамических свойствах внешних геосфер представлены в табл. 1. По данным сверхглубокого бурения температурный градиент в земной коре 10—50 град/км (в среднем 30 град/км), на континенте 10—15 град/км (рис. 2). При докембрийском метаморфизме гранулитовой и амфиболитовой фаций температурный градиент составлял 30—50 град/км, температура в основании земной коры достигала 1000—1200 °С при весьма низком давлении воды.

Флюидное давление при метаморфизме, а также давление водного газа ( $P_{H_2O}$ ) было примерно равным общему давлению ( $P_{общ}$ ), но при выплавлении магматических расплавов в материковой коре (гранитообразовании)  $P_{H_2O}$  часто было меньшим  $P_{общ}$  [Белевцев, 2008]. В этом случае образование гранитных

расплавов (мигматитов) часто осуществлялось при повышении температуры до 800 °С при  $P_{H_2O}/P_{общ}=0,2 \div 0,5$  (рис. 3, 4).

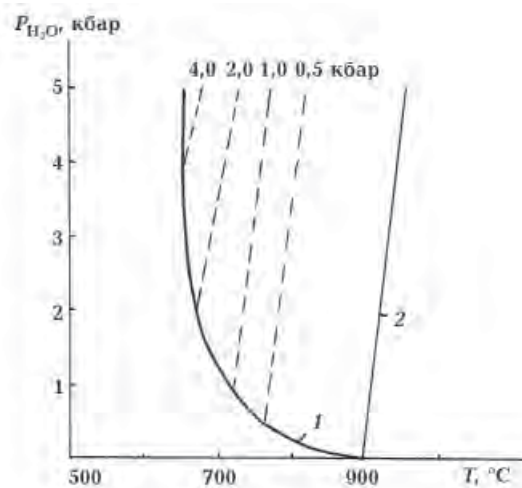


Рис. 3.  $P$ - $T$ -диаграмма начала плавления в гранитной системе: 1 — при избытке воды, 2 — линия солидуса сухого адамеллита. Пунктиром проведены линии начала плавления при фиксированном  $P_{H_2O}$ .

Вероятно, подошва современной материковой земной коры сложена ультрабазитами с серпентином и тальком, которые образуются при температурах более 300—500 °С на глубине 30 км при наличии воды. При драгировании на НИС «Академик Вернадский» с поверхности Аравийско-Индийского и Атлантического срединно-океанических хребтов было поднято много образцов серпентинизированных перидотитов, часто с тальком и хлоритом [Белевцев и др., 1979].

Эти породы составляют подошву земной коры с низким трением, по которой тектонические плиты могут перемещаться по мантии. Океаническая кора резко отличается от материковой. Она менее мощная (5—10 км), имеет значительный температурный градиент (око-

**Т а б л и ц а 1. Термические свойства внешних геосфер в докембрии [Белевцев, 2012]**

Термические свойства геосфер	Земная кора, гранит	Газоводная атмосфера, 3,8—2,8 млн лет	Океан (вода), 2,8—1,7 млн лет
Теплопроводность, Вт/(м·град)	2,3	0,1	0,56
Температуропроводность, м <sup>2</sup> /с	$1,2 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-7}$	$1,4 \cdot 10^{-7}$
Температурный градиент, град/км	10—100	7	2
Теплопоток, мВт/м <sup>2</sup>	60	0,7	1,1

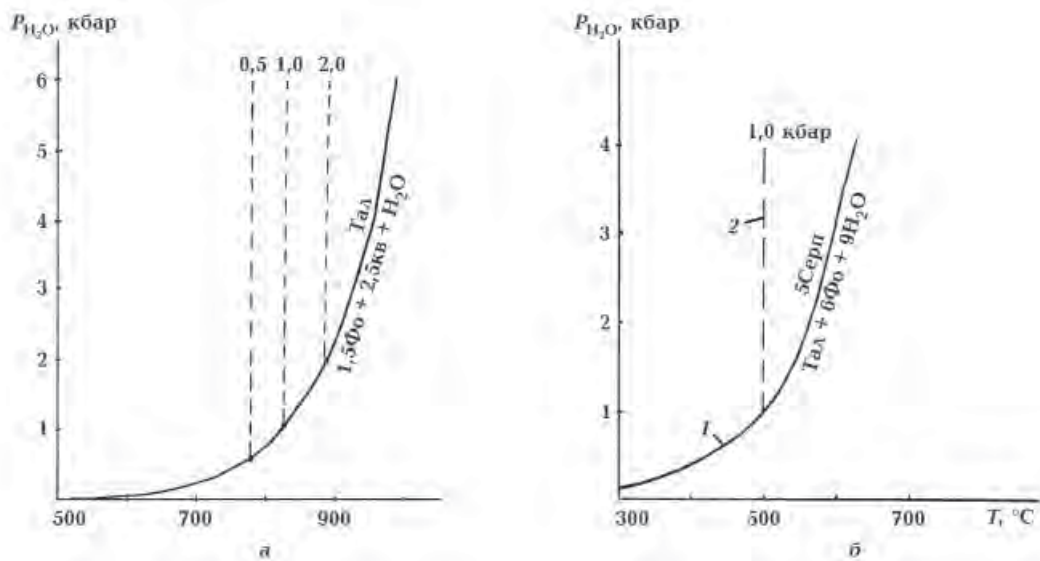


Рис. 4.  $PT$ -кривые равновесий: а — тальк=форстерит+кварц+ $H_2O$ , б — серпентин=форстерит+тальк+ $H_2O$ . Пунктиром проведены изолинии давления воды.

ло 100 град/км), сложена габбро-базальтами, а подстилается ультрабазитовой океанической мантией.

**Основные особенности геологических структур на территории Украины.** Архейская гранитоидная кора УЩ в Криворожье, Среднем Приднепровье и Западном Приазовье представлена гранитоидами и гранитогнейсами, которые секутся субмеридиональными, реже северо-западными и северо-восточными крутозалегающими телами габбро-перидотитов и гипербазитов мощностью до нескольких сотен метров, а также телами железистых кварцитов. Остальная (преобладающая) часть земной коры сложена архейскими и раннепротерозойскими крутозалегающими плагиогранитогнейсами с отдельными телами основных карбонатных пород и кварцитов. Имеются интрузивные тела позднепротерозойских (2—1,7 млрд лет) гранитов Новоукраинского, Кировоградского и Корсунь-Новомиргородского массивов, иногда с массивами габбро. Овручская рифейская структура на северо-западе щита сложена преимущественно кварцитами и имеет субширотное простирание (рис. 5).

С запада и юго-запада УЩ обрамляется крутозалегающими венд-нижнепалеозойскими — силур-карбонowymi осадочными толщами Вольно-Подольской (Скифской) структуры (мощностью 1500 м); с северо-востока — синклинальной структурой Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) с толщами от девона до юры. Восточнее и юго-восточнее УЩ располагают-

ся широтные складчатые структуры Кавказа с возрастом девон—юра, надвинутыми на северную Европейскую платформу. Крым с толщами от перми до неогена, вероятно, был отодвинут от УЩ в период образования впадины Черного моря. На юго-западе Украины находятся Карпаты с меловыми флишевыми и палеоген-неогеновыми толщами, образующими складчатые структуры северо-западного простирания. Они надвинуты на северо-восток и смяты сдвинутыми платформами. В Закарпатье проявлен неогеновый вулканизм.

При движении плит преобладают северо-восточные направления перемещения тектонических плит, возможно связанные с открытием Средиземного и Черного морей, а также с перемещением Аравийской и Паннонской плит и формированием Альп. Скорее всего, плиты «догоняют» друг друга, неравномерно двигаясь в одном направлении (преимущественно на северо-восток), хотя возможны и другие векторы движения.

Очевидна сложная история перемещения тектонических плит Украины в фанерозое.

Подвижные зоны открываются с накоплением толщ осадков, а затем закрываются, сминая эти толщи в складки и образуя горы. Здесь действуют несколько сил с разными направлениями, которые то ускоряют, то замедляют движения материковых плит.

**О силах и направлениях (векторах) дрейфа тектонических плит.** Силы, перемещающие плиты и направленные вдоль поверхности



Рис. 5. Геологическая карта Украинского щита с преобладающими архейскими плагиогранитами (черное), которые обрамляются молодыми складчатыми структурами ДДВ (с северо-востока), Карпатами (с запада) и Крымом (с юга) [Атлас..., 2001].

планеты, являются прежде всего космическими силами: 1) силы, возникающие при вращении Земли вокруг своей оси ( $F_1$ ) и направленные к экватору; 2) силы притяжения поверхностных плит или силы тяжести в зависимости от радиуса Земли ( $F_2$ ), которые смещают плиты к полюсу; 3) сила притяжения Солнца ( $F_3$ ) при обращении Земли вокруг него; 4) сила притяжения Луны ( $F_4$ ). Возможны и другие силы — взаимного притяжения тектонических плит под влиянием земных поверхностных сил гравитации ( $F_5$ ). Все эти силы могут перемещать плиты в сторону большей силы, конечно, при наличии пластичных легко скользящих подошв плит.

Благодаря вращению Земли вокруг своей оси все тела на ее поверхности стремятся двигаться к экватору. При этом перемещении тела испытывают также силы Кориолиса, которые смещают их по широте. Например, подмывается правый берег рек в Северном полушарии и левый берег в Южном.

Сила вращения Земли с запада на восток определяется по формуле:  $F_1 = V^2/R$ , где  $V$  — скорость вращения точки на поверхности Земли (на экваторе она максимальна и равна 463,6 м/с). Экваториальный радиус Земли 6378,24 км. Поэтому на экваторе эта сила составляет  $3,37 \cdot 10^{-2}$  Н, а на полюсе равна нулю (табл. 2).

По данным табл. 2 от полюса до экватора сила  $F_1$  увеличивается особенно резко от Северного тропика до средних широт (до  $45^\circ$ ) и максимальна в южных широтах (от  $30$  до  $0^\circ$ ), где  $F_1 = 0,032 \div 0,0337$  Н.

Сила тяжести на поверхности Земли ( $F_2$ ) максимальна на полюсе и минимальна на экваторе. На полюсе радиус Земли равен 6356,86 км, сила тяжести:  $F_2^{\text{п}} = -G \cdot M_3 / R^2 = 9,9038$  Н (где  $G = 6,67 \cdot 10^{-11}$  — гравитационная постоянная,  $M_3$  — масса Земли, а  $R$  — радиус). Экваториальный радиус Земли равен 6378,26 км, сила тяжести на экваторе  $F_2^{\text{э}} = 9,8372$  Н.

Однако радиус эллипсоида вращения, ко-

**Т а б л и ц а 2.** Силы на поверхности Земли ( $F_1$ ) при ее вращении вокруг оси для разных широт и изменение силы тяжести ( $F_2$ ) в зависимости от радиуса Земли на полюсе и на экваторе ( $F_2^n - F_2^s$ )  $F_2^n = 0,066$  Н

Широта, град	Скорость по широте, м/с	Радиус вращения, км	Сила вращения по широте $F_1$ , Н	Радиус Земли $R$ , км	Сила тяжести на широтах, Н $\Delta F_2 = F_2^n - F_2^s$	Изменение силы тяж ести от полюса до экватора, Н $F_1 - \Delta F_2$
80	58	796	0,0042	6357,2	0,0653	-0,0611
70	125	1724	0,0091	6358,2	0,062	-0,0529
66,23 Северный тропик	137	1890	0,010	0,060		-0,050
60	202	2818	0,0145	6359,7	0,057	-0,042
50	287	3945	0,021	6361,9	0,050	-0,029
45	325	4475	0,024		0,046	-0,022
40	361	4973	0,026	6364,5	0,042	-0,016
30	412	5669	0,03	6367,6	0,033	-0,003
23,67 Южный тропик	439	6034	0,032	0,028		+0,004
20	446	6133	0,0324	6370,9	0,025	+0,0074
10	458	6300	0,0333	6374,5	0,010	+0,023
0	464	6378	0,0337	6378,26	0	+0,0337

торым является Земля, изменяется от полюса к экватору в зависимости от широты неравномерно, несколько увеличиваясь при одинаковом изменении широтного угла. Изменение радиуса Земли зависит от синуса широтного угла  $V$  (от  $90^\circ$  на полюсе до  $0^\circ$  на экваторе), радиуса на экваторе ( $R_3$ ) и эксцентриситета ( $e$ ) эллипсоидного тела Земли:

$$R = R_3 / (1 + e \sin V), \quad (1)$$

где

$$e = (R_3 - R_n) / R_3 = 21,38 / 6378,24 = 0,003363.$$

Из этой формулы определены радиусы на разных широтах:  $R_{80} = 6357,19$ ;  $R_{70} = 6358,15$ ;  $R_{60} = 6359,72$ ;  $R_{50} = 6361,85$ ;  $R_{40} = 6364,48$ ;  $R_{30} = 6367,57$ ;  $R_{20} = 6370,91$ ;  $R_{10} = 6374,52$ .

Изменение силы тяжести ( $\Delta F_2$ ) от полюса до экватора определяется по разнице между силой тяжести на широте и на экваторе:  $\Delta F_2 = F_2^n - F_2^s$ . А разница между  $\Delta F_2$  и силой вращения  $F_1$  положительна выше широты  $30^\circ$ , где  $\Delta F_2$  больше, чем сила вращения  $F_1$ , и отрицательна для экваториальных широт (см. табл. 2). Расчеты свидетельствуют о том, что в средних и высоких широтах плиты будут двигаться к полюсу, а южнее широты  $30^\circ$  — к

экватору, хотя высокие материковые плиты смещаются к экватору уже с широты  $40^\circ$ .

Этим можно объяснить образование Средиземного моря, по которому Европа отделилась от устойчивой Африки, а также положение высокой материковой Евразийской плиты, которая переместилась на север, но не заняла Северный полюс. Материковая плита Антарктиды, которая заняла Южный полюс, лишь незначительно поднималась над уровнем океана, а современная ее поверхность образовалась благодаря леднику.

Теперь о притяжении Земли Солнцем. Сила притяжения Солнца ( $F_3$ ) определяется по формуле:  $F_3 = -G \cdot M_c / R^2$ , где  $M_c$  — масса Солнца ( $2 \cdot 10^{30}$  кг), а  $R$  — расстояние от Земли до Солнца. Земля обращается вокруг Солнца по орбите против часовой стрелки, т. е. с запада на восток, с силой притяжения Солнца, которая в начале января по Южному тропику максимальна:  $F_3 = 6,17 \cdot 10^{-3}$  Н, поскольку Земля находится в перигелии околосолнечной орбиты, равном  $147,1$  млн км. В начале июля афелий околосолнечной орбиты Земли составляет  $152,1$  млн км и притяжение Земли Солнцем минимально:  $F_3 = 5,77 \cdot 10^{-3}$  Н. Притяжение Солнца вызывает

на Земле приливные силы, стремящиеся переместить поверхностный покров и тектонические плиты с востока на запад.

При взаимном влиянии сил  $F_1$ ,  $F_2$  и  $F_3$  происходят сложные движения плит по поверхности Земли. В срединно-океанических рифтах движущей силой, поднимающей базальтовые магмы, является вращение Земли вокруг своей оси (сила  $F_1$ ), которая направлена снизу вверх, а также низкая плотность и вязкость магмы. Заметна здесь также сила притяжения Солнца ( $F_3$ ), особенно в перигелии.

Значительное притяжение Солнцем материковых плит, в частности Африки, а также разница в высоте соседствующих материковой и океанической плит могут вызвать раздвигание континентов благодаря конвекции магмы в срединно-океанических рифтах. Дело в том, что между крупными и гористыми материковыми плитами всегда существовали достаточно глубокие проливы с океанической корой.

Притяжение Луной тектонических плит невелико:  $F_4 = 3,3 \cdot 10^{-5}$  Н. Эта сила на два порядка меньше, чем сила притяжения Солнца, но близка к ней по направлению.

Кроме космических сил на дрейф плит могут повлиять взаимные притяжения плит ( $F_5$ ) по поверхности Земли и прежде всего притяжение крупной плиты. Хотя и для этого процесса также необходимо наличие пластичных подошв плит.

В раннем докембрии (в архее) плиты могли легко перемещаться по магмосфере при температуре порядка 800—1000 °С и высоком давлении воды. Однако с позднего докембрия (с нижнего протерозоя), когда вся земная кора и верхняя мантия при понижении температуры и содержания воды закристаллизовались, горизонтальные движения плит стали невозможны. Породы земной коры также были деформированы субвертикальными меридиональными зонами разломов и подверглись интенсивному региональному метаморфизму преимущественно амфиболитовой и гранулитовой фаций [Белевцев, 1975, 1982]. Температура земной коры постепенно снижалась и при 400—600 °С при соответствующем давлении воды 2—0,5 кбар мантийные форстеритовые ультрабазиты переработались в пластичные тальк-серпентинитовые сланцы (см. рис. 4). Такие сланцы были подняты драгой с поверхности срединно-океанических Аравийско-Индийского и Атлантического хребтов [Белевцев и др., 1979, 1985].

Можно проследить, например, за изменением температуры при охлаждении подошвы земной коры от 800 °С при формировании архейской плагиогранитной коры до 400 °С, которая примерно соответствует образованию ее серпентинитовой подошвы, когда начала распадаться Пангея в карбоне, по критическому уравнению остывания нагретого тела:  $T = T_0 \cdot e^{-kt}$ , или  $\ln T_0 - \ln T = kt$ , где  $T_0$  — начальная температура (1000 °С или 1273 К),  $T$  — конечная температура (400 °С или 673 К),  $t$  — продолжительность остывания от 3,8 до 0,3 млн лет,  $k$  — константа скорости остывания, равная 0,28 (рис. 6).

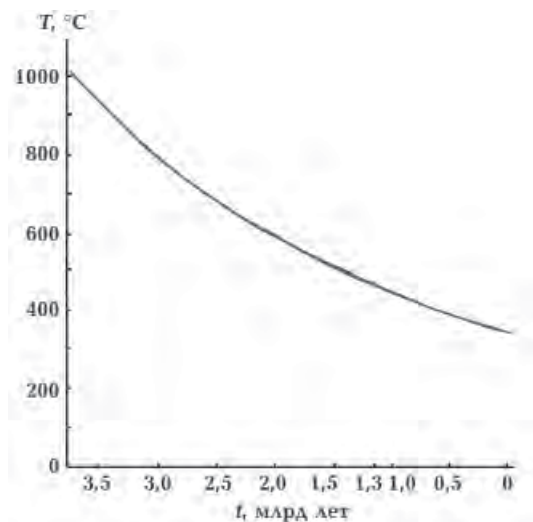


Рис. 6. Изменение температуры подошвы земной коры от докембрия.

На докембрийских щитах известны архейские меридиональные и крутозалегающие интрузии ультрабазитов и железисто-кремнистых пород, которые на УЩ расположены в Криворожье, Среднем Приднепровье и Западном Приазовье и фиксируют глубинные разломы в земной коре и мантии. Они уходят на большие глубины и свидетельствуют о довольно быстром архейском формировании первичной земной коры.

Сила притяжения Солнца в декабре в перигелии орбиты (147,1 млн км) составляет  $F_3 = 6,17 \cdot 10^{-3}$  Н, а в начале июня в афелии (152,1 млн км) уменьшается до  $5,77 \cdot 10^{-3}$  Н. Разница составляет  $4 \cdot 10^{-4}$  Н или около 7 % этих сил (рис. 7).

От Африки (как самой устойчивой перигелиевой материковой плиты) перемещаются другие материковые плиты: Америка — на запад с открытием Атлантического океана по

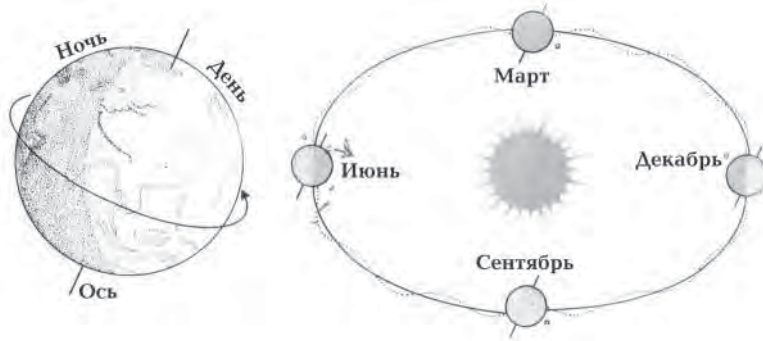


Рис. 7. Обращение Земли вокруг Солнца. Эксцентриситет орбиты  $e=0,0167$ ,  $c=2,5$  млн км, афелий в июле составляет 152,1 млн км,  $V_a=29,6$  км/с, перигелий в январе —  $c=147,1$  млн км,  $V_p=30,1$  км/с. Ось вращения эллиптической земной орбиты для весны и осени — 149,6 млн км,  $V=29,85$  км/с.

Срединно-Атлантическому рифту, а восточнее Африки по Аравийско-Индийскому рифту раскрывается Индийский океан уже при общем движении плит на восток (рис. 8).

Именно Африка находится в положении максимально притягивающейся к Солнцу устойчивой плиты. Она (точнее пустыня Ка-

лахари на Южном тропике) наиболее приближена к Солнцу в начале января на расстояние 147,1 млн км и с наибольшей силой притягивается Солнцем ( $F_3=6,17 \cdot 10^{-3}$  Н).

В основном эти силы действуют в меридиональном направлении к экватору, собирая плиты. Поэтому в зоне экватора сосредотачивалась преимущественная масса земной коры, а также Пангея, по Вегенеру. Это происходило в архее по магмосфере. За-

тем магмосфера закристаллизовалась, появилась первая суша и начались дрейфы отдельных материковых плит уже в фанерозое в связи с формированием пластичных серпентинитовых подошв тектонических плит.

Остановимся несколько подробнее на образовании срединно-океанических хребтов

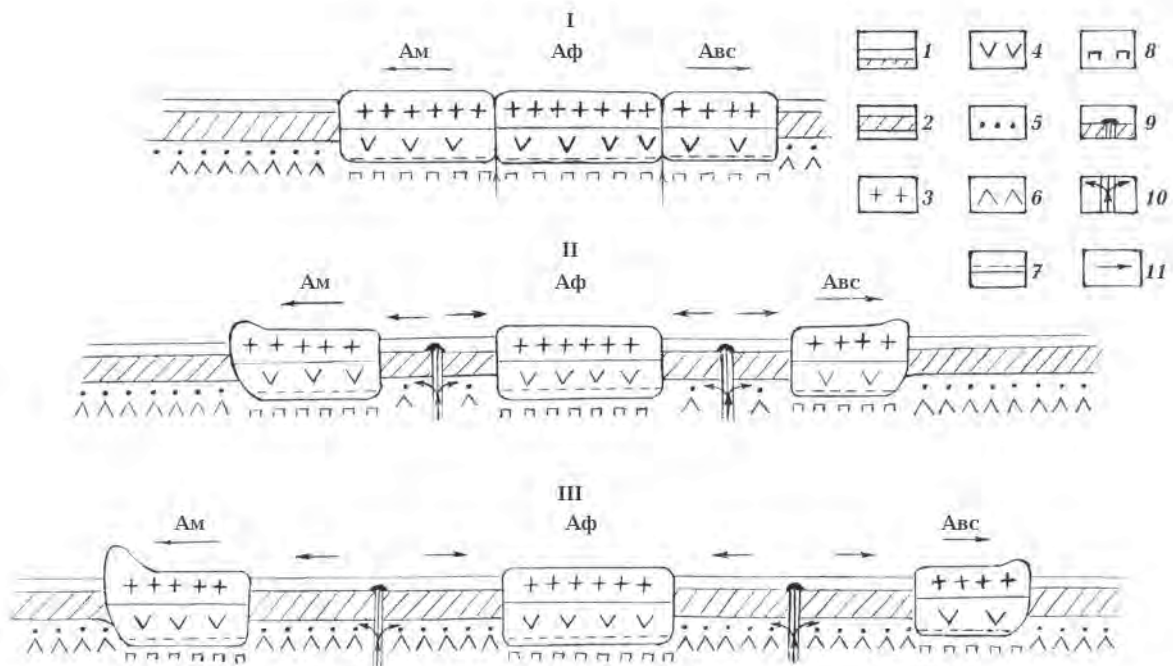


Рис. 8. Принципиальная схема дрейфа литосферных плит при раскрытии Атлантического и Индийского океанов: I — мезозой — юра, мел (возраст 135—150 млн лет); II — начало кайнозоя (65 млн лет), III — современность; 1 — океан над океанической плитой; 2 — габбро-базальтовая океаническая плита; 3 — гранитная часть материковой плиты; 4 — габбровая часть материковой коры; 5 — магматическая базальтоидная подошва океанической плиты; 6 — океаническая ультрабазитовая мантия; 7 — материковая перидотитовая мантия; 8 — срединно-океанический хребет; 9 — раздвижение океанических плит по срединно-океаническому рифту; 10 — тальк-серпентинитовая подошва материковых плит; 11 — направление (вектор) движения плит. Материковые плиты: Ам — Америка, Аф — Африка, Авс — Австралия. Между Африкой и Америкой — Атлантический океан, а между Африкой и Австралией — Индийский.

и спрединге океанической коры. В мезозое (в юре и мелу) началась интенсивная тектоника плит с распадом Пангеи, со спредингом крупных материковых плит и раскрытием новых океанов — Атлантического и Индийского. Этот процесс связывают с образованием срединно-океанических хребтов, обрамляющих Африку — Атлантического (с запада) и Аравийско-Индийского (с востока). Эти хребты представляют собой срединно-океанические рифтовые долины, в обе стороны от которых раздвигается океаническая кора и материковые плиты удаляются одна от другой, раскрывая океаны. В Атлантике Африка удаляется от срединного хребта на восток, а Южная Америка — на запад, также двигается Европа от Северной Америки (см. рис. 8). В Индийском океане Африка удаляется от Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта на запад, а Австралия на восток. Однако Африка не может одновременно удаляться от Срединно-Атлантического хребта на восток и от Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта на запад. В этом случае она бы превратилась в высокогорную систему, но этого не происходит.

Видимо, раздвиг (или спрединг) между Америкой и Африкой начался в мезозое по зоне разлома между ними из-за движения Американской материковой плиты на восток от устойчивой Африканской плиты, а Австралии на восток под действием силы притяжения Солнца при его движении по эллиптической орбите от перигелия к афелию (см. рис. 8). В этот разлом из мантии интродуцировала базальтовая магма, и при раздвижении плит между материковыми плитами стала образовываться океаническая плита. Понятно, что материковые плиты имели большую мощность (около 30 км) и поднимались над уровнем океана примерно на 1—2 км, а вновь образованная океаническая плита погрузилась под уровень океана на 2—4 км, ее мощность не превышала 10 км. Это означает, что океаническая кора между материковыми плитами ближе к центру Земли, а материковая кора дальше. Следовательно, земной радиус для океанической коры и в срединно-океаническом рифте меньше, а сила тяжести ( $\Delta F_2$ ), которая больше, чем у материковой коры, а также сила  $F_1$  вращения Земли (см. табл. 2) будут способствовать поднятию базальтовой магмы в срединно-океаническом рифте, расширению океанической коры и раздвигу материковых плит. При этом океанические плиты будут двигаться по магме, а

материковые — по серпентиновой подошве. Во вновь образованной океанической коре между раздвигающимися материковыми плитами был значительный температурный градиент (около 100 град/км) и поэтому температура на их подошве достигла 1000—1200 °С. При такой температуре из мантийного ультрабазита выплавляется глубинная базальтовая магма, конвекция которой способствует дрейфу океанических плит по магматической подошве. А материковые плиты двигались не по магме, а по пластичному серпентинизированному мантийному ультрабазиту подошвы.

Сам срединно-океанический хребет или рифт образовался над глубинным разломом, по которому снизу конвектировала базальтовая магма при раздвиге материковых плит, и все время, видимо, смещался за движущейся материковой плитой (Американской в Атлантике или Индийско-Австралийской в Индийском океане) в том же направлении по зонам трансформных поперечных разломов.

Так движется Американский континент, надвигаясь на океаническую плиту Тихого океана, а Тихоокеаническая плита поддвигается под Евразийскую материковую плиту. У Земли к экватору между экваториальными тропиками приурочивается 35—40 % площади плит, в северных средних широтах между тропиками — 30 %, в высоких северных широтах — 12 % (до 80°), в южных высоких широтах — 10 %, на Южном полюсе — 8 %. Причем на Южном полюсе располагается материковая плита, а на Северном — океан.

По границам плит регистрируются землетрясения и вулканическая деятельность. В то же время на противоположной стороне планеты на северо-западе Тихого океана в районе Гавайских островов и Северо-Западной котловины располагается область влияния афелия орбиты Земли с минимальным притяжением к Солнцу и с наименьшей устойчивостью на поверхности Земли.

Отсюда вывод: плиты молодой закристаллизовавшейся еще в раннем докембрии земной коры, перемещаясь по магматическому основанию мантии, сосредоточились в раннем докембрии преимущественно в средних широтах и экваториальной зоне в виде одной крупной материковой плиты Пангеи. И лишь в фанерозое начался активный мобилизм — «разбегание» отдельных тектонических плит, который привел к современному расположению этих плит. Они и в настоящее время продолжают свой дрейф.



Также можно проследить дрейф Индийской плиты от палеоцена до современности под влиянием силы притяжения крупной Азиатской плиты. В палеоцене 60 млн лет назад Индийская плита была на экваторе на расстоянии примерно 3000 км от настоящего положения Индии на 20° с.ш. (рис. 9—11). Сила вращения Земли  $F_1$  на экваторе составляет 0,0337 Н, а на 20° с.ш. — 0,0324 Н. Поэтому для того чтобы переместить Индию на север к Азиатской плите, необходимо изменение  $F_1$  больше чем на 0,0013 Н. Если принять массу Индийской плиты равной  $3 \cdot 10^{20}$  кг, а массу Азиатской плиты —  $10^{21}$  кг, то сила притяжения Индийской плиты к Азиатской ( $F_2$ ) составит  $6,67 \cdot 10^{-11} \times 10^{21} \text{ кг} / (3 \cdot 10^6 \text{ м})^2 = 0,0074$  Н. Эта приближенная величина в 5,7 раз больше необходимой силы для перемещения Индийской плиты на север к Азии. По-видимому, из-за этого Индийская плита продолжает давить на Азиатскую плиту с образованием Гималайских гор. С юры подошва Индийской плиты остыла с образованием серпентинитовой мантии, что позволило начать дрейф этой плиты. Векторы тектонических плит показаны на рис. 9.

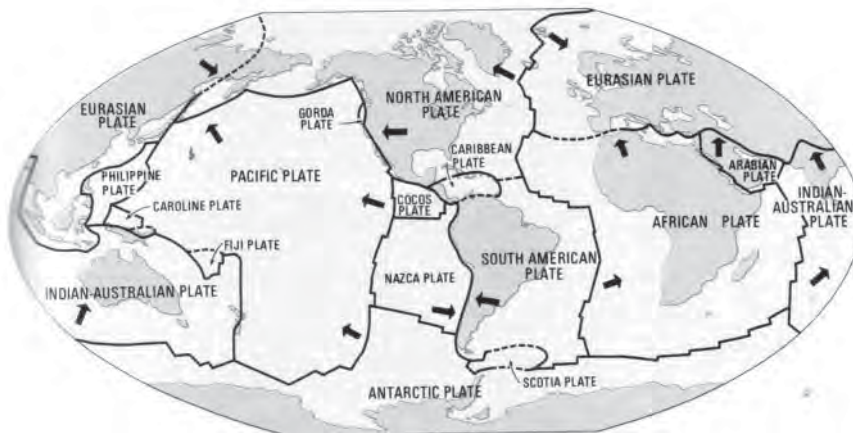


Рис. 9. Направления дрейфа современных тектонических плит (по Р. Дитцу и И. Холдену, 1972).

**О геолого-термодинамической эволюции геосфер и тектонических плит.** Рассмотрим геологическую историю и термодинамическую эволюцию геосфер и тектоники плит с докембрия с увеличением материковых плит по площади и высоте, *РТ*-условия геохимических процессов при дрейфе литосферных плит, вулканизме, магматическую конвекцию в плитах, образование алмазов и др. Эти вопросы включают в себя также генезис и термодинамическую эволюцию внешних геосфер, в том числе эволюцию гранитной земной коры,

метаморфизм, магматизм, метасоматоз и рудообразование, а также процессы в верхней мантии при ликвационно-магматическом генезисе железистых кварцитов в средней мантии, генезис гидросферы, атмосферы, свободного кислорода, биосферы, палеоклиматологию, экологию и т. д.

Тектоника плит геологическими и геофизическими методами рассматривалась лишь со среднего палеозоя (с карбона или юры). Уже тогда материк Пангея, который затем распался на множество материков и плит, был цельным. Однако первая плагитогранитоидная кора по всей планете закристаллизовалась из первичной коровой магмы еще в нижнем архее 3,5—3,0 млрд лет назад. Затем она остыла, в нижнем протерозое появился кислый океан, первичная кора растрескалась и была интродуцирована по зонам разломов ультраосновной верхнемантийной магмой, а затем и железисто-кварцевой среднемантийной магмой, что отчетливо проявилось в докембрии Кривбасса и Приднепровья. В докембрии происходила сложная эволюция первичной коры: ее сжатие, метаморфизм, дробление коры и переме-

щение отдельных плит. Видимо, тектонические плиты в архее занимали большую площадь, были более подвижными и объединились в Пангею. В рифее соленые воды океана нейтрализовались с появлением первой суши, первых осадочных пород и абиогенного свободного кислорода [Белевцев, 2011]. И лишь с юры началось активное выделение отдельных плит из Гондваны (см. рис.10, 11).

**Эволюция геосфер в раннем докембрии.**

Петрографам и геологам-докембристам хорошо известно, что в начальный догеологический катархейский этап (4,5—3,8 млрд лет назад) Земля не содержала твердых пород и была в расплавленном состоянии [Амбарцумян, 1972; Всехсвятский, 1972; Белевцев и др., 2000, 2007; Белевцев, 2008, 2012]. Об этом свидетельствуют эвтектический минеральный состав кристаллических пород земной коры и мантии, а также отсутствие датировок катархейского этапа. Например, кора быстро остывшей Луны состо-

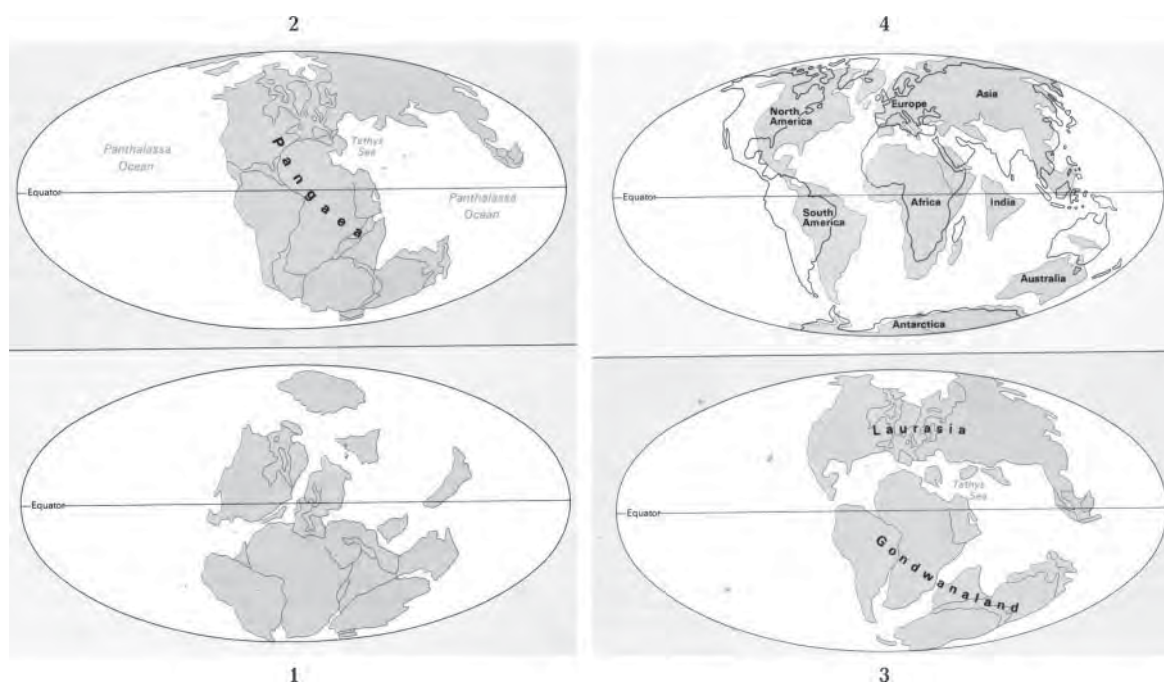


Рис. 10. Эволюция дрейфа материковых тектонических плит: 1 — 360 млн лет назад (карбон), 2 — 180 млн лет назад (юра), 3 — 120 млн лет назад (мел), 4 — 60 млн лет назад (палеоцен и современность) [World..., 2000].

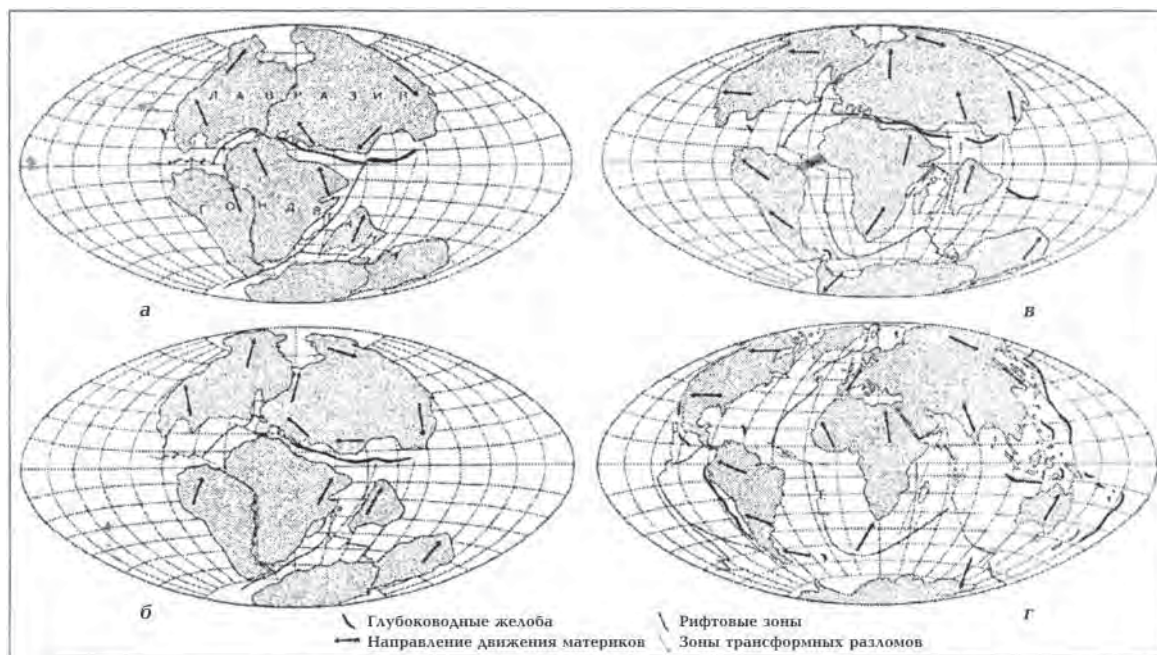


Рис. 11. Дрейф материков (по Р. Дитцу и И. Холдену, 1972): а — 180 млн лет назад (юра), б — 135 млн лет назад (мел), в — 65 млн лет назад (палеоцен), г — современное расположение материков.

ит из магматических анортозитов возрастом 4,4—4,0 млрд лет [Мейсон, 1971; Галкин, 1978]. О магматическом состоянии недр Луны и Земли в катархее также можно судить по сжатию тел этих планет с полюсов и по смещению цен-

тра тяжести Луны к Земле из-за притяжения к последней [Галкин, 1978], что было возможно лишь при расплавленном состоянии недр Луны и благодаря чему к Земле всегда обращена только одна сторона Луны.

Наиболее обоснованной является космогенная гипотеза В. А. Амбарцумяна, С. К. Всехсвятского и других [Амбарцумян, 1972; Всехсвятский, 1972] об образовании Солнечной системы в результате взрыва звездных систем в центре галактики 4,5 млрд лет назад, вследствие чего все тела Солнечной системы первоначально состояли из звездной материи. Тяжелые элементы образуются только в звездах при реакциях ядерного синтеза в условиях весьма высоких  $PT$ -параметров с выделением огромной энергии. Поэтому они весьма устойчивы и имеют большие энергии связи, причем минимальной энергией связи обладает водород как исходный материал ядерного синтеза, а максимальная энергия связи у кислорода, силиция, магния и особенно у железа [Эберт, 1963; Мейсон, 1971; Амбарцумян, 1972; Всехсвятский, 1972; Полинг, 1974; Войткевич, 1979; Белевцев и др., 2000]. Эти тяжелые элементы могли также образоваться из звездной материи планет при ядерном синтезе на начальных этапах их эволюции как реакция на охлаждение первичной звездной плазмы этих планет с выделением дополнительной энергии [Всехсвятский, 1972]. Эволюция каждого космического тела прежде всего определяется его исходной массой из звездной материи.

Состав магматических геосфер был близок к современному, кроме растворенных в магме газов, главным из которых была вода. В раннем архее коровые плагиограниты были интродуцированы высокотемпературными (порядка 2000 °С) железисто-кремнистыми магмами с глубины более 100 км [Белевцев и др., 2007; Белевцев, 2012]. Теплогенерация при формировании коры связана с распадом радионуклидов, остыванием коры, теплом кристаллизации магмы, уплотнением земной коры и мантии при кристаллизации магматических и газовых выделений, что ведет к уменьшению объема и радиуса Земли и выделению гра-

витационной энергии. Приближенный расчет этой гравитационной энергии ( $E_{\text{грав}} = 3/5GM^2/R = (3-4)10^{30}$  Дж в архее, где  $G$  — гравитационная постоянная,  $M$  и  $R$  — масса и радиус Земли [Добрецов, 1980]), основан на том, что при кристаллизации магматических их объем уменьшался в среднем на 2 %, а радиус Земли — примерно на 60—100 км. Суммарная выделенная Землей энергия в архее составила около  $10^{31}$  Дж или  $10^{22}$  Дж/год. Это примерно на порядок больше, чем современный тепловой поток с поверхности Земли —  $10^{21}$  Дж/год [Полинг, 1974; Белевцев, 2011, 2012].

Температура земной поверхности при кристаллизации коровой водосодержащей плагиогранитовой магмы 3,8 млрд лет назад была около 800 °С и постепенно опустилась до нормальных значений при литогенезе рифейских оловянных кварцитов в кислом океане 1,3—1,0 млрд лет назад [Белевцев, 2011]. Важно определить, когда температура земной поверхности стала ниже критической температуры воды (375 °С), поскольку это вызвало целый ряд важнейших процессов в атмосфере и появление гидросферы.

Поднятая на поверхность Земли в результате магматической дифференциации в катархее плагиогранитовая (тоналит-гранодиоритовая)

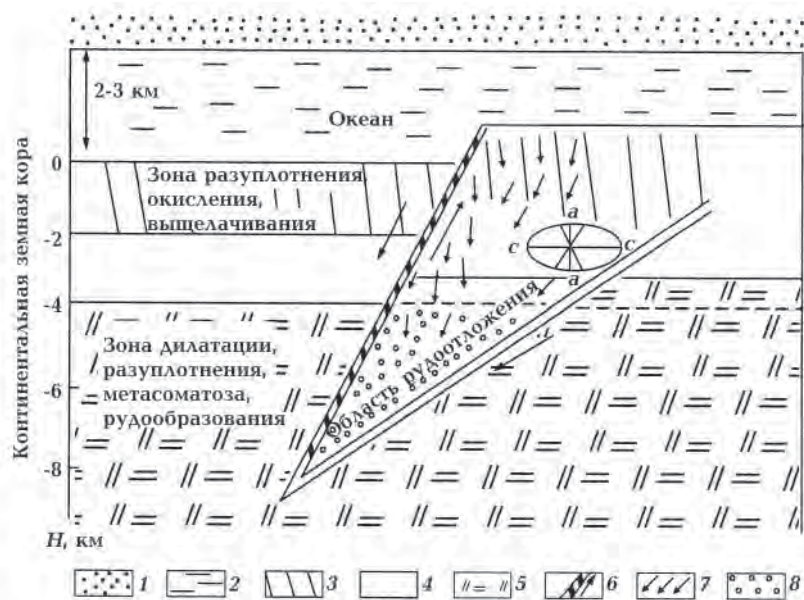


Рис. 12. Разрез через внешние геосферы и принципиальная модель инфильтрационного генезиса позднепротерозойских альбит-урановых месторождений УЩ. Показан эллипс напряжений и деформаций с осью растяжения ( $a$ ) и сжатия ( $c$ ), а также круговыми сечениями скальвающих деформаций: 1 — атмосфера, 2 — океан, 3 — зона разуплотнения, окисления и выщелачивания, 4 — зона уплотнения, 5 — зона дилатансии, разуплотнения с проявлениями альбитового метасоматоза и уранового рудообразования, 6 — зоны крупных разломов и направление движения блоков, 7 — пути движения инфильтрирующих флюидов, 8 — область метасоматоза и рудоотложения.

магма начала кристаллизоваться 3,8 млрд лет назад с образованием плагиигранитовой земной коры мощностью 10—15 км [Мейсон, 1971; Добрецов, 1980; Carrol, Wyllie, 1989; Ронов и др., 1990; Курлов и др., 1997; Белевцев и др., 2000, 2007; Белевцев, 2008]. Плагиигранитовая магма содержала до 9 % воды, а также около 3 % других газов, прежде всего хлора, подобно вулканическим газам [Мархинин, 1985; Белевцев и др., 2010]. Выделившиеся при кристаллизации архейской коры постмагматические газы должны были составить в архее первичную мощную высокотемпературную существенно газоводную атмосферу с низкой теплопроводностью, которая лишь позже 2,8 млрд лет назад при охлаждении превратилась в кислый океан с выделением свободного атмосферного кислорода по реакции:  $Cl_2(г) + H_2O(ж) = 2H^+(в) + 2 Cl^-(в) + 0,5O_2(г)$ , где (г) — газ; (ж) — жидкость; (в) — ионы в водном растворе [Белевцев, 2011, 2012].

На рис. 12 показана принципиальная модель инфильтрационного генезиса позднепротерозойских альбитит-урановых месторождений УЩ [Белевцев и др., 2007].

Можно так сформулировать генетическую инфильтрационную модель альбитит-уранового рудообразования в позднем протерозое (около 1800 млн лет назад), когда был сформирован кислый океан при окисленной кислородной атмосфере.

1. При растяжении и дроблении земной коры по разломно-трещинным зонам проникают кислые и окисленные океанические воды, которые по пути инфильтрации вначале выщелачивают из вмещающих гранитоидов натрий, кальций, магний и уран, увеличивая пористость пород.

2. Такой водный раствор (флюид) постепенно нейтрализуется, а по мере увеличения его восстановленности на глубинах более 3—4 км и температурах 100—300 °С отлагаются альбит, кальцит и уранинит при реакции флюида с темноцветными минералами.

**Эволюция геосфер в фанерозое и тектоника плит.** В рифее появляется первая суша, однако вертикальные и горизонтальные движения литосферных блоков имели еще незначительные скорости и было накоплено лишь  $250 \cdot 10^{18}$  кг осадков, которые составляют около 15 % всей осадочной толщи неогей [Ронов и др., 1990].

В течение фанерозоя возрастали скорости горизонтальных надвиговых движений блоков коры с увеличением высоты материков и ско-

рости их размыва, которые достигли максимума в кайнозойе [Ронов и др., 1990]. Эти движения увеличивали также площадь океанической коры с углублением дна океанов (оно сейчас составляет около 70 % площади планеты), т. е. с активизацией тектоники плит. В свою очередь, с ростом высоты гор на материках увеличивается скорость образования и масса осадочных отложений.

Углубление дна океанов до 5—6 км и более отражает тенденцию выделения гравитационной энергии Земли за счет уменьшения ее радиуса. В фанерозое радиус Земли уменьшился примерно на 2—3 км, что равносильно выделению гравитационной энергии около  $10^{29}$  Дж, а скорость тепловыделения составила  $10^{20}$  Дж/год, что соответствует 1—2 % теплового потока из недр планеты. Если учесть, что активность тектоники плит возросла с кембрия до настоящего времени в 5 раз [Белевцев, 2012], то можно предположить, что сейчас 5—10 % энерговыделения из недр Земли дает тектоника плит, и ее вклад в этот процесс все время увеличивается.

Расширяющееся по зонам спрединга дно океанов поддвигается под материковые и древние океанические блоки по тектонически активным границам литосферных плит, что сопровождается нарастающим со временем гравитационным энерговыделением в виде землетрясений, вулканизма, метаморфизма в подвижных зонах и теплопотока через геосферы.

Надо заметить, что океанические плиты имеют небольшую мощность (5—10 км), но значительный температурный градиент (около 100 град/км), поэтому температура на их подошве достигает 1000—1200 °С. Из мантийного ультрабазита выплавляются глубинные базальтовые магмы, конвекция которых способствует дрейфу океанических плит по магматической подошве. Эта базальтовая магма практически не содержит воды, в отличие от магмы вулканов, которая богата водой и другими газами ( $CO_2$ ,  $SO_3$ ), что снижает температуру ее плавления, вызывая взрывы и извержения. Видимо, вулканы связаны с разломными зонами поддвигания обогащенных водой осадочных пород дна океанов на большие глубины в океаническую кору или острова, где и возникает водосодержащая магма, в результате чего в океане поднимаются вулканы и образуются острова.

Поскольку геологическая история Земли определяется развитием ее эволюции как термодинамической системы [Эберт, 1963; По-

линг, 1974; Пригожин, Стенгерс, 1986] — внутренняя энергия Земли постепенно уменьшается и стремится к равновесию с увеличением энтропии, то, вероятно, Земля достигнет состояния планеты Марс, океаны которого высохли, а кислородная атмосфера рассеялась в связи с охлаждением его поверхности. Когда это произойдет, пока не понятно, но такая термодинамическая эволюция Земли неизбежна.

**Возникновение жизни.** Как известно, белок живых организмов неустойчив при температуре более 60 °С, а для бактерий граничные условия кислотности составляют  $pH=2\div 3$  [Кузнецов и др., 1962; Гусев, Минеева, 1992]. Считается, что жизнь зародилась в океане в виде анаэробных фотосинтезирующих простейших в условиях, близких к современным тропическим зонам — в слабощелочной соленой воде ( $pH=8$ , минерализация 3,5 %), нормальной температуре (около 25 °С), но в восстановительной обстановке [Мельник, 1973]. В процессе фотосинтеза эти бактерии выделяли кислород и сформировали кислородсодержащую атмосферу, в которой появились аэробы. Эволюция таких простейших привела к появлению современных теплокровных животных с океанической соленостью крови, как у морских рыб (около 3 %), а также наземных растений. Такие условия на земной поверхности появились в верхнем рифее (1000 млн лет назад), но особенно быстро жизнь стала развиваться в кембрии (570 млн лет назад), все более ускоряя темп вплоть до настоящего времени.

Однако, как показали проведенные исследования, в архее (3,8—2,8 млн лет назад) и раннем протерозое (2,8—1,8 млн лет назад) температура на поверхности Земли была намного выше 100 °С, что неблагоприятно для возникновения жизни. Более того, океан возник лишь в раннем протерозое и до верхнего рифея (до 1,2—1,0 млн лет назад) имел сильнокислую реакцию ( $pH=0,15\div 2,0$ ), также неблагоприятную для жизни [Белевцев и др., 2010]. Свободный атмосферный кислород образовался еще в раннем протерозое абиогенным путем, однако его было недостаточно для возникновения жизни, хотя это свидетельствует о том, что фотосинтез не является главным процессом образования атмосферного кислорода. Свободный кислород современной атмосферы после его образования в раннем протерозое большей частью остаточный, хотя частично продолжает генерироваться в результате реакции поствулканического хлора с жидкой водой абиогенным путем. Следовательно, фотосинтез кислорода

растениями — процесс маловероятный, подобное уже предполагалось, исходя из термодинамического анализа этого процесса [Белевцев и др., 2007].

Таким образом, жизнь возникла в верхнем рифее 1200—1000 млн лет назад, когда в океане появились для нее благоприятные условия: нормальная температура воды с  $pH=7\div 8$  и кислородная атмосфера [Белевцев и др., 2010; Белевцев, 2011, 2012]. Совпали эти условия благодаря остыванию земной коры, образованию атмосферного кислорода, тектонике плит и осадконакоплению в нижнем рифее.

Первыми живыми организмами были литобактерии, которые осуществляли хемосинтез в водоемах. Это прежде всего аэробы, источниками энергии для которых служили реакции окисления метана, водорода, аммиака, закисного железа, серы, органического вещества, а также анаэробы, например сульфатредуцирующие бактерии, которые составили основной эволюционный ряд живых организмов [Кузнецов и др., 1962; Гусев, Минеев, 1992; Белевцев и др., 2007].

Растения и фитобактерии сочетают в себе качества аэробов и анаэробов: ночью они дышат и употребляют кислород, разлагая органику и выделяя энергию реакций окисления, как аэробы, а днем, используя солнечную энергию, образуют органику через реакции восстановления  $CO_2$  и  $H_2O$ , выделяя кислород. Следовательно, растения и фитобактерии появились позже аэробов и анаэробов, представляя собой сложное сочетание этих организмов и став наиболее сложным и совершенным результатом эволюции жизни на Земле.

**Рифейские осадки.** Первые осадки в виде кварцито-песчаников образовались в нижнем рифее 1,6—1,3 млрд лет назад при размыве первой суши, сложенной гранитоидами, поскольку кислая вода океана выщелачивала из них все катионы (преимущественно натрий), а остаточным от того литогенеза был кремнезем кварцитов [Белевцев и др., 2010]. И только в среднем рифее 1,2—1,0 млн лет назад в результате этого литогенеза вода океана была нейтрализована (до  $pH=8$ ) и возникла возможность формирования осадочных известняков и появления жизни.

Образование свободного кислорода в нижнем протерозое подтверждается также появлением в породах земной коры гематита, гетита и обогащение  $^{34}S$  сульфатов, что свидетельствует об окисленных условиях [Ронов и др., 1990].

Можно сделать заключение о балансе

между постмагматическим хлором и новообразованным свободным кислородом в атмосфере и гидросфере Земли. Всего хлора выделилось около  $(35-40)10^{18}$  кг, а свободного кислорода —  $(5-6)10^{18}$  кг [Белевцев, 2012]. Свободный кислород образуется и сейчас в результате выделения хлора и HCl при вулканических извержениях, однако в несравнимо меньших количествах.

Осадконакопление в геологической истории является продолжающимся процессом, который связан с активизацией вертикальных тектонических движений блоков и плит земной коры и с увеличением амплитуды этих движений [Ронов и др., 1990; Белевцев и др., 2010]. Максимальная скорость осадконакопления (за 1 млн лет) в фанерозое: 400—500 м в нижнем палеозое, до 1000 м в мелу и до 1200—1700 м в кайнозое. Эта зависимость имеет сложный характер и ее можно описать параболическими или логарифмическими моделями. По ним максимальная скорость осадконакопления в нижнем рифее была небольшой и составляла меньше 100 м мощности отложений за 1 млн лет. По логарифмической модели зависимость мощности от возраста осадочных отложений ( $t$ , млн лет) следующая:  $2376,8 - 320,4 \cdot \ln t$ . Таким образом, максимальная мощность нижнерифейских отложений возрастом 1300—1600 млн лет составляет не больше 80—20 м за 1 млн лет, т. е. для отложений 1000 м кварцито-песчаников овручской серии необходимо больше времени, чем 10—50 млн лет (рис. 13, 14).

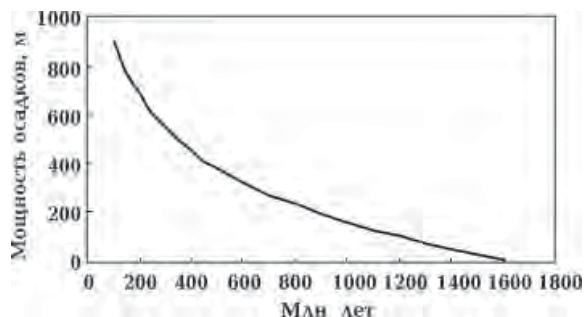


Рис. 13. Зависимость максимальной мощности осадочных пород от их возраста.

Можно также предположить, что в нижнем рифее сразу после завершения высокотемпературных процессов плутонического гранитного магматизма в земной коре океаническая вода была не только кислой, но и теплой, возможно даже горячей (до 50—70 °С). Эти условия не способствовали возникновению жизни в океанических водах нижнего рифея.



Рис. 14. Овручский кварцит с волноприбойными знаками.

**О происхождении алмазов.** С тектоникой плит, возможно, генетически связано образование алмазоносных кимберлитов, возраст которых от 70 до 1200 млн лет. Вероятно, при столкновении плит и погружении их с серпентинизированной (и карбонатной) подошвой на глубины порядка 100—150 км в них происходит значительное увеличение газового давления до 30—50 кбар при температуре порядка 1500—1800 °С, что вызывает газовый взрыв и образование трубок взрыва диаметром до 1—2 км. Состав пород этих трубок близок к пиролиту с участием пироба, а также серпентина и карбонатов. Огромное давление при взрыве вызывает также образование алмазов.

**О тектонике плит на Марсе.** Отмечается аналогия в строении коры Земли и Марса. У Земли к экватору приурочиваются 50—60 % площади материковых плит, а к полюсам — около 10 %. У Марса, еще более отчетливо, чем у Земли, основная масса гор приурочена к экватору (до 70 %), а низменности — к полюсам (около 5 %). Причем, подобно Земле, на Южном полюсе располагается материковая плита, а на Северном — низменность (рис. 15).

Видимо, красный цвет поверхности Марса связан с гематитом, возможно, и с гетитом, которые образовались при окислении пород на раннем постмагматическом этапе развития планеты, когда на Марсе появился кислый океан и кислородная атмосфера по земной схеме [Белевцев, 2011, 2012]. Вероятно, эти процессы на Марсе начались намного раньше и проходили значительно быстрее, чем на Земле, из-за небольшой массы Марса. Ориентировочный возраст этих процессов 4,2—3,0 млрд лет, поскольку отношение масса/площадь поверхности у Марса в 2,6 раза меньше, чем у Земли и, со-

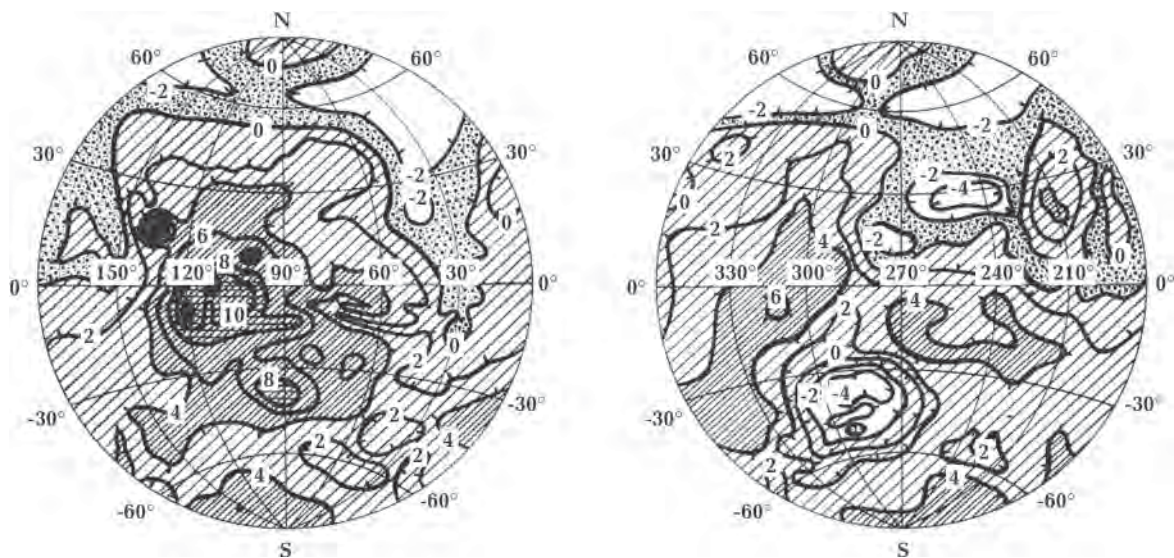


Рис. 15. Рельеф Марса.

ответственно, остывание Марса шло быстрее. Следует также обратить внимание на горную систему «Олимпик» на Марсе, высота которой достигает 20 км. Скорее всего, ее происхождение связано с максимально активной стадией тектоники плит на Марсе, которую еще не достигла Земля.

**Заключение.** На основании термодинамического анализа геологического строения, *PT*-условий в земной коре и сил, вызывающих дрейф тектонических материковых и океанических плит, представлены физико-химические закономерности эволюции геосфер. Эти преимущественно космические силы связаны с вращением Земли вокруг своей оси, силами гравитации Земли, Солнца и Луны, а также между соседними плитами. На полюсах, высоких и средних широтах (от полюса до широты 40—30°) сила гравитации Земли на ее поверхности превосходит силу вращения Земли за счет минимального полюсного радиуса Земли и максимальной силы тяжести на полюсе.

И только в экваториальных широтах силы вращения максимальны и смещают плиты к экватору. Особенно это проявляется на Южном полюсе, к которому идут плиты в перигелии вращения Земли вокруг Солнца и где находится Антарктида.

Наиболее устойчивый материк — Африка. Это связано с ее максимальным притяжением к Солнцу в перигелии эллиптической орбиты Земли, а на противоположной стороне планеты в Северо-Западной котловине Тихого океана размещается зона влияния афелия орбиты Земли с минимальной стойкостью. Поэтому дрейф плит

по поверхности Земли идет от Африки к Тихому океану. Тектоника плит прежде всего зависит от пластичности их подошв, которые в архее были магматическими, толщина материковых плит была меньшей, а общая площадь докембрийской Пангеи — большей, нежели современных материков. После кристаллизации магматических подошв плит в нижнем протерозое они были устойчивыми до рифея, когда появилась первая суша, а ультраосновные породы мантии материков охладились с формированием пластических тальк-серпентинитовых подошв, благодаря которым в фанерозое, особенно с юры, активизируется плитовый мобилизм, который также связан с конвекцией базальтовой магмы в срединно-океанических рифтах, благодаря силе вращения Земли и другим силам. К границам плит приурочены землетрясения, которые свидетельствуют о последнем. Подвижные зоны осадконакопления при эволюции превращаются в складчатые системы, которые значительно меньше по площади, что также свидетельствует о плитовой тектонике.

В фанерозое увеличиваются общая площадь, размеры и высота материковых плит над уровнем океана, они интенсивно размываются и отлагается все больше осадков в подвижных зонах между плитами. После накопления осадков и вулканитов эти зоны закрываются с образованием складчатых систем и гор. Вероятно, так образовались Карпаты, Кавказ, ДДВ, Крым и др. А Индийская плита в палеоцене переместилась от экватора на север под влиянием сил гравитации большой Азиатской плиты.

Океанические плиты имеют небольшую

мощность, но значительный температурный градиент. Потому в них с мезозоя из мантийного ультрабазита выплавляются базальтовые магмы, конвекция которых способствует дрейфу и спредингу океанических плит по магматической подошве и материковых плит по тальк-серпентинитовой подошве от срединно-океанических рифтов. Так открываются Атлантический и Индийский океаны и закрывается Тихий океан. Со временем в земной коре уменьшаются температура,  $P_{H_2O}$ , масса океана, ослабляется тектоника плит и вулканизм. С образованием свободного атмосферного кис-

лорода и понижением температуры на поверхности суши возникает жизнь. На Марсе были в докембрии активные перемещения плит, подобные Земле, которые преимущественно располагались в экваториальной зоне, в том числе плита на Южном полюсе. С тектоникой плит генетически также связано образование алмазоносных кимберлитов

Таким образом, с тектоникой плит связаны многие проблемы земной коры, мантии, полезных ископаемых, гидросферы, вулканизма, землетрясений, атмосферы, биосферы, палеоклиматологии и экологии.

### Список литературы

- Амбарцумян В. А. Нестационарные объекты во Вселенной и их значение для исследования происхождения и эволюции небесных тел. В кн.: *Проблемы современной космогонии*. Москва: Наука, 1972. С. 5—18.
- Атлас «Геологія і корисні копалини». 1:5 000 000. Голов. ред. Л. С. Галецький. Кер. проекту Н. М. Чернієнко. Київ: Вид. НАН України, Міністерства екології та природ. ресурсів України, 2001. 168 с.
- Белевцев Р. Я. Генезис и термодинамическая эволюция внешних геосфер. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 2. С. 49—59.
- Белевцев Р. Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия. Киев: Наук. думка, 1975. 230 с.
- Белевцев Р. Я. Происхождение и эволюция внешних геосфер: газовой атмосферы, кислого океана, свободного атмосферного кислорода и возникновение жизни. *Доп. АН України*. 2011. № 12. С. 83—90.
- Белевцев Р. Я. Режим зонального прогрессивного метаморфизма в докембрии Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1982. 150 с.
- Белевцев Р. Я. Термодинамика и генетическая эволюция докембрийских гранитоидов Украинского щита. В кн.: *Эволюция докембрийских гранитоидов*. Киев: Изд. УкрДГРИ, 2008. С. 35—46.
- Белевцев Р. Я., Бойченко С. Г., Спивак С. Д., Николаенко В. И., Волощук В. М., Дудко В. С., Блажко В. И., Ковалюх Н. Н., Кузенко С. В., Курлов Н. С., Самчук А. И., Козак С. А., Высотенко О. А. Термодинамика газового обмена в окружающей среде. Киев: Наук. думка, 2007. 247 с.
- Белевцев Р. Я., Бухарев С. В., Коломиец Г. Д. Концепция плутонического формирования континентальной земной коры Украинского щита. *Минерал. журн.* 2000. Т. 22. № 2/3. С. 118—131.
- Белевцев Р. Я., Говоров И. Н., Качанов Н. Н., Савельева Г. Н. Основные и ультраосновные породы Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта. Препринт АН УССР, ИГФМ НАН Украины. Киев, 1979. 66 с.
- Белевцев Р. Я., Шестопалов В. М., Спивак С. Д., Николаенко В. И., Блажко В. И., Дудко В. С., Крюченко Н. О., Кузенко С. В., Лазаренко Е. Е., Самчук А. И., Ганевич А. Е., Коченко В. Ю. Геохимия литогенеза овручских кварцито-песчаников рифея. *Пошукова та екологічна геохімія*. 2010. № 1(10). С. 22—41.
- Белевцев Р. Я., Шнюков Е. Ф., Зернецкий Б. Ф., Старостенко В. И. Разлом Вима срединно-океанического хребта. Препринт АН УССР, ИГФМ, 85-3. Киев, 1985. 60 с.
- Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. Ленинград: Наука, 1984. 285 с.
- Войткевич Г. В. Химическая эволюция Солнечной системы. Москва: Наука, 1979. 174 с.
- Всехсвятский С. К. Космогония Солнечной системы. В кн.: *Проблемы современной космогонии*. Москва: Наука, 1972. С. 316—413.
- Галкин И. Н. Геофизика Луны. Москва: Наука, 1978. 176 с.
- Гинтов О. Б., Егорова Т. П., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Муровская А. В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 26—63.
- Гордиенко В. В. О гипотезе тектоники плит. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 6. С. 72—101.
- Гусев М. В., Минеева Л. А. Микробиология. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 448 с.



- Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Курлов Н. С., Белевцев Р. Я., Решетняк В. В., Мечников Ю. П. Криворожская сверхглубокая скважина: значение для петрогенезиса и геоэкологии. *Минерал. журн.* 1997. Т. 19. № 6. С. 30—57.
- Мархинин Е. К. Вулканизм. Москва: Недра, 1985. 288 с.
- Мейсон Б. Основы геохимии. Москва: Недра, 1971. 311 с.
- Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев: Наук. думка, 1973. 287 с.
- Поллинг Л. Общая химия. Москва: Мир, 1974. 846 с.
- Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Москва: Прогресс, 1986. 431 с.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А., Мигасов А. А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. Москва: Наука, 1990. 182 с.
- Эберт Г. Краткий справочник по физике. Москва: Физматлит, 1963. 552 с.
- Carroll M. R., Wyllie P. J., 1989. Experimental phase relations in the system tonalite-peridotite-H<sub>2</sub>O at 15 kb; implications for assimilation and differentiation processes near the crust-mantle boundary. *J. Petrology* 30(6), 1351—1382. *World book. Millennium. Based on University of Chicago Paleogeographic Atlas Project*, 2000. Vol. 6. 31 p.
- World book. Millennium. Based on University of Chicago Paleogeographic Atlas Project*, 2000. Vol. 6. 31 p.

## About thermodynamic evolution of Earth crust and tectonic plates

© R. Ya. Belevtsev, V. I. Blajko, S. I. Terechenko, 2016

Based on thermodynamic analysis of the geological structure, *PT*-conditions on the earth's surface, and the powers that cause tectonic drift of continental and oceanic plates, presented physical and chemical regularity of evolution geospheres. These mainly related to the space powers of the Earth rotation around its axis, by gravity powers of plates by the Earth, Sun and Moon, as well as between neighbors plates. In equatorial latitudes the rotational power is maximal and shift plates toward the equator. The most stable continent is Africa, which is associated with the maximum gravity to the Sun at perihelion elliptical orbit of the Earth. So, the drift of plates on the Earth's surface comes from Africa to the Pacific Ocean. Plate tectonics is primarily dependent on the plasticity of their base, which were magmatic in Archean and since Phanerozoic cooled with the formation plastic talc-serpentine soles. Due to which activated mobilism of plate. To the borders confined earthquake plates, which indicate the latter. Moving sedimentation zone during evolution transformed into folding system, which is much smaller in area, which is also indicate of plate tectonics. Oceanic plates have a small power, but significant temperature gradient, because in them since Mesozoic from ultramafic mantle melted basalt magma, which contributes to oceanic plates drift on the base of the magma and the continental plates on the talc-serpentine soles from the mid-ocean rifts. So open up the Atlantic and Indian oceans, and closes the Pacific. On Mars, we have been active in the Precambrian moving plates like Earth, which are mainly located in the equatorial zone, including the plate in the South pole.

With plate tectonics associated with many problems of the Earth's crust, mantles, hydrospheres, volcanism, earthquakes, atmospheres, biosphere and ecology.

**Key words:** tectonics of the continental and oceanic plates, thermodynamics, the crust, the mantle, the evolution of geosphere, the powers of mobilism, elliptical orbit of the Earth, gravity, sole plates, earthquakes, continental drift, fold system, mid-ocean rifts.

### References

- Ambartsumyan V. A., 1972. Non-stationary objects in the universe and their importance for the study of the origin and evolution of celestial bodies. In: *Problems of modern cosmogony*. Moscow: Nauka, P. 5—18 (in Russian).
- Atlas «Geology and Mineral Resources»*, 2001. 1:5000000. Ed. L. S. Galetskiy. Project manager N. M. Chernienko. Kiev: Publ. National Academy of Sciences of Ukraine, Ministry of Ecology and Natural Resources of Ukraine, 168 p. (in Ukrainian).

- Belevtsev R. Ya.*, 2012. Genesis and thermodynamic evolution of outer geospheres. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(2), 49—59 (in Russian).
- Belevtsev R. Ya.*, 2011. Genesis and evolution of outer geospheres: gas-water atmosphere, sour ocean, free atmospheric oxygen and the origination of life. *Dopovidi AN Ukrayiny* (12), 83—90 (in Russian).
- Belevtsev R. Ya.*, 1975. Problems of Precambrian metamorphic zoning. Kiev: Naukova Dumka, 230 p. (in Russian).
- Belevtsev R. Ya.*, 1982. Regime zonal progressive metamorphism in the Precambrian Ukrainian Shield. Kiev: Naukova Dumka, 150 p. (in Russian).
- Belevtsev R. Ya.*, 2008. Thermodynamics and genetic evolution of Precambrian granitoids of the Ukrainian shield. In: *The evolution of Precambrian granitoids*. Kiev: Publ. UkrDGRI, P. 35—46 (in Russian).
- Belevtsev R. Ya., Boychenko S. G., Spivak S. D., Nikolaenko V. I., Voloshchuk V. M., Dudko V. S., Blazhko V. I., Kovalyukh N. N., Kuzenko C. V., Kurlov N. S., Samchuk A. I., Kozak S. A., Vysotenko O. A.*, 2007. Thermodynamics of gas exchange in the environment. Kiev: Naukova Dumka, 247 p. (in Russian).
- Belevtsev R. Ya., Bukharev S. V., Kolomiets G. D.*, 2000. Concept plutonic formation of continental crust of the Ukrainian shield. *Mineralogicheskii zhurnal* 22(2/3), 118—131 (in Russian).
- Belevtsev R. Ya., Govorov I. N., Kachanov N. N., Savelyeva G. N.*, 1979. Basic and ultra-basic rocks of the Arabian-Indian mid-ocean ridge. Preprint Ukrainian Academy of Sciences, IGFМ. Kiev, 66 p. (in Russian).
- Belevtsev R. Ya., Shestopalov V. M., Spivak S. D., Nikolaenko V. I., Blazhko V. I., Dudko V. S., Kryuchenko N. O., Kuzenko S. V., Lazarenko E. E., Samchuk A. I., Ganevich A. E., Kochenko V. Yu.*, 2010. Geochemistry lithogenesis Ovruch quartzite-sandstone Riphean. *Poshukova ta ekologichna geokhimiya* (1), 22—41 (in Russian).
- Belevtsev R. Ya., Shnyukov E. F., Zernetskiy B. F., Starostenko V. I.*, 1985. Rift Wim mid-ocean ridge. Preprint Ukrainian Academy of Sciences, IGFМ, 85-3. Kiev, 60 p. (in Russian).
- Vegener A.*, 1984. The origin of continents and oceans. Leningrad: Nauka, 285 p. (in Russian).
- Voytkovich G. V.*, 1979. Chemical evolution of the solar system. Moscow: Nauka, 174 p. (in Russian).
- Vsekhsvyatskiy S. K.*, 1972. Cosmogony of the Solar system. In: *Problems of modern cosmogony*. Moscow: Nauka, P. 316—413 (in Russian).
- Galkin I. N.*, 1978. Geophysics Moon. Moscow: Nauka, 176 p. (in Russian).
- Gintov O. B., Yegorova T. P., Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V., Murovskaya A. V.*, 2014. Geodynamic features of the junction zone of the Eurasian Plate and the Alpine-Himalayan belt within Ukraine and adjacent territories. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(5), 26—63 (in Russian).
- Gordienko V. V.*, 2013. On the hypothesis of plate tectonics. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(6), 72—101 (in Russian).
- Gusev M. V., Mineeva L. A.*, 1992. Microbiology. Moscow: Moscow University Press, 448 p. (in Russian).
- Dobretsov N. L.*, 1980. Introduction to global petrology. Novosibirsk: Nauka, 200 p. (in Russian).
- Kuznetsov S. I., Ivanov M. V., Lyalikova N. N.*, 1962. Introduction to geological microbiology. Moscow: Publ. House of the AS USSR, 210 p. (in Russian).
- Kurlov N. S., Belevtsev R. Ya., Reshetnyak V. V., Mechnikov Yu. P.*, 1997. Krivorozhskaya ultradeep well: implications for petrogenesis and geocology. *Mineralogicheskii zhurnal* 19(5), 30—57 (in Russian).
- Markhinin E. K.*, 1985. Volcanism. Moscow: Nedra, 288 p. (in Russian).
- Meyson B.*, 1971. Fundamentals of Geochemistry. Moscow: Nedra, 311 p. (in Russian).
- Mel'nik Yu. P.*, 1973. Physical and chemical conditions of formation of the Precambrian ferruginous quartzites. Kiev: Naukova Dumka, 287 p. (in Russian).
- Poling L.*, 1974. General Chemistry. Moscow: Mir, 846 p. (in Russian).
- Prigozhin I., Stengers I.*, 1986. Order out of chaos. Moscow: Progress, 431 p. (in Russian).
- Ronov A. B., Yaroshevskiy A. A., Migdasov A. A.*, 1990. Chemical structure of the crust and the geochemical balance of the main elements. Moscow: Nauka, 182 p. (in Russian).
- Ebert G.*, 1963. Brief reference book on physics. Moscow: Fizmatlit, 552 p. (in Russian).
- Carroll M. R., Wyllie P. J.*, 1989. Experimental phase relations in the system tonalite-peridotite-H<sub>2</sub>O at 15 kb; implications for assimilation and differentiation processes near the crust-mantle boundary. *J. Petrology* 30(6), 1351—1382.
- World book. Millennium*. Based on University of Chicago Paleographic Atlas Project, 2000. Vol. 6. 31 p.

# Gongola Basin Geoid Determination using Isostatic Models and Seismic Reflection Data and Geophysical Interpretation

© E. E. Epuh, J. B. Olaleye, O. G. Omogunloye, 2016

Department of Surveying and Geoinformatics, University of Lagos, Nigeria

Received September 9, 2016

Presented by the Editorial Board Member V. I. Starostenko

Применение формулы Стокса для вычисления ундуляций геоида требует отсутствия масс вне его. Как правило, постоянная плотность  $2,67 \text{ г/см}^3$  используется при определении геоида, что обуславливает ошибку в редуцированных гравитационных аномалиях (конденсация Гельмерта) и, следовательно, геоида. В работе использованы изостатические модели Эри—Хейсканена и Пратта—Хейфорда при определении геоида, рассмотрении приближенных плоских и сферических моделей. Рассчитан не прямой эффект изменения топографической латеральной плотности на геоиде в качестве аддитивной поправки для улучшения точности вычисленного геоида. Для расчета переменной плотности рассмотрена дополнительная информация о плотности, полученная по сейсмическим и каротажным данным. По модели EGM 2008 рассчитаны геопотенциальные ундуляции геоида. Остаточный геоид получен путем вычитания локального изостатического геоида из геопотенциального геоида. Выполнены исследования проводимости геоида и гравитационного поля в дополнение к изучению остаточного геоида.

Планарная и сферическая аппроксимации показали сходные характеристики, но с разными величинами в обеих моделях. Наши результаты свидетельствуют о том, что эффекты латерального изменения топографической плотности при определении геоида являются значительными и должны рассматриваться в рифтовых бассейнах. Согласно геофизическому анализу результатов определения геоида, северо-восточный регион имеет положительные значения остаточного геоида, что указывает на наличие интрузивных магматических пород высокой плотности, тогда как юго-западный регион имеет отрицательные величины остаточного геоида, что свидетельствует о доминировании осадочных пород низкой плотности. Радиальное распределение аномальной массы, полученное при использовании аномалий геоида/остаточного геоида, однозначно соответствует полученному распределению при использовании данных сейсмического профилирования методом отраженных волн, что дало возможность обнаружить скопления углеводородов в юго-восточной зоне на территории проекта. Исследования проводимости гравитационного поля и геоида подтвердили результаты изучения остаточного геоида и сейсмических наблюдений.

**Ключевые слова:** ундуляции геоида, модель Эри—Хейсканена, модель Пратта—Хейфорда, изостатическая остаточная аномалия силы тяжести, остаточная ундуляция геоида.

## 1.0 Introduction

Topographical effect is one of the most important components in the solution of the Geodetic Boundary Value Problem (GBVP), and should be treated properly in the determination of a precise geoid. The classical solution of the geodetic BVP using Stokes's formula for geoid determination assumes that there should be no masses outside the geoid. The input gravity anomalies should refer to the geoid, which requires the actual Earth's topography to be regularized in some way. The determination of the geoid as an internal geodetic boundary value problem is described by [Heck, 1992; Moritz, 1980]. There are different reduction

methods depending on the way in which these topographic masses are dealt with [Heiskanen, Moritz, 1967, p. 126—158]. One of such methods used is the topographic isostatic reduction. Recent studies along the line of geodetic isostasy include [Rummel et al., 1988; Engels et al., 1995; Tsoulis, 2001, 2003a,b; Claessens, 2003; Kuhn, 2003; Wild, Heck, 2004a,b; Kaban et al., 2004; Heck, Wild, 2005]. The basic concept of isostasy assumes that the outer masses of the earth down to a certain compensation depth are in hydrostatic equilibrium with the masses below [Kuhn, 2003]. According to topographic isostatic reduction, the topographic masses are not completely removed, but are shifted

into the interior of the geoid [Heiskanen, Moritz, 1967] Until now, the common practice in geoid determination has been the application of a crustal density of  $2.67\text{g/cm}^3$  for the topographic masses [Vanicek, Kleusberg, 1987; Featherstone, 1992; Forsberg, Sideris, 1993; Abd-Elmotaal, 1999; Smith, Milbert, 1999; Featherstone et al., 2001]. However, the real density can differ from this value by 10 % or more [Martinec, 1993; Tziavos et al., 1996; Pagiatakis, Armenakis, 1998; Kuhn, 2000a,b; Huang et al., 2001]. While sedimentary rocks often have density values below  $2.40\text{g/cm}^3$  mafic igneous and plutonic rocks have density values above  $3.0\text{g/cm}^3$ . Martinec [1993] showed theoretically that small lateral density variation of topographic masses may introduce errors on the geoid height of more than one decimeter.

Fraser and colleagues have developed a GIS based system to calculate terrain corrections using the real topographical rock density values [Fraser et al., 1998]. The results show that in the Skeena region of British Columbia Canada, the terrain corrections to gravity can change by a few mGals when real topographical density is used. Further, [Pagiatakis et al., 1999] showed that the effect of lateral density variations on the geoid can reach about 10 cm in the Skeena region and several millimeters in New Brunswick, where the terrain is moderate. Also, [Sjöberg, 2004] showed that the total effect on the geoid from lateral density for the deepest lake on Earth (Lake Bajchal) and the highest mountain on Earth (Mt. Everest) can reach up to +1.5 cm and +1.78 cm respectively. These differences are the reason for using improved density model in geoid determination based on Stokes' function [Kuhn, 2003]. Several studies have previously investigated the use of lateral varying topographic density models in gravimetric geoid determination (e. g. [Martinec et al., 1995; Marti, 1997; Kuhnreiter et al., 1998; Pagiatakis et al., 1999; Tziavos, Featherstone, 2000; Haung et al., 2001; Hunegnaw, 2001; Kiamehr, 2006a,b]). In the Nigerian geoid determination [Nwilo et al., 2007] modeled the local geoid of Lagos (Nigeria) based on geometrical interpolation approach. By using the orthometric height and ellipsoidal height, the empirical geoid height were computed. The surface interpolation utilized the kriging approach. Isioye and colleagues utilized a five to eight parameter model to fit the GPS/Leveling to the EGM 2008 model to improve the determination of orthometric height observed from GPS in the study area (Portharcourt, Nigeria) [Isioye et al., 2011]. Ezeigbo and colleagues examined some factors that affect the accuracy of gravimetric geoid determination us-

ing mean gravity anomalies over geographically defined grids [Ezeigbo et al., 2007]. Gravity anomaly data obtained from satellite altimetry mission were used in the evaluation of the Stokes' and Vening Meinesz's integral formulae. The result shows that the most significant parameters that affect the accuracy of gravimetric geoid determination are the minimum spherical distance from the computation point, the size and distribution of the observed gravity anomaly data. Okiwelu and colleagues determined geoid undulation for Nigeria using the spherical harmonics expansion employed in the Earth Gravitational Model 2008 (EGM 2008) referenced to the WGS 84 (World Geodetic System 1984) [Okiwelu et al., 2011]. In their study, they found that the highest geoid undulations are centered over the North Central region of Nigeria with relatively lower values (16—20 m) confined to the Nigerian sedimentary basins (Bornu basin and Benue Trough). In this study, the Pratt—Hayford and Airy—Heiskanen isostatic models as well as density data derived from seismic and well log observations (Kolmani River-1 log) will be utilized in the determination of the geoid. The main advantage of using isostatic models in geoid determination is their small indirect effect, together with a smooth field of gravity anomalies [Kuhn, 2003]. Isostatic geoid are also long wavelength in nature and as such are dominated by the signature of deep-mantle anomalies (e. g. [Hager, Clayton, 1989]) and/or subducted slabs (e. g. [Ricard et al., 1993]). The introduction of the additive lateral density variation indirect effect and the primary indirect effect terrain effects will improve the accuracy of the computed geoid and hence, the accuracy of the interpreted geophysical structures.

Variations in the height of the geoidal surface are related to density anomalous distributions within the Earth and the geoid undulations help to understand the internal structure of the earth. Fig. 1 [Lowrie, 2007] shows that positive geoid indicates the presence of high density excess mass, while negative geoid indicate regions of mass deficiency or low density mass deposits. The use of geoid in geophysics has been presented by [Vanicek, Christou, 1994; Featherstone, 1997] in which; the relationship between the geoid and deep Earth mass density anomaly structure, strain and stress fields, tectonic forces, isostatic state of ocean lithosphere, Earth rotation, geophysical prospecting and ocean circulation are discussed. However, the importance of geoid in the determination of the anomalous density distribution has also been recognized by [Kaula, 1967; Chase, 1985; Lambeck, 1988]. Brown in his work [Brown, 1983] recognized

the correlation between the geoid and the deep-Earth mass density anomalies; while [Christou et al., 1989] showed its correlation with near surface mass density anomalies. Also correlations between geoid and earth mantle convection is established by [Runcorn, 1967] and with plate tectonic features and seismic tomography by [Silver et al., 1988]. Featherstone used geoid to determine the lateral extent of known geological structures [Featherstone, 1997]. The geoid approach in this research, serves as a complementary way of studying the earth interior and mass density distribution in the Gongola basin. Most previous studies have relied heavily on geophysical approach; for example [Okereke, 1988; Osazuwa et al., 1992; Ugbor, Okeke, 2010; Okiwelu et al., 2010; Okiwelu et al., 2011].

## 2.0 The Isostatic Models

### 2.1 Airy—Heiskanen Model (Planar and spherical approximation)

The model is applied under the following assumptions [Rummel et al., 1998; Kuhn, 2003; Ilk, Witte, 2007] that the isostatic compensation takes place completely and locally, i.e. the compensation mass is directly under the regarded topographic mass which makes the compensation depth variable (Fig. 2).

The root thickness  $t$  for planar approximation is obtained by [Heiskanen, Moritz, 1967; Grant, West, 1987] as:

$$t_p = \frac{\rho_{cr}}{\Delta\rho} H, \quad (1)$$

where  $t_p$  — root thickness (planar),  $\rho_{cr}$  — crustal density ( $2.67 \text{ g/cm}^3$ ),  $\Delta\rho$  — the variable density contrast between the lower crust and the upper mantle,  $H$  — topographic height.

The root thickness  $t_{sp}$  for spherical approximation is obtained by [Rummel et al., 1998; Ilk, Witte, 2007] as

$$t_{sp} = (R - T) \left[ 1 - \sqrt[3]{1 - \frac{((R + H)^3 - R^3)\rho_{cr}}{(R - T)^3 \Delta\rho}} \right], \quad (2)$$

where  $R$  — radius of the earth ( $6371 \text{ km}$ ),  $T$  — normal thickness.

Usually it is applied assuming:

- a constant compensation depth ( $D$ ) of  $100 \text{ km}$  at which the hydrostatic equilibrium is achieved;
- that due to constant compensation depth, the condition of equilibrium leads to a laterally variable mass density. Fig. 3 illustrates the Pratt—Hayford model.

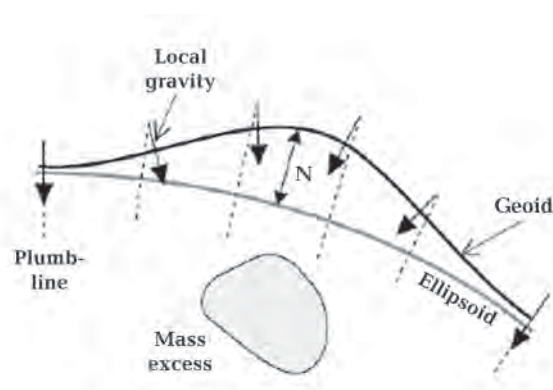


Fig. 1. A mass excess below the ellipsoid elevates the geoid above the ellipsoid.  $N$  is the geoid undulation [Lowrie, 2007].

The variable density for the planar model is expressed as:

$$\rho_{Lp} = \frac{D}{D + H} \rho_{cr}, \quad (3)$$

$\rho_{Lp}$  — density variation on land (planar),  $D$  — depth of compensation on land ( $100 \text{ km}$ ),  $H$  — topographic height on land.

For spherical approximation,  $\rho_{Lp}$  is given as [Rummel et al., 1998; Ilk, Witte, 2007]:

$$\rho_{Lsp} = \rho_{cr} - \frac{H}{D} \left[ 1 + \frac{H + D}{R} + \frac{(H + D)(h + 2D)}{3R^2} \right] \rho_t, \quad (4)$$

$\rho_{Lsp}$  — density variation on land (spherical),  $\rho_t$  — weathered tertiary density value,  $R$  — radius of the Earth.

### 2.3 Spherical Harmonics Representation of Geoid

Spherical harmonics are often used to approximate the shape of the geoid. The geoid undulations are evaluated from spherical harmonic coefficients at the surface of the ellipsoid, not taking into account the difference between height anomalies and geoid undulations [Heiskanen, Moritz, 1967, p. 325] nor the effect on the geoid of the downward continuation of gravity from the surface [Sjöberg, 1998a; Kaban et al., 2004]. Geoid undulation ( $N$ ) can be expressed in spherical harmonics as [Rapp et al., 1991]:

$$N = \frac{GM}{r\gamma} \left( \sum_{n=2}^N \left( \frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm} \sin \varphi \right). \quad (5)$$

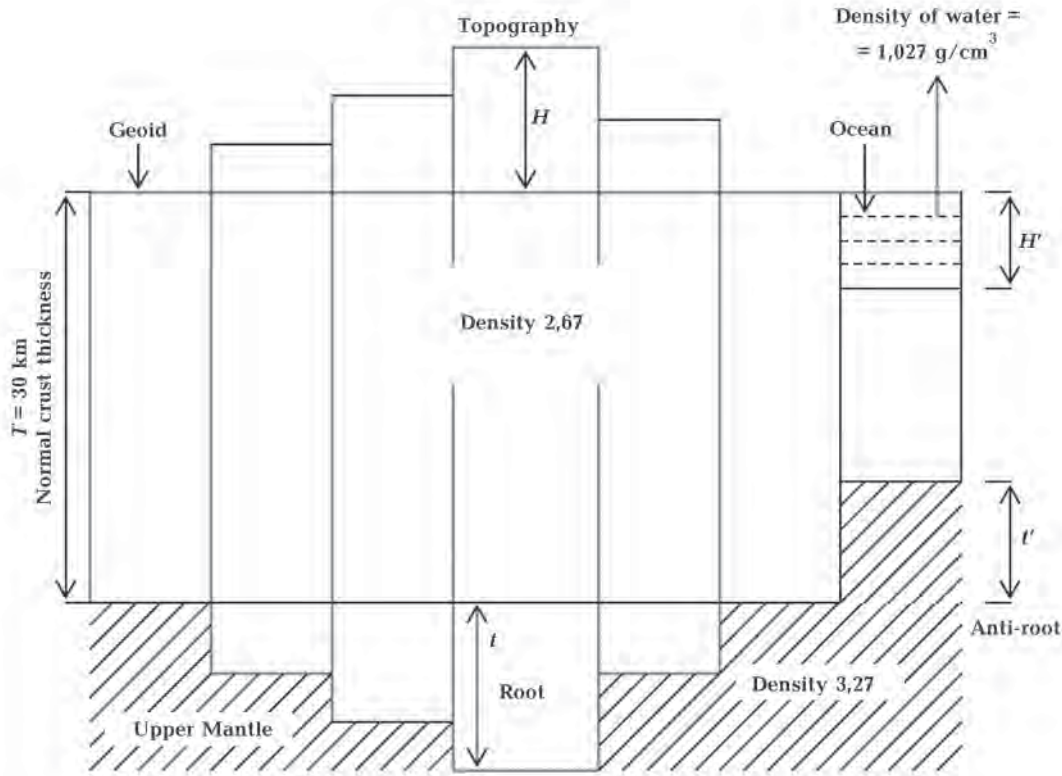


Fig. 2. Airy—Heiskanen isostatic model in planar approximation [Ilk, Witte, 2007] 2.2 Pratt—Hayford model (Planar and spherical approximation).

The corresponding free air gravity anomaly can be obtained from the anomalous potential as [Heiskanen, Moritz, 1967, p. 97].

$$\Delta g_F = \frac{GM}{r^2} \left( \sum_{n=2}^N \left( \frac{a}{r} \right)^n (n-1) \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm} \sin \varphi \right), \quad (6)$$

$\Delta g_F$  — free air anomaly.

The Earth Gravitational Model EGM 2008 [Palvis et al., 2008] is complete to spherical harmonic degree and order 2159 and contains additional coefficients extending to degree 2190 and order 2159. The harmonic degree implies that short wavelength anomalous features can be studied which is relevant in the determination of the near surface mineral depth and its mass density distribution [Featherstone, 1997]. The free air anomaly derived from the spherical harmonic model is stated as follows:

## 2.4 Isostatic Geoid Anomalies

### 2.4.1 Co-Geoid and Geoid undulations

The geoid undulation  $N$  is the vertical separation between the geoid and the ellipsoid. Fig. 4 shows the geometric separate of the geoid and the co-geoid. In gravimetric geoid determination, the computed geoid does not match with the actual geoid. The difference between the actual geoid and the computed geoid is called the indirect effect.

The formula for computing co-geoid undulation from a 3D density model  $\Delta\rho(x, y, z)$  is expressed as [Turcotte, Schubert, 1982]:

$$N^c = \frac{2\pi G}{\gamma_0} \int_H^{T+t} z(\rho_m - \rho_{cr}) dz + \int_{-H}^0 z\rho_{cr} dz, \quad (7)$$

$N^c$  — co-geoid,  $\gamma_0$  — normal gravity,  $G$  — universal gravitational constant,  $\rho_m$  — mantle density,  $\rho_{cr}$  — crustal density.

For Airy—Heiskanen compensation with depth of the normal  $T$ , surface topography  $H$  and the root

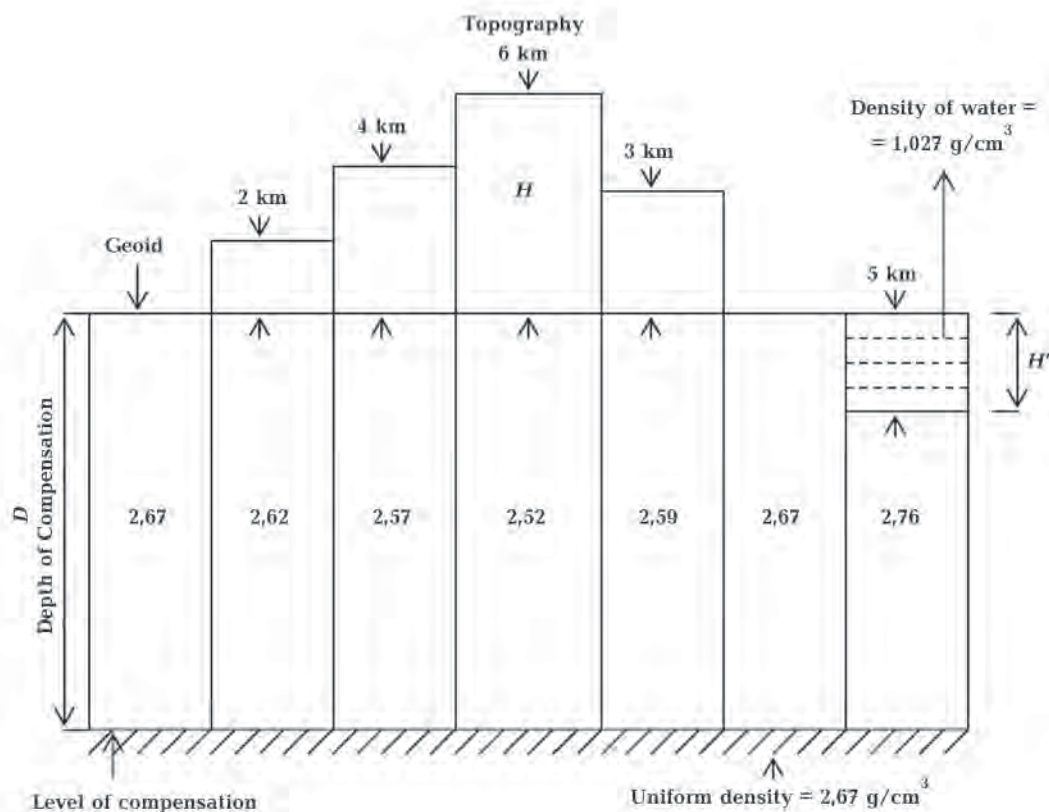


Fig. 3. Pratt—Hayford compensating model (constant density) in planar approximation [Ilk, Witte, 2007].

$t$ . From Eq. 1, taking downward continuation, the co-geoidal undulation is given for planar approximation [Crovetto et al., 2008] as:

$$N^c = \frac{\pi G \rho_{cr}}{\gamma_0} \left\{ 2TH + \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_{cr}} H^2 \right\}. \quad (8)$$

In the Airy—Heiskanen formula, we assume a perfect isostatic balance using  $T=30$  km, density 2.67 and density contrast  $\rho_m - \rho_{cr} = 0.6$  g/cm<sup>3</sup>. For spherical approximation with respect to Eq. 2, it is derived as:

$$N^c = \frac{\pi G t}{\gamma_0} t + 2T(\rho_m - \rho_{cr}), \quad (9)$$

$c_m$  — upper mantle density (3.27 g/cm<sup>3</sup>).

In the use of Pratt—Hayford model for planar earth (Eq. 3), with depth compensation  $D$  and normal density  $\rho_{cr}$ ,  $H$  — elevation, the co-geoid undulation associated with positive topography is derived from Eq. 7 as:

$$N^c = \frac{\pi G \rho_{cr}}{\gamma_0} DH. \quad (10)$$

For spherical approximation with respect to Eq. 4, it is derived from Eq. 7 as

$$N^c = \frac{\pi G}{\lambda_0} \left[ D^2(\rho_{cr} - \rho_L) + \rho_L H^2 \right]. \quad (11)$$

After computing the co-geoid undulation, the geoid undulation  $N$  is computed by adding a number of additive corrections (which sum up as the indirect effects) to the co-geoid

$$N = N^c + \delta N, \quad (12)$$

$$\delta N = \delta N_{PITE} + \delta N_{\Delta p} + \delta N_{DWC}, \quad (13)$$

$N$  — geoid undulation,  $\delta N$  — total indirect effect, which must use the same density model as the gravity anomalies,  $\delta N_{\Delta p}$  — lateral isostatic density anomaly indirect effect on the geoid,  $\delta N_{DWC}$  — indirect effect due to downward continuation. The contribution of this effect cancels in their sum.

#### 2.4.2 Primary Indirect Terrain Effect

The primary indirect topographical effect (PITE) is the separation between the geoid and the co-geoid caused by the condensation of the topography and the atmosphere

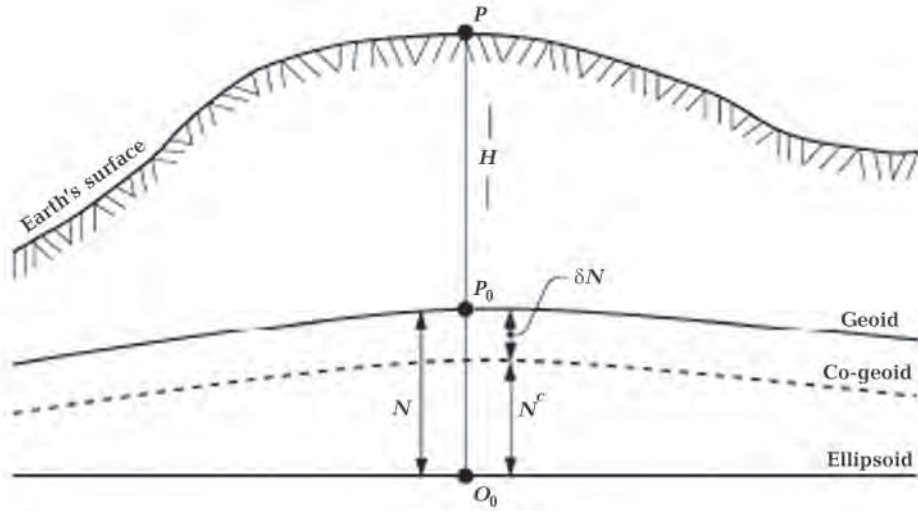


Fig. 4. The Relationship between geoid and co-geoid [Kuhn, 2003].

$$\delta N_{\text{PITE}} = \frac{\delta V}{\gamma_0},$$

$\delta V$  — change of potential at the geoid which depends on the reduction method used.

#### 2.4.3 The Effect of Lateral Density Variation on the Geoid

Sjöberg [2004] showed that the total effect of the geoid due to the lateral density anomaly could be represented as a simple correction proportional to the lateral density anomaly and the elevation of the computation point square. The combined topographic effect on the geoid [Sjöberg, 2001; Kiahmehr, 2006b] including the zero and first degree terms is well approximated by

$$\delta N_{\text{comb}}^1 = \frac{2\pi G \rho H^2}{\gamma_0}, \quad (14)$$

where  $G$  — gravitational constant,  $\rho = \rho(\theta, \lambda)$  is the laterally variable topographic density at the colatitude ( $\theta$ ), and longitude ( $\lambda$ ),  $H$  — height,  $\gamma_0$  — normal gravity.

The lateral density variations indirect effect on geoid determination was computed using Eq. 14. If the density of the topography at the computational point is

$$\rho = \rho_{\text{cr}} + \Delta\rho, \quad (15)$$

where  $\rho_{\text{cr}}$  is the standard density ( $2.67 \text{ g/cm}^3$ ),  $\Delta\rho(\theta, \lambda)$  is the lateral density anomaly with respect to the standard density. The total effect of  $\Delta\rho$  on the geoid undulation becomes

$$\delta N_{\Delta\rho} = \frac{2\pi G \Delta\rho H^2}{\gamma_0}. \quad (16)$$

For the Airy—Heiskanen model for geoid undulation computation, the lateral density variation indirect effect on the geoid for planar approximation with respect to Eq. 1 is given as

$$\delta N_{\Delta\rho(\text{AH})} = \frac{2\pi G \rho_{\text{cr}} H^3}{\gamma_0 t}. \quad (17)$$

Based on the concept above, the indirect effect in spherical approximation with respect to Eq. 2, is derived as

$$\begin{aligned} \delta N_{\Delta\rho(\text{AH})} &= \frac{2\pi G \Delta\rho H^2}{\gamma_0} = \\ &= \frac{2\pi G \rho_{\text{cr}}}{\gamma_0} \left[ \frac{(R+H)^3 - R^3}{(R-T)^3} \right] H^2. \end{aligned} \quad (18)$$

From the Pratt—Hayford model for geoid undulation computation, the lateral isostatic density variation indirect effect for planar approximation on the geoid with respect to Eq. 3, is given as [Kiahmehr, 2006b]

$$\rho_L = \rho_{\text{cr}} + \Delta\rho, \quad (15')$$

$$\delta N_{\Delta\rho(\text{PH})} = \frac{2\pi G \rho_{\text{cr}}}{\gamma_0} \left( \frac{H^3}{D+H} \right). \quad (19)$$

The indirect effect in spherical approximation with respect to (Eq. 4), is derived as

$$\delta N_{\Delta\rho(\text{PH})} = \frac{2\pi G (\rho_{\text{cr}} - \rho_L) H^2}{\gamma_0}. \quad (20)$$

#### 2.4.4 Geoid Undulations computations from isostatic models



From the above formulations for the co-geoid, primary indirect terrain effect and lateral density variation indirect effect, the final expression for geoid undulation obtained from the isostatic models are:

$$N_{AH-PI} = \left[ \frac{\pi G \rho_{cr}}{\gamma_0} \left\{ 2TH + \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_{cr}} H^2 \right\} - \left[ 2\pi \frac{G \rho H d}{\gamma_0} \sin\left(\frac{\psi}{2}\right) \right] + \left[ \frac{2\pi G \rho_{cr}}{\gamma_0 t} H^3 \right] \right], \quad (21)$$

$$N_{AH-Sp} = \left[ \frac{\pi G t}{\gamma_0} + 2T(\rho_m - \rho_{cr}) \right] - \left[ 2\pi \frac{G \rho H d}{\gamma_0} \sin\left(\frac{\psi}{2}\right) \right] + \left[ \frac{2\pi G \rho_{cr}}{\gamma_0} \left[ \frac{(R+H)^3 - R^3}{(R-T)^3} \right] H^2 \right], \quad (22)$$

$$N_{PH-PI} = \left[ \frac{\pi G \rho_{cr}}{\gamma_0} DH \right] - \left[ 2\pi \frac{G \rho H d}{\gamma_0} \sin\left(\frac{\psi}{2}\right) \right] + \left[ \frac{2\pi G \rho_{cr}}{\gamma_0} \left( \frac{H^3}{D+H} \right) \right], \quad (23)$$

$$N_{PH-Sp} = \left[ \frac{\pi G}{\gamma_0} \left[ D^2(\rho_{cr} - \rho_L) + \rho_L H^2 \right] \right] - \left[ 2\pi \frac{G \rho H d}{\gamma_0} \sin\left(\frac{\psi}{2}\right) \right] + \left[ \frac{2\pi G(\rho_{cr} - \rho_L) H^2}{\gamma_0} \right]. \quad (24)$$

### 2.5 Residual Geoid Undulations

In order to reveal the short wavelength geoidal features which are assumed to reflect crustal and lithospheric structures, the long wavelength component of the geoid assumed to originate in the mantle is removed by the process termed detrending [Featherstone, 1997]. Residual geoid undulation is obtained as the difference between the geoid obtained from EGM 2008 model and the geoid undulations obtained from the isostatic models:

$$\Delta N_I = N_{EGM\ 2008} - N_I, \quad (25)$$

where  $\Delta N_I$  — residual undulation for the various isostatic models,  $N_{EGM\ 2008}$  — geoid undulation for EGM 2008,  $N_I$  — geoid undulation for the various isostatic models.

### 2.6 Geoid and Gravity Admittance Evaluation

Gravity and geoid anomalies reflect lateral heterogeneities in the earth's density structure. Because such anomalies often correlate with topography, it became a standard approach to use the relationship between bathymetry and the gravity or geoid to gain information about the subsurface density structure and the style of isostatic compensation of the topographic load assuming that compensation occurs on a regional basis. In the following, the geoid admittance (Geoid to Topographic Ratio) as a spectral function is calculated by [Keifer, Hager, 1991]:

$$A_{geoid}(\lambda) = \frac{N(\lambda)}{H(\lambda)}, \quad (26)$$

$A_{geoid}(\lambda)$  — geoid admittance,  $N(\lambda)$  — geoid undulation,  $H(\lambda)$  — topography.

In relating the geoid undulations to free air gravity anomalies in the spectral domain, the following expression is used [Keifer, Hager, 1991]

$$\Delta g_{FA}(\lambda) = \frac{2\pi\gamma_0 N(\lambda)}{\lambda}, \quad (27)$$

$$A_{gravity}(\lambda) = \frac{\Delta g_{FA}(\lambda)}{H(\lambda)}, \quad (28)$$

where  $A_{gravity}(\lambda)$  — gravity admittance,  $\Delta g_{FA}(\lambda)$  — free air anomaly.

In the case of the Airy—Heiskanen model, the topographic height is considered in terms of surface topography and mantle (dynamic topography) to determine the deep earth mass density anomalies [Bowin, 1983] and near-surface mass density distribution [Christou et al., 1989].

### 3.0 Methodology

The following data were utilized in the gravimetric geoid determination.

1. Digital terrain model (DTM) for modeling the shape of topography.
2. Digital Density Model (DDM) for modeling the spatial distribution of density in the topography and deeper masses. The information from seismic and well log observations were used to derive the density model.
3. Isostatic models for analytically modeling the Earth's outer masses.
4. EGM 2008 geoid undulation data.
5. Residual geoid obtained as difference between EGM 2008 and the local isostatic geoid.

Fig. 5 shows the flowchart for the geoid modeling and its geophysical analysis.

### 3.1 The Study Area and Gravity Data Acquisition

Gongola basin of Northern Nigeria is one part of a series of Cretaceous and later rift basins in Central and West Africa whose origin is related to the opening of the South Atlantic [Obaje et al., 2006]. Many authors have noted that the Benue rift (which includes Gongola basin) have many features in common with other intra-continental East African rift such as Baikal rift and the Rio Graade rift, for example [Logatchev, 1993; Shemang et al., 2001; Ugbor et al., 2010]. These rift systems

are associated with volcanism and regional uplift. The basin contains thick sediment accumulations (mainly Cretaceous) in excess of 7 km in the North-Eastern part of the study area; deposited under varying environments. Seismic studies in the area have led the insight into the structure of the crust and mineral viability of the basin.

The gravitational data for this investigation is a set of Bouguer gravity and isostatic residual gravity anomalies observed at 1813 shot points with station interval of 500 m within Gongola basin.

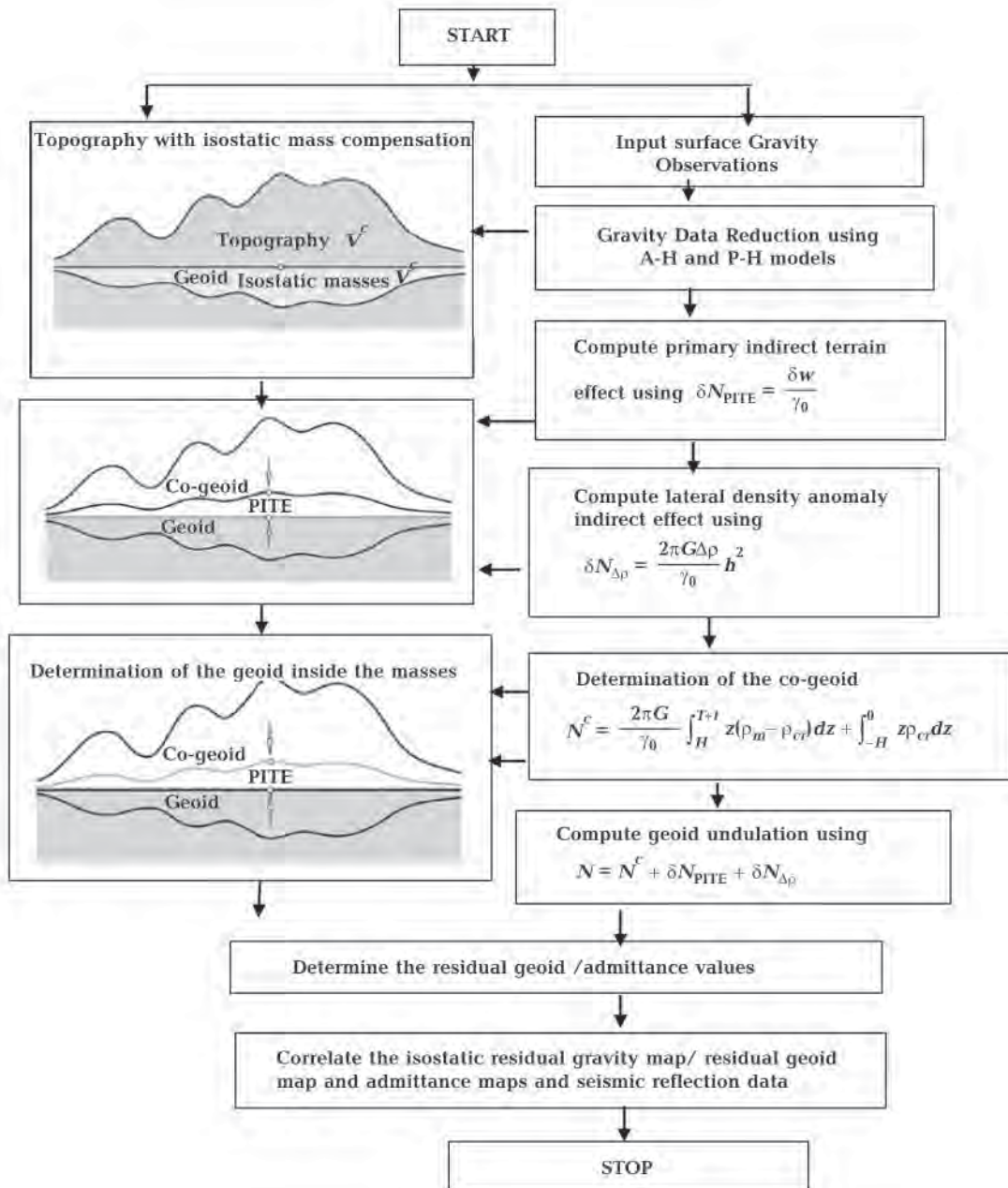


Fig. 5. Geoid Modeling and Geophysical Analysis Flow Chart (Modified from [Ilk, Witter, 2007]).

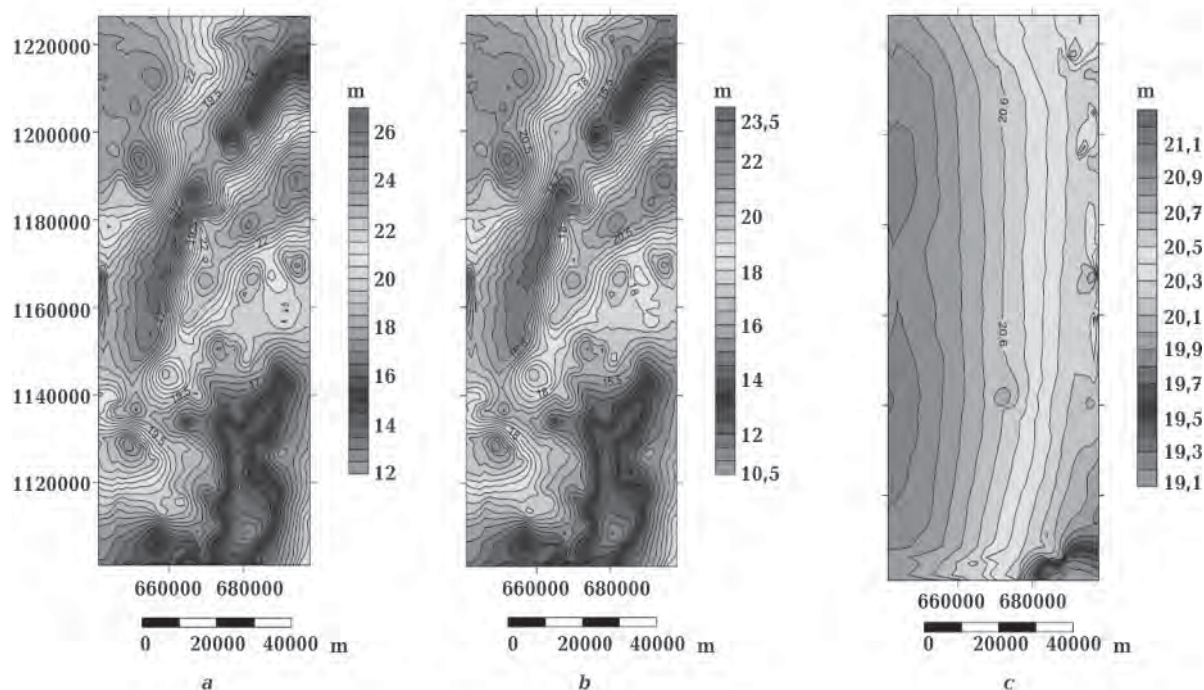


Fig. 6. Pratt—Hayford, Airy—Heiskanen and EGM 2008 geoid undulations.

#### 4.0 Results

The following results shown in Fig. 6—10 illustrate the geoid and geophysical findings within the basin.

##### 4.1 Geoid and Residual Geoid Anomaly Maps

The spatial behavior of the geoid undulation for P-H and A-H and that of the EGM 2008 (Fig. 6) have similar characteristics with respect to the density variation in west-east direction; but differ in magnitude. However, the results from the P-H spherical approximations are better than the other results in the planar and spherical approximations in terms of producing the minimum sum of squares of the residual geoid values (Fig. 7).

The isostatic geoid undulations are found to have long wavelength features between  $4000 < \lambda < 8600$  m. These features of the geoid are due to density variations in the lower mantle and resulting deformations of the core mantle boundary and other boundaries in the mantle [Richards, Hager, 1984; Okiwelu et al., 2011]. The residual geoid undulations for the P-H isostatic models range between  $-7$  m to  $+11$  m in the spherical approximation model. The negative residual geoid undulation values correspond with the region of less dense intrusive rocks in the SE, while the positive residual geoid values correspond to regions of high density subsurface intrusive rock deposits zones of the project area. The spatial behavior

of the P-H isostatic residual gravity anomaly, the P-H geoid undulation and the P-H residual geoid (as shown in Fig. 7, a, b) correlates and this helps in the definition of the basin's subsurface density distribution. The large bias in the residual geoid undulation is based on the use of spherical harmonics coefficients in the EGM 2008 geoid model. Gravity disturbances [Heiskanen, Moritz, 1967], rather than gravity anomalies, are computed from the spherical harmonics so as to account for the masses between the reference ellipsoid and geoid [Kaban et al., 2004]. Geoid undulations are evaluated from the spherical harmonic coefficients at the surface of the ellipsoid, not taking into account the difference between height anomalies and geoid undulations [Heiskanen, Moritz, 1967] nor the effect on the geoid of the downward continuation of gravity from the surface [Sjöberg, 1998a]. Correlation exists in the geoid undulation between basement complex zones and the EGM 2008 geoid undulations. In comparison with the geology, there is a substantial agreement with respect to the sedimentary zones with large negative residual geoid undulations which is due to lateral density anomaly. This is due to the large density contrast which has a direct influence on the computed geoid. The area with high sedimentary thickness between 4 km and 7 km in the North-East has high density igneous intrusive rocks and

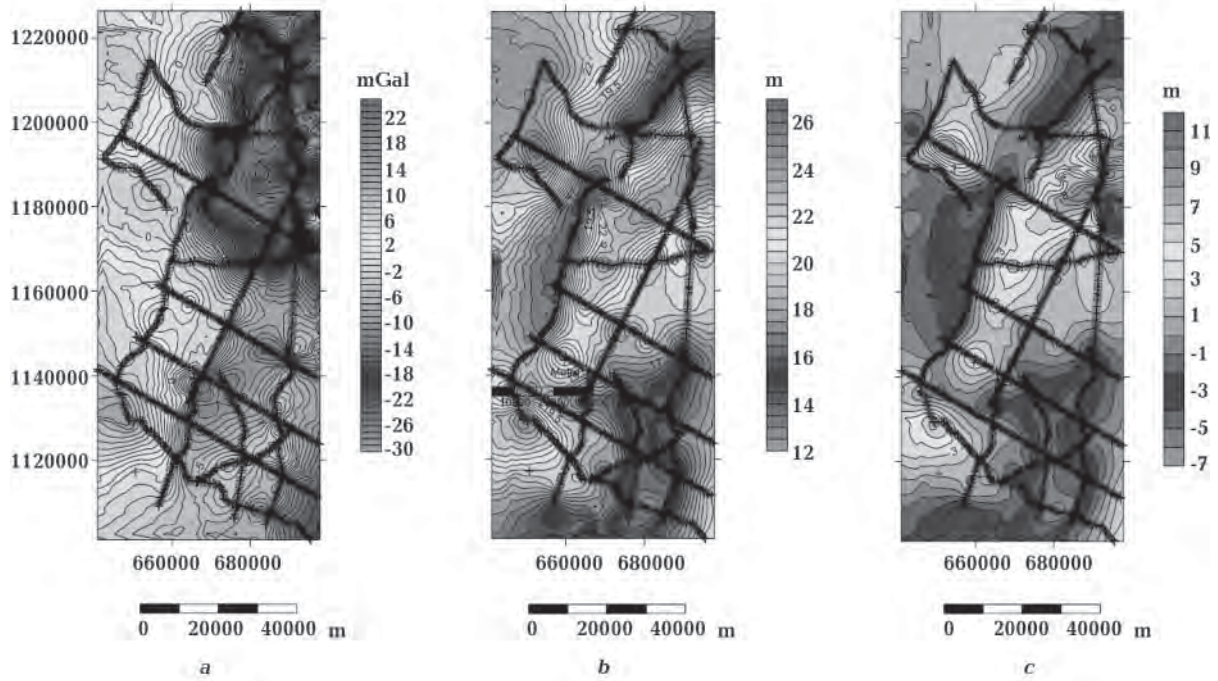


Fig. 7. Correlation of the isostatic residual gravity, geoid and residual geoid maps.

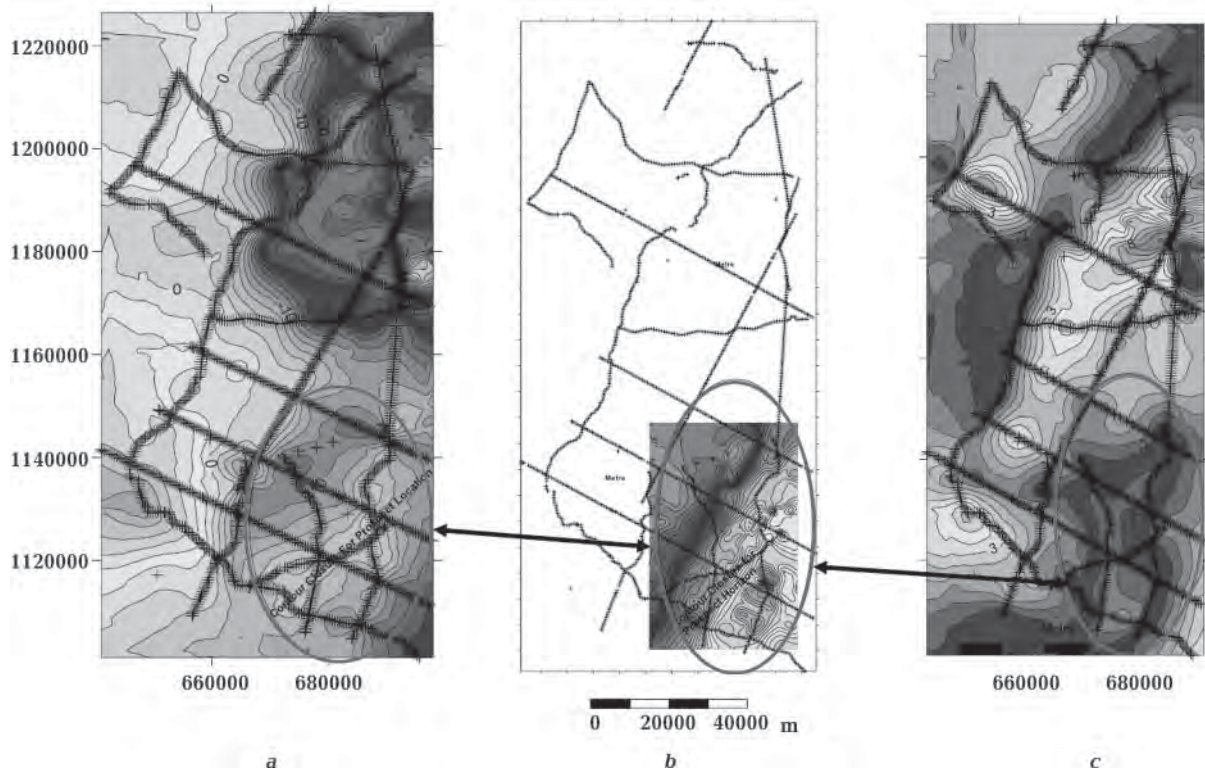


Fig. 8. Correlation of Isostatic Residual Gravity Anomaly, Seismic Horizon H4 depth map and Residual Geoid map.

as such, depicts positive residual geoid undulation values as shown in Fig. 7, c. The decrease in geoid undulations from west to east within the

Gongola sedimentary basin shows the presence of depression in the NE and SE zones which is consistent with the evolution of the trough. The

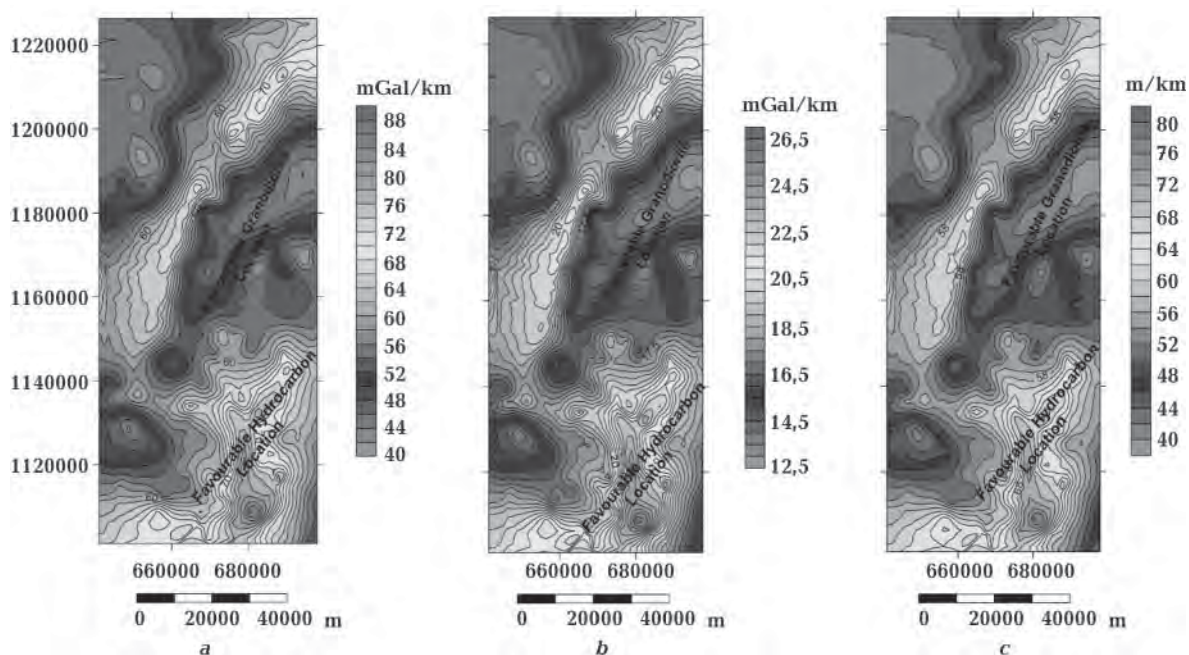


Fig. 9. Gravity and geoid admittance maps.

high geoid undulation transiting between the NE and SE (Fig. 6, *a, b*) shows the presence of a ridge within this segment of the basin. The evolution of the Benue Trough is closely linked with the opening of the South Atlantic. Details on the sequence of events that led to its formation alongside other sedimentary basins in Nigeria are contained in the various literatures [King, 1950; Cratchley, Jones, 1965; Wright, 1976; Benkhelil, 1982; Whiteman, 1982]. It is a rift basin with plate dilation leading to the opening of the Gulf of Guinea [Benkhelil, 1989; Fairhead, Binks, 1991]. Benkhelil [1989] suggested that the evolution trough could also be as a result of tension resulting in a rift or wrench related fault basin. Mesozoic to Cenezoic magmatism has accompanied the evolution of the tectonic rift as it is scattered all over and throughout in the trough [Coulon et al., 1996; Abubakar et al., 2010]. A magmatic old rift was also suggested for the Gongola basin by [Shemang et al., 2001] while [Abubakar et al., 2010] suggested the evolution as a combination of mantle upwelling or rise of a mantle plume which resulted in crustal stretching and thinning and the emplacement of basic igneous material within the basement and sediment which resulted in rifting. The reflection seismic time/depth structural maps also define the SE zone as a zone with favourable structural geometry for hydrocarbon accumulation. Fig. 8 shows the correlation between the Pratt—Hayford isostatic residual gravity anomaly, the seismic depth

map (at prospect horizon) and the Pratt—Hayford residual geoid undulation. The reflection seismic depth map corroborates the Pratt—Hayford geoid and residual geoid structural pattern and hence, the favourable locations for hydrocarbon accumulation (oval shapes in the maps) shown in the residual geoid are justified.

#### 4.2 Analysis of Geoid and Gravity Admittance Maps

Short wavelength geoid provides information about the near surface features while long wavelength geoid with low degree ( $n=6, 7$ ) provides information about the mass anomalies in the crust mantle zone [Bowin, 1985]. Their isostatic model gravity/geoid admittance were used to determine the mass anomalies in the crust mantle zone. The gravity admittance map (Fig. 9, *a*) from the Pratt Hayford isostatic model shows a uniform mass density distribution that corresponds with the result obtained from the mass density structure of EGM 2008 gravity admittance (Fig. 9, *b*). The mass anomalies from EGM 2008 geoid admittance corroborate with the gravity admittance structures from the isostatic model. The mass anomalies vary between 60 and 82 m/km in the northeast while it varies between 38 m/km and 60 m/km in the southeast of the project area. Consequently, it could be inferred that the northeast zone has high density mass deposits while the southeast has low density mass deposits. The northeast is therefore a favourable location for solid minerals while the southeast

is a favourable location for hydrocarbon deposits. The gravity/geoid admittance structures corroborate the findings established in the geoid/residual geoid and seismic reflection studies.

#### Conclusion

Gongola basin geoid is primarily affected by the lateral density variation from the crust/mantle discontinuities. Based on this, the lateral density variation indirectly affected the ac-

curacy of the geoid significantly by about 3 cm.

The geoid and residual geoid undulations have shown in this research to corroborate the findings of the reflection seismic data in the determination of the lateral extent of known geological structures. This has also shown that the geoid can be used as a complementary method in the definition of the location and radial distribution of the geological structures for mineral and hydrocarbon exploration.

## Gongola Basin Geoid Determination using Isostatic Models and Seismic Reflection Data and Geophysical Interpretation

© E. E. Epuh, J. B. Olaleye, O. G. Omogunloye, 2016

The application of Stokes' formula to create geoid undulation requires no masses outside the geoid. Usually, a constant density of  $2.67 \text{ g/cm}^3$  is used in the determination of the geoid which introduces error in the reduced gravity anomalies (Helmert's condensation) and consequently the geoid. In this paper, isostatic models of Airy—Heiskanen and Pratt—Hayford were utilized in the determination of the geoid by considering the planar and spherical approximation models the indirect effect of the topographic lateral density variation on the geoid was computed as additive correction for the improvement of the accuracy of the computed geoid. Additional density information deduced from seismic and well log information were considered for the variable density computation. The geopotential geoid undulations were computed from the EGM 2008 model. The residual geoid was obtained by subtracting the local isostatic geoid from the geopotential geoid. Geoid and gravity admittance studies were also carried out to complement the results from the residual geoid.

The planar and spherical approximation results showed similar characteristics; but a change in magnitude in both models. Our results suggest that the effects of topographic lateral density variations in geoid determination are significant and should be considered in rift basins. The geophysical analysis of the geoid results show that the north-east has positive residual geoid which indicates the presence of high density intrusive igneous rocks, while the south-east has negative residual geoid which indicates the dominant presence of low density sedimentary rocks. The results also show that the radial distribution of the anomalous mass obtained using the geoid/residual geoid anomaly uniquely matched that obtained using the seismic reflection data which inferred the presence of hydrocarbon accumulation in the southeast zone of the project area. The gravity and geoid admittance studies corroborated the residual geoid and seismic reflection results.

**Key word:** geoid undulation, Airy—Heiskanen model, Pratt—Hayford model, isostatic residual gravity anomaly, residual geoid undulation.

#### References

- Abd-Elmotaal H., 1999. Comparison among different geoid solutions for the Egyptian south-western desert using FFT technique *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 40(3-4), 563—569.
- Abd-Elmotaal H., Kuhnreiter N., 2003. Geoid determination using adapted reference field, seismic Moho depths and variable density contrast. *J. Geodesy* 77, 77—85.
- Abubakar Y. I., Umegu M. N., Ojo S. B., 2010. Evolution of Gongola Basin Upper Benue Trough Northeastern Nigeria. *Asian J. Earth Sci.* 3, 62—72.
- Anderson E. G., 1979. The effect of topography on solution of Stokes' problem. Unisurv Report S-14, University of New South Wales, Kensington, Australia, 252 p.
- Benkhelil J., 1989. The Origin and evolution of the cretaceous Benue Trough (Nigeria). *J. Afr. Earth Sci.* 8, 251—282.
- Bird D. E., 2001. Shear Margins: Continent-Ocean transforms and fracture zone boundaries. *The Leading Edge* 20(2), 150—159.
- Bomford G., 1982. *Geodesy*. 5<sup>th</sup> edn. Oxford: University Press.
- Carter J. D., Barber W., Tait A. E., Jones J. P., 1963. The Geology of part of Adamawa, Bauchi and Borno

- Provinces in North Eastern Nigeria. *Bull. Geol. Surv. Nigeria* 30, 1—108.
- Claessens S. A., 2003. A synthetic Earth model. Analysis, implementation, validation and application. Delft University Press. 61 p.
- Cook F. A., Brown L. D., Oliver J. E., 1981. The Late Precambrian-Early Paleozoic continental edge in the Appalachian Orogen. *Am. J. Sci.* 281, 993—1008.
- Coulon C., Vida P., Dupuy C., Baudin P., Pupoff M., Maluski H., Hermite D., 1996. The Mesozoic to Early Cenezoic Magmatism of the Benue Trough (Nigeria): Geochemical Evidence for the Involvement of the St. Helena plume. *J. Petrol.* 37, 1341—1358.
- Cratchley C. R., Jones G. P., 1965. An interpretation of the geology and gravity anomalies of the Benue Valley of Nigeria. Overseas geological survey. Geophysical Paper (1). 26 p.
- Crovetto C. B., Introcaso A., 2008. Alternative gravimetric methodology for isostatic analyses: an example of Bolivian Andes. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología* 78(1-2), 1—11.
- Engels J., Grafarend E. W., Sorcik P., 1995. The gravitational field of topographic isostatic masses and the hypothesis of mass compensation. Part I and II. Technical Report Department of Geodesy University, Stuttgart.
- Featherstone W. E., 1992. A GPS controlled gravimetric determination of the geoid of the British Isles. D. Phil Thesis, Oxford University.
- Featherstone W. E., Kirby J. F., Kearsley A. H. W., Gilliland J. R., Johnston G. M., Steed J., Forsberg R., Sideris M. G., 2001. The AUSgeoid98 geoid model of Australia: data treatment, computations and comparisons with GPS-levelling data. *J. Geodesy* 75, 313—330.
- Forsberg R., 1984. A study of terrain reductions, density anomalies and geophysical inversion methods in gravity field modeling. Department of Geodetic Science and Surveying. Report 355. The Ohio State University, Columbus.
- Forsberg R., Sideris M. G., 1993. Geoid computations by multi-band spherical FFT approach. *Manuscr. Geod.* 18, 82—90.
- Fraser D., Pagiatakis S. D., Goodacre A. K., 1998. In-situ rock density and terrain corrections to gravity observations. *Proc. of the 12<sup>th</sup> Annual Symposium on Geographic Information Systems, Toronto 6—9 April 1998*. P. 357—360.
- Heck B., 1992. Some remarks on the determination of the geoid in the framework of the internal geodetic boundary value problem. In: *First continental workshop on the geoid in Europe*. Research Institute of Geodesy, Topography and Cartography, Prague. P. 458—471.
- Heck B., Wild F., 2005. Topographic and isostatic reductions in Satellite Gravity Gradiometry based on a generalized condensation model. In: *A Window on the Future of Geodesy, International Association of Geodesy Symposia*. Vol. 128. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, P. 294—299.
- Heiskanen W. A., Moritz H., 1967. Physical geodesy. San Francisco: W. H. Freeman. Institute of Physical Geodesy. 364 p.
- Heiskanen W. A., Vening Meinesz F. A., 1958. The Earth and its gravity field. New York: McGraw-Hill Book Company, Inc. 470 p.
- Huang J., Vanicek P., Pagiatakis S., Brink W., 2001. Effect of topographical mass density variation on gravity and geoid in the Canadian Rocky Mountains. *J. Geodesy* 74, 805—815.
- Hunegnaw A., 2001. The effect of lateral density variation on local geoid determination. Proc. IAG 2001 Scientific Assembly, Budapest, Hungary.
- Ilk K. H., Witte B., 2007. The Use of Topographic-Isostatic Mass Information in Geodetic Applications. Inaugural Lecture. Institute of Geodesy and Geoinformation, University of Bonn, Germany.
- Isioye O. A., Olaleye J. B., Youngu R., Aleem K. F., 2011. Modelling orthometric Heights from GPS-Leveling Observations an Global Gravity Model (EGM 2008) for Rivers State, Nigeria. *Nigerian Journal of Surveying and Geoinformatics* 3(2), 56—69.
- Kaban M. K., Schwintzer P., Reigber C. H., 2004. A new isostatic model of the lithosphere and gravity field. *J. Geodesy* 78, 368—385.
- Kiamehr R., 2006a. A strategy for determining the regional geoid in developing countries by combining limited ground data with satellite-based global geopotential and topographical models: a case study of Iran. *J. Geodyn.* 79(10-11), 602—612.
- Kiamehr R., 2006b. The impact of lateral density variation model in the determination of precise gravimetric geoid in mountainous areas: a case study of Iran. *Geophys. J. Int.* 67, 521—527. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03143.x.
- Kiamehr R., Sjöberg L. E., 2005. Effect of the SRTM global DEM in the determination of a high-resolution geoid model of Iran. *J. Geodyn.* 79(9), 540—551.
- Kuhn M., 2000. Density modeling for geoid determination. GGG2000, July 31-August 4, 2000, Alberta, Canada.

- Kuhn M., 2003. Geoid Determination with density hypotheses from isostatic models and geological information. *J. Geodesy* 77, 50—65/
- Kuhtreiber N., 1998. Precise geoid determination using a density variation model. *Phys. Chem. Earth* 23(1), 59—63.
- Logatchev N. A., 1993. History of Geodynamics of Baikal Rift (East Siberia): A Review. *Bulletin due center de la recherche exploration production* 17, 353—370.
- Martinec Z., 1998. Boundary-value problems for gravimetric determination of a precise geoid. Lecture Notes in Earth Sciences, no. 73. Berlin, Heidelberg, New York: Springer.
- Martinec Z., 1993. Effect of lateral density variations of topographical masses in view of improving geoid model accuracy over Canada. Final rep. under DSS contract No. 23244-2-4356/01-SS, Geodetic Survey of Ottawa.
- Martinec Z., Vanicek P., 1994. The indirect effect of Stokes-Helmert's technique for a spherical approximation of the geoid. *Manuscr. Geod.* 18, 417—421.
- Martinec Z., Vanicek P., Mainville A., Veronneau M., 1995. The effect of lake water on geoidal height. *Manuscr. Geod.* 20, 199—203.
- Moritz H., 1965. The boundary value problem of physical geodesy. Publication of the Isostatic Institute of the IAG, no. 50, Helsinki.
- Moritz H., 1990. The figure of the Earth: theoretical geodesy and the Earth's interior. Karlsruhe: Herbert Wichmann, 292 p.
- Nettleton I. L., 1971. Elementary gravity and magnetic for geologists and seismologists. Society of Exploration Geophysicists (SEG), Tulsa, Oklahoma, USA, 121 p.
- Nwilo P. C., Opaluwa Y. D., Adejare Q. A., Ayodele E. G., Ayeni A. M., 2009. Local Geoid Modeling of Lagos island Area using Geometrical Interpolation Method. *Nigeria Journal of Surveying and Geoinformatics* 2(2), 68—82.
- Obaje N. G., Attah D. O., Opeloye S. A., Moumouni A., 2006. Geochemical Evaluation of the Hydrocarbon Prospects of Sedimentary Basins in Northern Nigeria. *Geochem. J.* 40, 227—243.
- Okereke C. S., 1988. Contrasting modes of rifting: The Benue Trough and Cameroon volcanic lines, West Africa. *Tectonics* 7(4), 775—784.
- Okiwelu A., Okwueze C., Okereke C., Osazuwa I., 2010. Crustal Structure and Tectonics of the Calabar Flank, West Africa, based on Residual Gravity Interpretation. *Eur. J. Soc. Sci. Res.* 42(2), 195—203.
- Okiwelu A. A., Okwueze E. E., Ude I. O., 2011. Determination of Nigerian Geoidal Undulation from Spherical Harmonic Analysis. *Appl. Phys. Res.* 3(1), 8—14.
- Osazuwa I. B., Adeniyi O. O., Ojo J. B., 1992. A gravity study of the older granites suite in the Zaria Area of Kaduna State. *Nigerian Journal of Mining and Geology* 28(2), 231—236.
- Pagiatakis S. D., Armenakis C., 1998. Gravimetric geoid modelling with GPS. *Int. Geoid Serv. Bull.* 8, 105—112
- Pagiatakis S. D., Fraser D., McEwen K., Goodacre A. K., Veronneau M., 1999. Topographic mass density and gravimetric geoid modeling. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 40, 189—194.
- Pratt J. H., 1855. On the attraction of the Himalaya Mountains, and of the elevated regions beyond them upon the plumb-line in India. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* 145, 53—100.
- Rummel R., Rapp R. H., Sunkel H., Tscherning C. C., 1988. Comparisons of global topographic-isostatic models to the Earth's observed gravity field. Reports of the Department of Geodetic Science and Surveying No. 388, Ohio State University, Columbus, Ohio.
- Shemang E. M., Ajayi C. O., Jacoby W. R., 2001. A magnetic failed rift beneath the Gongola arm of the Upper Benue Trough, Nigeria? *J. Geodyn.* 32(3), 355—371.
- Sideris M., 1996. International tests of the new GSFC/DMA Geopotential Models. Gravity, Geoid and Marine Geodesy. *International Association of Geodesy Symposia (Tokyo)* 117, 478—485.
- Sjöberg L. E., 2004. The effect on the geoid of lateral topographic density variations. *J. Geodesy* 78, 34—39.
- Sjöberg L. E., 1998a. The exterior Airy/Heiskanen topographic-isostatic gravity potential, anomaly and the effect of analytical continuation in Stokes' formula. *J. Geodesy* 72, 654—662.
- Sjöberg L. E., 2001. Topographic and atmospheric corrections of the gravimetric geoid determination with special emphasis of the effects of degrees zero and one. *J. Geodesy* 75, 283—290.
- Sjöberg L. E., 1998b. On the Pratt and Airy models of isostatic geoid undulations. *J. Geodyn.* 26(1), 137—147.
- Sun W., 2002. A formula for gravimetric terrain corrections using powers of topographic height. *J. Geodesy* 76(8), 399—406.
- Sun W., Murata I., 1994. Divergence of high-degree harmonic solutions of a rotating elliptical Earth. *Geophys. J. Int.* 118, 269—271.
- Sunkel H., 1985. An isostatic Earth model. Rep. 367, De-



- partment of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State University, Columbus.
- Tsouliis D.*, 2001. A comparison between the Airy-Heiskanen and the Pratt-Hayford isostatic models for the computation of potential harmonic coefficients. *J. Geodesy* 74(9), 637—643.
- Tsouliis D., Tziavos I. N.*, 2003. A comparison of some existing methods for the computation of terrain corrections in local gravity field modelling. *Gravity and Geoid 2002*. Ziti-Publishing Thessaloniki, P. 156—16.
- Tziavos I. N., Featherstone W. E.*, 2000. First results of using digital density data in gravimetric geoids computation in Australia. *IAG Symposia, GGG2000*. Vol. 123. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, P. 335—340.
- Tziavos I. N., Sideris M. G., Sunkel H.*, 1996. The effect of surface density variation on terrain modeling- a case study in Austria. *Proc. EGS Society General Assembly. The Hague, The Netherlands, May, 1996. Report of the Finnish Geodetic Institute*. P. 99—110.
- Turcotte D. L., Schubert G.*, 1982. Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems. New York: John Wiley & Sons Ed., 450 p.
- Ugbor D. O., Okeke F. N.*, 2010. Geophysical investigation in the lower Benue Trough of Nigeria using gravity method. *Int. J. Phys. Sci.* 5(11), 1757—1769.
- Vanicek P., Huang J., Brink W., Novak P.*, 1998. Preliminary investigation of the effect of topographic mass density variations on gravity and geoid in the Canadian Rocky Mountains. Progress report on contract «Theoretical and practical refinements of precise geoid determination methods». Geodetic Survey Division, Natural Resource Canada, Ottawa.
- Vanicek P., Kleusberg A.*, 1987. The Canadian geoid-stokesian approach. *Manuscr. Geod.* 12, 86—98.
- Vanicek P., Martinec Z.*, 1994. The Stokes-Helmert scheme for the evaluation of precise geoid. *Manuscr. Geod.* 19, 119—128.
- Vanicek P., Sun W., Ong P., Martinec Z., Najafi M., Vajda P., ter Horst B.*, 1996. Downward continuation of Helmert's gravity. *J Geodesy* 71, 21—34.
- Wichiencharoen C.*, 1982. The direct effects on the computation of geoid undulation. Rep. 336, Department of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State University, Columbus.
- Wild F., Heck B.*, 2004a. A comparison of different isostatic models applied to Satellite Gravity Gradiometry. *Gravity, Geoid and Space Missions. International Association of Geodesy Symposia*. Vol. 129. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, P. 230—235.
- Wild F., Heck B.*, 2004b. Effects of topographic and isostatic masses in Satellite Gravity Gradiometry. *The Geoid and Oceanography. Proceedings of the Second International GOCE User Workshop Frascati/Italy, March 8-10, 2004*. CD-ROM.

## Динаміка вікових варіацій геомагнітного поля з часом

© Ю. П. Сумарук<sup>1</sup>, Т. П. Сумарук<sup>1</sup>, Я. Реда<sup>2</sup>, 2016

<sup>1</sup>Інститут геофізики НАН України, Київ, Україна

<sup>2</sup>Інститут геофізики ПАН, Варшава, Польща

Надійшла 17 серпня 2016 р.

Представлено членом редколегії М. І. Орлюком

Изучены временные изменения вариаций геомагнитного поля, сглаженных 3- и 11-летними бегущими средними. Выявлены опорные годы, когда вековые вариации меняют знак или изменяется скорость изменения величины вариаций. Показано, что опорные годы наблюдаются в годы экстремумов солнечной активности и совпадают с годами джерков в вековых вариациях. Сделан вывод о том, что джерки имеют значительную компоненту от внешних источников.

**Ключевые слова:** вековые вариации, джерки, солнечная активность, геомагнитная активность, числа Вольфа, магнитосферные и ионосферные источники, опорные годы.

**Вступ.** Варіації геомагнітного поля мають складну просторово-часову структуру. Розділення просторових і часових змін поля — складна задача, оскільки не ідентифіковано усі джерела варіацій та динаміку їх змін з часом. Важливим інструментом під час вивчення варіацій геомагнітного поля є його вікові варіації (ВВ), які також змінюються і в часі, і в просторі.

Більшість учених вважає, що ВВ мають джерела всередині Землі. ВВ вираховують як різницю між усередненими за рік абсолютними значеннями поля. За такого усереднення всі нерегулярні варіації від зовнішніх джерел мають зникати [Калинин, 1984]. Як показано у публікаціях [Sumaruk, 2000; Verbanac et al., 2007; Ладынин, Попова, 2008; Шевнин и др., 2009], в одержаних таким методом ВВ є компоненти, пов'язані зі зміною сонячної активності, — квазідворічні та 11-річні варіації. Їх можна виключити, усереднивши ряд ВВ біжним вікном відповідного інтервалу часу. В роботі [Sumaruk, 2001], за даними обсерваторій північної полярної шапки Землі, зроблено припущення, що у ВВ крім короткоперіодних є вікові (80—100 років) варіації, пов'язані із сонячною активністю, тобто із зовнішніми джерелами.

Питання джерел таких варіацій є дискусійним, особливо після появи в літературі поняття про особливий тип змін ВВ — джерки. Джерк — це стрибок у другій похідній по часу від величини геомагнітного поля, різка зміна швидкості [Головков, Симонян, 1989], або перша похідна по часу від ВВ. У статтях [Alexandresku et al.,

1996; Le Huy et al., 1998; Mandeа, 2001; Mandeа et al., 2000] зазначено, що джерелами джерків є струми всередині Землі, сформовані зміною режиму роботи геомагнітного динамо або появою нових вихорів [Рузмайкин и др., 1989]. Роки появи джерків не одні й ті самі. Так, М. Mandeа [Mandeа, 2001] вважає, що джерки з'явилися у 1870, 1901, 1925, 1969, 1978 рр. В. П. Головков за даними спостережень магнітних обсерваторій, розміщених в середніх широтах Європи та Азії, починаючи з 1925 р. визначив джерки в 1947, 1969 рр., а також показав, що епохи різних змін вікового ходу статистично приурочені до років максимумів сонячної активності.

**Мета роботи:** визначити роки зміни знака ВВ та їх першої похідної за даними спостережень магнітних обсерваторій світової мережі, які мають довгі часові ряди даних спостережень і розміщені на різних континентах, та порівняти одержані результати із змінами сонячної і геомагнітної активності. Такі роки називатимемо опорними.

**Використані дані.** Для дослідження взято середньорічні значення повної напруженості геомагнітного поля (Т) ([www.geomag.bgs.ac.uk/gifs/annual\\_means.html](http://www.geomag.bgs.ac.uk/gifs/annual_means.html)) на обсерваторіях, назви яких, а також АВВ-код, географічні широта і довгота подано в табл. 1, ВВ обчислено, як різницю між послідовними середньорічними значеннями. Отримані ряди ВВ на кожній обсерваторії згладжували 3- та 11-річними біжними середніми для виключення короткоперіодних варіацій, пов'язаних із сонячною активністю.

Т а б л и ц я 1. Список магнітних обсерваторій, дані яких використано у статті

Обсерваторія	ABB код	Широта, град	Довгота, град
Туле (Данія)	THU	77,48	290,83
Годхавн (Данія)	GDH	69,23	306,48
Барров (США)	BRW	71,30	203,25
Діксон (Росія)	DIK	73,55	80,57
Тромсо (Норвегія)	TRO	69,67	18,95
Тіксі (Росія)	TIK	71,58	129,00
Німек (Німеччина)	NGK	52,07	12,68
Тбілісі (Грузія)	TFS	42,08	44,40
Санкт-Петербург (Росія)	LNN	59,95	30,70
Іркутськ (Росія)	IRT	52,17	104,45
Алібаг (Індія)	ABG	18,64	72,87
Шешань (Китай)	SSH	31,10	121,19
Тананаріве (Мадагаскар)	TAN	-18,92	47,55
Амберлі (Нова Зеландія)	AML	-43,15	172,72
Гнангара (Австралія)	GNA	-31,78	115,95
Фредеріксбург (США)	FRD	38,20	282,63
Пілар (Аргентина)	PIL	-31,67	296,12
Маусон (Австралія)	MAW	-67,60	62,88
Дюмон-д'Юрвіль (Франція)	DRW	-66,67	140,01

Під терміном згладжування  $t$ -річним біжним середнім маємо на увазі процедуру усереднення деякого ряду  $x_i(t)$  за пробний період  $t = n+1$  ( $n$  — парне), в результаті чого одержуємо новий ряд:

$$x_j = \frac{1}{n+1} \sum_{i=j-\frac{n}{2}}^{i=j+\frac{n}{2}} x_i.$$

Сонячну активність схарактеризовано середньорічними числами Вольфа, взятими із

сайта (<http://www.ngdc.noaa.gov/stp/solar/sgd.html>).

**Результати.** На рис. 1, *а* показано вікові варіації напруженості геомагнітного поля ВВ(Т), згладжені 3- та 11-річними біжними середніми на обсерваторіях Санкт-Петербург (LNN), Алібаг (ABG), Шешань (SSH), Тананаріве (TAN), Амберлі (AML), Гнангара (GNA), Фредеріксбург (FRD) і Пілар (PIL), а на рис. 1, *б* — Німек (NGK), Тбілісі (TFS) та Іркутськ (IRT). Надійні дані щодо ВВ(Т) маємо з кінця ХІХ ст. на чоти-

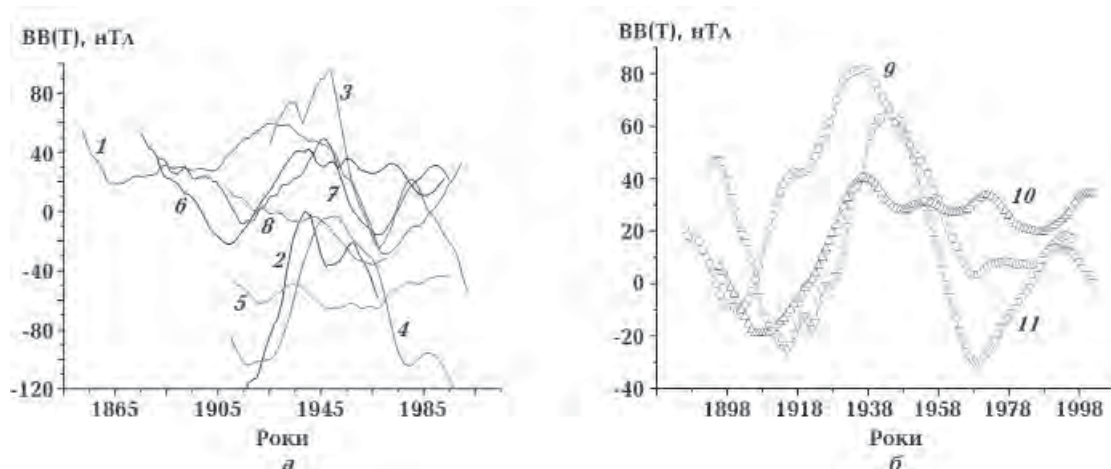


Рис. 1. Вікові варіації напруженості геомагнітного поля ВВ(Т), згладжені 3- і 11-річними біжними середніми на магнітних обсерваторіях: *а* — АВГ (1), ТАН (2), ГНА (3), ФРД (4), ПІЛ (5), ЛНН (6), SSH (7), АМЛ (8); *б* — ТФС (9), НГК (10), ІРТ (11),

р्यों обсерваториях — ABG, LNN, TFS, SSH. До 1900 р. величина ВВ(Т) на цих обсерваториях була додатною, причому на обсерваторії ABG зростала незначно, на SSH — спадала, а на TFS і LNN — різко спадала. В 1896—1900 рр. ВВ(Т) на двох останніх обсерваториях змінила знак, а на ABG — продовжувала зростати. Слід зазначити, що за даними обсерваторії ABG похідна по часу від ВВ(Т) змінила знак близько 1870 р., що підтверджує результат роботи [Mandea, 2001]. У 1870 р. спостерігався максимум 11-го циклу сонячної активності. Наприкінці XIX — на початку XX ст. розпочали роботу обсерваторії FRD у США; PIL — в Аргентині; AML — у Новій Зеландії; IRT — у Росії; TAN — на Мадагаскарі; GNA — в Австралії і продовжили роботу обсерваторії NGK і LNN. Таким чином, на всіх континентах ведуться регулярні вимірювання абсолютних величин геомагнітного поля, в результаті отримано довгі ряди ВВ тривалістю понад 100 років. Зіставлення графіків усіх названих вище обсерваторій дає змогу виділити опорні роки за проміжком часу з початку XX ст. до 2010 р. Такими роками є 1907, 1920, 1936, 1947, 1960, 1969, 1979, 1986, 2003.

У табл. 2 наведено зміни ВВ(Т) в опорні роки на обсерваториях Північної півкулі, а в табл. 3 — Південної півкулі Землі. Крім знака ВВ(Т) указано стан поля у певний рік і подальшу зміну абсолютних величин ВВ: ріст — «>»; спад — «<»; максимальні величини — «max»; мінімальні величини — «min»; зміна знака — «0». В остан-

ньому стовпчику показано роки максимумів чи мінімумів сонячної активності, вираженої числами Вольфа, та номери 11-річних циклів. Протягом досліджуваного інтервалу часу спостережено 9 опорних років. У ці роки ВВ(Т) досягли екстремальних значень або змінювали знак. У 8 випадках опорні роки збігалися з роками максимумів сонячної активності або наставали пізніше на 2—3 роки. В опорний 1986 р. спостерігали мінімум сонячної активності. Зміна знака ВВ(Т) та екстремальні значення спостерігали у Північній півкулі Землі у максимумах 14-го, 15-го, 17—21-го та 23-го циклів сонячної активності. У максимумах 17-го та 20-го циклів ВВ(Т) досягає екстремальних значень, і немає обсерваторії, де б вона змінювала знак.

У Південній півкулі Землі ВВ(Т) від'ємні у досліджуваному інтервалі часу, крім обсерваторії AML у Новій Зеландії та GNA в Австралії, що знаходяться близько нульової ізопори ВВ [Орлов и др., 1968]. ВВ(Т) на аргентинській обсерваторії PIL, що розміщена біля мінімальної ізолінії повної напруженості геомагнітного поля, та на обсерваторії AML мало змінюються за зміни сонячної та геомагнітної активності.

Слід підкреслити, що на обсерваторії FRD, що розміщена на Північноамериканській тектонічній плиті, ВВ(Т) є від'ємними весь інтервал часу, амплітуда змін сягає 124 нТл. Це пов'язано з тим, що обсерваторія знаходиться поблизу від'ємного фокуса ізопор ВВ [Орлов и др., 1968].

**Т а б л и ц я 2.** Зміни ВВ(Т) в опорні роки на магнітних обсерваториях Північної півкулі Землі

Рік	THU	GDH	BRW	DIK	TRO	TIK	NGK	TFS	LNN	IRT	ABG	FRD	SSH	CA
1907							– max	0	– max	0	+	– >	+	1907 max, 14
1920							0	+	0	– <	+	– max	0	1917 max, 15
1936							+	+	+	+	+	– <	+	1937 max, 17
1947		0		+	+		+	+	+	+	+	– min	+	1947 max, 18
1960	+	+	–	+	+	+	+	+	+	0	0	– >	0	1957 max, 19
1969	+	+	+	+	+	–	+	+	+	–	–	–	–	1969 max, 20
1979	0	0	0	0	+	–	+	+	+	–	–	– max	0	1979 max, 21
1986	–	–	–	–	+	–	+	+	+	+	–	– min	+	1986 min, 21—22
2003	–	–	+	+	+	+	+	+	+	0	+	– max	0	2000 max, 23

Т а б л и ц я 3. Зміна ВВ(Т) в опорні роки на магнітних обсерваторіях Південної півкулі Землі

Рік	TAN	AML	GNA	PIL	MAW	DRW	Сонячна активність
1907	- max	+ >		-			1907 max, 14
1920	- <	0	+ >	- max			1917 max, 15
1936	- <	- max	+ min	- min			1937 max, 17
1947	- min	- >	+ max	- max			1947 max, 18
1960	- >	- max	0	-	- >	- >	1957 max, 19
1969	- max	-	- max	- <	- max	- max	1969 max, 20
1979	- <	- max	+ max	- <	- <	- <	1979 max, 21
1986	- <	-	0	-	- <	- <	1986 min, 21—22
2003	+ >	- >	- >	-	- <	- min	2000 max, 23

Обсерваторії у північній та південній полярних шапках Землі GDH (25), THU (311), MAW (12), DRV (14) почали свою роботу у 1950—1960 рр., тому їх ряди ВВ(Т) короткі, але дані спостережень дуже цінні, тому що силові лінії геомагнітного поля, які проходять через обсерваторії (параметр DL подано у дужках біля назви обсерваторії), контактують із сонячним вітром, це дає змогу оцінити внесок зовнішніх джерел у ВВ.

На рис. 2 показано ВВ(Т) на обсерваторіях THU, GDH, DRV і MAV. Незгладжені дані щодо ВВ на цих обсерваторіях опубліковано для північної полярної шапки у статті [Сумарук, Сумарук, 2013б], а для південної — у статті [Сумарук, Сумарук, 2013а]. Напруженість магнітного поля Землі у північній полярній шапці за даними обсерваторії GDH зменшувалась до 1947 р., однак швидкість зменшення спадала, і у 1947 р. величина ВВ(Т) дорівнювала нулю, у цьому самому році спостерігався максимум 18-го циклу сонячної активності. На обсерваторії GDH з 1947 до 1969 р. величина ВВ(Т) > 0, а на обсерваторії THU з 1956 до 1969 р. зростала, тобто напруженість геомагнітного поля збільшувалась прискорено. Магнітні обсерваторії DRV і MAW у південній полярній шапці спостерігали в цей час ріст абсолютних величин ВВ(Т) < 0, тобто напруженість геомагнітного поля зменшувалась прискорено. Прискорене зростання напруженості геомагнітного поля у північній полярній шапці і прискорене змен-

шення її у південній також можна пояснити зміщенням центрального диполя до півночі [Орлов и др., 1968]. Однак за такого зміщення центрального диполя середньоширотні магнітні обсерваторії мають фіксувати такий самий знак ВВ, як і високоширотні. Проте вони спостерігали зміни протилежного знака, які легко пояснити зростанням геомагнітної активності. Додатні значення ВВ(Т) у середніх широтах почали спостерігати у 1920-х роках, за 15-го циклу сонячної активності, в якому середньорічні значення чисел Вольфа були максимальними ( $W_{\max}=104$ ). Максимальні абсолютні значення ВВ(Т) в обох полярних шапках було зареєстровано у 1969 р., спостерігався максимум аномального 20-го циклу сонячної активності ( $W_{\max}=106$ ). Після 1969 р. абсолютні значення ВВ(Т) у північній полярній шапці зменшувались, у 1978—1979 рр. знову змінили знак з додатного на від'ємний. Розпочалося зменшення напруженості геомагнітного поля, що тривало до 1986 р. У полярній шапці Південної півкулі Землі зміну знака ВВ(Т) у 1979 р. не спостерігали, абсолютна величина їх продовжувала зменшуватися. Такий процес триває донині, що відображує зменшення величини центрального диполя геомагнітного поля.

На рис. 3 показано ВВ(Т) на обсерваторіях у північній зоні полярних сьвів: Тромсю, Діксон, Тіксі і Барров. Величини ВВ(Т) у північній зоні полярних сьвів та полярній шапці збігаються за фазою (див. рис. 2, 3). Екстремальні значення

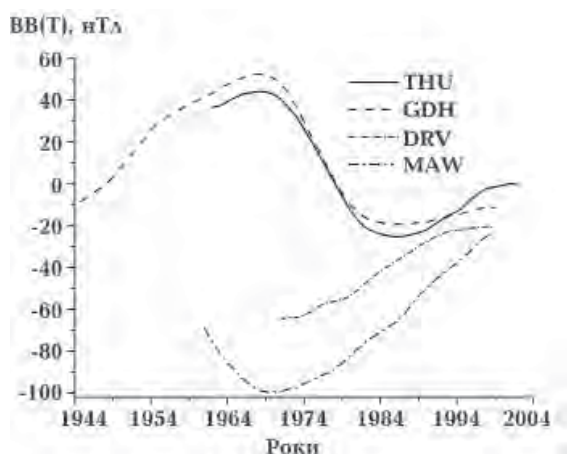


Рис. 2. Вікові варіації напруженості геомагнітного поля  $BB(T)$  на магнітних обсерваторіях північної (THU, GDH) та південної (DRV, MAW) полярних шапок Землі, згладжені 3- і 11-річними біжними середніми.

спостерігаються в 1970, 1986 та 2003 рр. Знак на обсерваторіях зони полярних сьвів змінюється у різні роки, оскільки графіки зсунуті по осі ординат на певну величину, постійні за часом для кожної обсерваторії. Зсунувши графіки по осі ординат на цю величину, можна знайти рік одночасної зміни знаків на усіх обсерваторіях. Можливість виконати таку операцію вказує на те, що  $BB(T)$  у зоні полярних сьвів генеруються принаймні двома джерелами. Перше джерело не змінюється або мало змінюється з часом, друге — змінюється за квазисинусоїдальним законом. Знайти таку закономірність для зони полярних сьвів у Південній півкулі неможливо, оскільки там немає магнітних обсерваторій. За даними обсерваторій південної полярної шапки, як згадано вище, можна визначити екстремум  $BB(T)$  у 1969 р.

**Обговорення.** Визначені опорні роки вікових варіацій — це роки екстремумів сонячної активності, деякі з них збігаються з роками джерків, дані щодо яких опубліковано в літературі. Автори роботи [Le Huy et al., 1998] на підставі аналізу даних багатьох обсерваторій вважають, що джерки є глобальним явищем. Існує думка, що джерки мають джерела всередині Землі [Головков, Симонян, 1989; Le Huy et al., 1998; Alexandresku et al., 1996; Manda, 2001], однак не всі дослідники дотримуються її [Molin, Hodder, 1982]. Анхел і Деметреску [Anghel, Demetrescu, 1980] різку зміну  $BB$  у 1969 р. трактують як вплив сонячної активності. Як указано вище, В. П. Головков і співавт. [Головков, Симонян, 1989] також наголошували, що джерки статистично приурочені до максимумів сонячної активності. Постає питання — де зна-

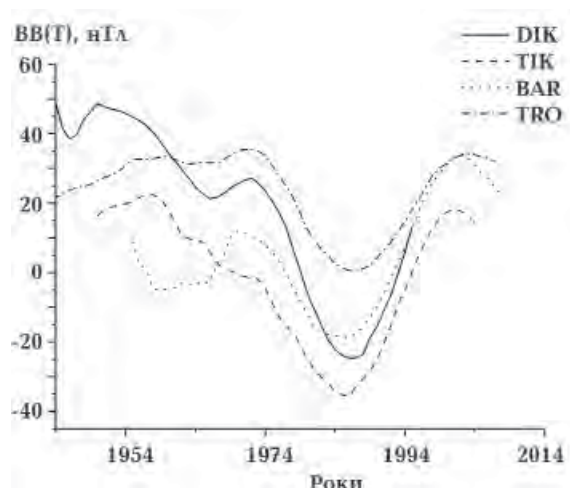


Рис. 3. Вікові варіації напруженості геомагнітного поля  $BB(T)$  на магнітних обсерваторіях північної зони полярних сьвів TRO, DIK, TIK, BRW, згладжені 3- і 11-річними біжними середніми.

ходяться джерела джерків вікових варіацій? Вікові варіації мають декілька джерел. Перше джерело — зміна величини магнітного моменту центрального диполя та його переміщення. Зазначену зміну мають одночасно зафіксувати всі магнітні обсерваторії. Переміщення диполя веде до збільшення  $BB$  у напрямку переміщення і до зменшення — у протилежному напрямку. Цей процес легко змодельовати [Брагинский, 1982]. Другим джерелом регіональних змін  $BB$  може бути турбулентність на межі ядро—мантія [Рузмайкин и др., 1989]. Такий механізм може генерувати  $BB$  з періодом 80 і 100 років. Коливання з коротшими періодами екрануються мантією. Відомо, що у варіаціях сонячної активності також є періоди 80 років [Гибсон, 1977]. Третім джерелом змін  $BB$  є магнітосферно-іоносферні струми та індуквані ними струми у провідних шарах літосфери. Величина складової від зовнішніх джерел залежить від широти магнітної обсерваторії. В роки великої геомагнітної активності внесок у  $BB$  від кільцевого магнітосферного струму найбільший на екваторі [Космическая..., 1976] і зменшується із збільшенням широти, причому на екваторі він відображується у горизонтальній складовій, на полюсі — у вертикальній. Авроральні електрострумені роблять найбільший внесок у  $BB$  на авроральних і субавроральних широтах залежно від різниці індексів західного (AL) та східного (AU) електроструменів. У середніх широтах зміна геомагнітної активності відображується у  $BB$  як горизонтальної, так і вертикальної компоненти.

Як зазначено вище, опорні роки ВВ(Т) збігаються з роками екстремумів сонячної активності або запізнюються на 2—3 роки, внаслідок того що геомагнітна активність у деяких циклах запізнюється на 2—3 роки відносно сонячної [Joselyn, 1995]. Таке запізнення є результатом росту рекурентності сонячної активності на фазі спаду деяких циклів сонячної активності, що відображується у ВВ(Т) [Сумарук, Сумарук, 2009]. Опорні 1920 (1917), 1960 (1957), 2003 рр. (2000) запізнюються на 3 роки щодо максимумів сонячної активності, які вказано у дужках. На фазі спаду 19-го (1960 р.) і 23-го циклів (2000 р.) були потужні рекурентні геомагнітні екстрабури [Ермолаев и др., 2005], що привело до зсуву максимуму геомагнітної активності на 3 роки. Даних щодо екстрабури на фазі спаду 15-го циклу немає. Вісім опорних років збігаються з роками максимумів геомагнітної активності і тільки один рік (1986) збігся з мінімумом. Роки джерків ВВ, дані стосовно яких опубліковано в літературі, збігаються з опорними роками. Отже, можна зробити висновок, що джерки ВВ геомагнітного поля відбуваються в роки екстремумів сонячної і геомагнітної активності, важливу роль (можливо основну) в їх генерації відіграють зовнішні джерела.

### Список літератури

- Брагинский С. И. Аналитическое описание вековых вариаций геомагнитного поля и скорости вращения Земли. *Геомагнетизм и аэрономия*. 1982. Т. 22. № 1. С. 115—122.
- Гибсон Э. Спокойное Солнце. Москва: Мир, 1976. 510 с.
- Головков В. П., Симонян А. О. Джерки в вековых геомагнитных вариациях на интервале 1930—1980 гг. *Геомагнетизм и аэрономия*. 1989. Т. 29. № 1. С. 164—167.
- Ермолаев Ю. И., Зеленый Л. М., Застенкер Г. Н., Петрукович А. А., Митрофанов И. Г., Литвак М. Л., Веселовский И. С., Панасюк М. И., Лазутин Л. Л., Дмитриев А. В., Жуков А. В., Кузнецов С. Н., Мягкова И. Н., Ушков Б. Ю., Курт В. Г., Гнездилов А. А., Горгуца Р. В., Маркеев А. К., Соболев Д. Е., Фомичев В. В., Кузнецов В. Д., Болдырев С. И., Черток И. М., Боярчук К. А., Крашенинников И. В., Коломийцев О. П., Лещенко Л. Н., Белов А. В., Гайдаш С. П., Канониди Х. Д., Богачев С. А., Житник И. А., Игнатъев А. П., Кузин С. В., Опарин С. Н., Перцов А. А., Слемзин В. А., Сухогров Н. К., Шестов С. В., Тохчукова С. Х., Михалев А. В., Белецкий А. Б., Костылева Н. В., Черниговская М. А., Гречнев В. В., Кудела К. Солнечные и гелиосферные возмущения, приведшие к сильной магнитной буре 20 ноября 2003 г. *Геомагнетизм и аэрономия*. 2005. Т. 45. № 1. С. 23—50.
- Калинин Ю. Д. Вековые геомагнитные вариации. Новосибирск: Наука, 1984. 160 с.
- Космическая геофизика. Под ред. А. Эгеланда. Москва: Мир, 1976. 510 с.
- 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.
- Орлов В. П., Ивченко М. И., Базаржапов А. Д., Коломийцева Г. И. Вековой ход геомагнитного поля для периода 1960—1965 гг. Москва: Изд. ИЗМИ РАН, 1968. 68 с.
- Рузмайкин А. А., Соколов Д. Д., Шукуров А. М. О природе вековых вариаций главного магнитного поля Земли. *Геомагнетизм и аэрономия*. 1989. Т. 29. № 6. С. 1001—1006.
- Сумарук Т. П., Сумарук П. В. Рекурентна геомагнітна активність і великомасштабне магнітне поле Сонця. *Космічна наука і технологія*. 2009. Т. 15. № 1. С. 57—62.

- Сумарук Ю. П., Сумарук Т. П. Динаміка вікових варіацій геомагнітного поля в полярних шапках Землі. *Геодинаміка*. 2013а. №2(15). С. 335—337.
- Сумарук Ю. П., Сумарук Т. П. Особливості вікових варіацій геомагнітного поля в північній полярній частині Землі. *Геофиз. журн.* 2013б. Т. 35. № 12. С. 137—145.
- Шевнин А. Д., Левитин А. Е., Громова Л. И., Дремухина Л. А., Кайнара Л. Н. Солнечная циклическая вариация в магнитных элементах обсерватории «Москва». *Геомагнетизм и астрономия*. 2009. Т. 49. № 3. С. 315—320.
- Alexandrescu M., Giber D., Hulot G., Le Mouél J.-L., Saracco G., 1996. Worldwide wavelet analysis of geomagnetic jerks. *J. Geophys. Res.* 101, 21975—21994.
- Anghel M., Demetrescu C., 1980. The effect of solar activity on the secular variations of the geomagnetic field in Romania. *Phys. Earth Planet. Int.* 22(1), 53—59.
- Le Huy M., Alexandrescu M., Hulot G., Le Mouél J.-L., 1998. On characteristics of successive geomagnetic jerks. *Earth, Planets and Space* 50, 723—732.
- Joselyn J. A., 1995. Geomagnetic activity forecasting: the state of art. *Rev. Geophys.* 33(3), 383—401.
- Mandea M., 2001. How well is the main-field secular variation known? *Contrib. Geophys. Geod.* 31(1), 233—243.
- Mandea M., Bellanger E., Mouél J.-L., 2000. A geomagnetic jerk for the end of the 20th century. *Earth Planet. Sci. Lett.* 183, 369—373.
- Molin S., Hodder B., 1982. Was the 1970 geomagnetic jerk of internal or external origin? *Nature* 296, 726—728.
- 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 variations of the Earth's magnetic field. *Contrib. Geophys. Geod.* 30(2), 158.
- Verbanac G., Luhr H., Rother M., Korte M., Mandea M., 2007. Contributions of the external field to the observatory annual means and proposal to their corrections. *Earth, Planets and Space* 59, 251—257.

## Dynamics of secular variations of geomagnetic field in the course of time

© Yu. P. Sumaruk, T. P. Sumaruk, Ya. Reda, 2016

Time changes of the geomagnetic field secular variations, cleaned by three and eleven years running means were studying. The years of the changes of sign secular variations and years of the changes of their velocity were found. It was shown that these years are observed at the solar activity extremeness and the secular variations jerks coincide with these years also. It made conclusion that jerks have great component due external sources.

**Key words:** secular variations, jerks, solar activity, geomagnetic activity, Wolf numbers, magnetospheric and ionospheric sources, fulcrum years.

### References

- Braginskiy S. I., 1982. Analytical description of the secular variation of the geomagnetic field and the rotation velocity of the Earth. *Geomagnetizm i aeronomiya* 22(1), 115—122 (in Russian).
- Gibson E., 1977. The quiet Sun. Moscow: Mir, 408 p. (in Russian).
- Golovkov V. P., Simonian A. O., 1989. Jerk in the geomagnetic variations at the interval 1930—1980 years. *Geomagnetizm i aeronomiya* 29(1), 164—167 (in Russian).
- Ermolaev Yu. I., Zelenyy L. M., Zastenker G. N., Petrukovich A. A., Mitrofanov I. G., Litvak M. L., Veselovskiy I. S., Panasyuk M. I., Lazutin L. L., Dmitriev A. V., Zhukov A. V., Kuznetsov S. N., Myagkova I. N., Ushkov B. Yu., Kurt V. G., Gnezdilov A. A., Gorgutsa R. V., Markeev A. K., Sobolev D. E., Fomichev V. V., Kuznetsov V. D., Boldyrev S. I., Chertok I. M., Boyarchuk K. A., Krasheninnikov I. V., Kolomyitsev O. P., Leshchenko L. N., Belov A. V., Gaydash S. P., Kanonidi Kh. D., Bogachev S. A., Zhitnik I. A., Ignatiev A. P., Kuzin S. V., Oparin S. N., Pertsov A. A., Slemzin V. A., Sukhodrev N. K., Shestov S. V., Tokhchukova S. Kh., Mikhalev A. V., Beletskiy A. B., Kostyleva H. V., Chernigovskaya M. A., Grechnev V. V., Kudela K., 2005. Solar and heliospheric disturbances driving to the great magnetic storm at 20 november



2003. *Geomagnetizm i aeronomiya* 45(1), 23 — 50 (in Russian).
- Kalinin Yu. D., 1984. Secular geomagnetic variations. Novosibirsk: Nauka, 160 p. (in Russian).
- Kosmical geophysics*, 1976. Ed. A. Egeland. Moscow: Mir, 510 p. (in Russian).
- Ladynin A. B., Popova A. A., 2008. Quasiperiodic fluctuations of the velocity of the geomagnetic field secular variations on the data of the world net observatories for 1985—2005. *Geologiya i geofizika* 49(12), 1262—1273 (in Russian).
- Orlov V. P., Ivchenko M. I., Bazarzhapov A. D., Kolomiitseva G. I., 1968. Secular march of the geomagnetic field for 1960—1965. Moscow: Publ. IZMIRAN, 68 p. (in Russian).
- Ruzmaykin A. A., Sokolov D. D., Shukurov A. M., 1989. On the nature of the secular variations of the Earth's main magnetic field. *Geomagnetizm i aeronomiya* 29(6), 1001—1006 (in Russian).
- Sumaruk T. P., Sumaruk P. V., 2009. Recurrent geomagnetic activity and large-scale magnetic field of the Sun. *Kosmichna nauka i tekhnologiya* 15(1), 57—62 (in Ukrainian).
- Sumaruk Yu. P., Sumaruk T. P., 2013a. Dynamics of the geomagnetic field secular variations at the polar caps of the Earth. *Geodynamika* 2(15), 335—337 (in Ukrainian).
- Sumaruk Yu. P., Sumaruk P. V., 2013b. Peculiarities of the geomagnetic field secular variations at the northern polar cap of the Earth. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(12), 137—145 (in Ukrainian).
- Shevnin A. D., Levitin A. E., Gromova L. I., Dremukhina L. A., Kaynara L. N., 2009. Solar cyclic variation in the magnetic elements at the observatory «Moscow». *Geomagnetizm i aeronomiya* 49(3) 315—320 (in Russian).
- Alexandrescu M., Giber D., Hulot G., Le Mouél J.-L., Saracco G., 1996. Worldwide wavelet analysis of geomagnetic jerks. *J. Geophys. Res.* 101, 21975—21994.
- Anghel M., Demetrescu C., 1980. The effect of solar activity on the secular variations of the geomagnetic field in Romania. *Phys. Earth Planet. Int.* 22(1), 53—59.
- Le Huy M., Alexandrescu M., Hulot G., Le Mouél J.-L., 1998. On characteristics of successive geomagnetic jerks. *Earth, Planets and Space* 50, 723—732.
- Joselyn J. A., 1995. Geomagnetic activity forecasting: the state of art. *Rev. Geophys.* 33(3), 383—401.
- Mandea M., 2001. How well is the main-field secular variation known? *Contrib. Geophys. Geod.* 31(1), 233—243.
- Mandea M., Bellanger E., Mouél J.-L., 2000. A geomagnetic jerk for the end of the 20th century. *Earth Planet. Sci. Lett.* 183, 369—373.
- Molin S., Hodder B., 1982. Was the 1970 geomagnetic jerk of internal or external origin? *Nature* 296, 726—728.
- 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 variations of the Earth's magnetic field. *Contrib. Geophys. Geod.* 30(2), 158.
- Verbanac G., Luhr H., Rother M., Korte M., Mandea M., 2007. Contributions of the external field to the observatory annual means and proposal to their corrections. *Earth, Planets and Space* 59, 251—257.

## Локализация геологических объектов по магнитометрическим данным с использованием алгоритмов автоматизированного подбора

© *Е. П. Лапина, Т. А. Михеева, Н. В. Панченко, 2016*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 14 июля 2016 г.

*Представлено членом редколлегии И. Н. Корчагиным*

Запропоновано метод проведення якісної та кількісної інтерпретації вихідних магнітометричних даних на основі використання аналітичної апроксимації потенціальних полів та деякої сукупності похідних вищих степенів. Виконано побудову числової моделі аномального поля, обчислено трансформанти магнітного поля та проведено якісну інтерпретацію отриманих результатів, змодельовано локальні аномальні джерела. Розроблене програмно-алгоритмічне забезпечення випробувано на модельних прикладах та реальних магнітометричних даних, отриманих для району Алуштинсько-Батумської аномальної зони в акваторії Чорного моря.

**Ключові слова:** якісна та кількісна інтерпретація, обернена задача, аналітична апроксимація, магнітне поле, похідні вищих степенів, геологічний об'єкт.

**Введение.** Необходимость получения трехмерных распределений плотности и намагниченности пород диктуется практикой геофизических работ и усложнением геологических задач. Поэтому в последние годы интенсивно развиваются новые методы интерпретации потенциальных геофизических полей, цель которых — построение трехмерной модели геологической среды, адекватной наблюдаемому полю и имеющейся априорной информации.

Основным этапом применения любого геофизического метода при прогнозировании, поисках и разведке месторождений полезных ископаемых, является геологическая интерпретация аномальных физических полей. Как известно [Старостенко, 1978; Страхов, 1995а,б; 2001; 2007; Кобрунов, 1995; Булах, 1999; 2010; Долгаль, 2002; Блох, 2012; Балк, Долгаль, 2013] и многих других исследователей, современное состояние теории интерпретации геофизических данных при достаточно высоком уровне ее развития характеризуется неполной адекватностью реальной геологической практике. Для обеспечения содержательной количественной интерпретации одним из основных моментов является выбор соответствующей параметризации изучаемого объема среды, формирование модельных физико-геологических представлений. Это требует определенных объе-

мов априорной информации о геологическом строении и петрофизических характеристиках исследуемого района. Уточнение имеющихся модельных представлений выполняется с применением эффективных и удобных современных компьютерных технологий, позволяющих проводить построение и визуализацию интерпретационных моделей. Обзор работ в этом направлении сделан в публикации [Булах, 1999]. В настоящее время широко применяется программный комплекс интерпретации данных потенциальных полей, предназначенный для автоматизированного введения изображений геолого-геофизических карт с дальнейшим преобразованием в цифровую информацию и последующим выполнением 3D интерпретационных построений [Старостенко и др., 2015].

Принципиально новую генерацию методов минимизации, используемых в прикладной геофизике при изучении формы, и пространственного положения источников поля представляют монтажные алгоритмы решения нелинейных обратных задач гравirazведки и магниторазведки. Основы монтажного подхода были заложены в работах А. В. Овчаренко [Овчаренко, 1975] и В. Н. Страхова [Страхов, Лапина, 1976]. Над развитием этого направления также проводились исследования [Завойский, Неижсал, 1979; Булах, Корчагин,

1989]. Дальнейшие исследования и развитие монтажного метода, рассчитанного на применение при изучении трехмерных геологических тел и структур, представлено в работах [Балк и др., 1993, 2009]. Концепция монтажного подхода соответствует многим требованиям в современной теории решения обратных задач геофизики.

Актуальным вопросом остается усовершенствование способов комплексирования приемов качественной и количественной интерпретации геопотенциальных полей. При интерпретации гравитационных и магнитных аномалий иногда удобнее использовать не значения наблюдаемого поля, а их некоторые трансформированные аналоги, полученные вычислительным путем. Под трансформацией здесь понимается некоторое преобразование исходного аномального поля с целью выделения одних его особенностей и подавления других, менее существенных для решения поставленной геологической задачи. Как правило, на основе визуального анализа набора трансформант трассируются предполагаемые контуры аномалиеобразующих объектов в плане, прослеживаются разделяющие их тектонические нарушения, выделяются источники поля приповерхностного и глубинного происхождения.

Для описания численно заданных наблюдаемых полей можно использовать аналитические выражения, которые позволяют вычислять производные высших степеней и применять их при исследовании локальных аномалиеобразующих объектов, при изучении месторождений нефти и газа, рудных и нерудных полезных ископаемых [Старостенко, 1970; Маловичко, Тарунина, 1981; Костицын, 2002].

В статье представлены результаты применения разработанной в отделе математической геофизики компьютерной технологии для реализации качественной и количественной интерпретации практических данных аэромагнитной съемки Алуштинско-Батумской аномальной зоны в акватории Черного моря масштаба 1:1000 000.

**Теоретические основы использованных алгоритмов интерпретации.** Пусть в некоторых односвязных областях  $D_j, j=1, 2, \dots, k$ , сосредоточены однородно намагниченные массы, которые обуславливают зафиксированное в точках наблюдений аномальное магнитное поле. В этом поле выбрано  $n$  точек и сформирован массив данных:

$$U_{\text{исх}}(x_i, y_i, z_i) = U_{\text{исх}}(i), \quad i = 1, 2, \dots, n. \quad (1)$$

Под функцией  $U_{\text{исх}}(i)$  будем понимать аномальное гравитационное или магнитное поле, их производные или другие трансформанты.

В рассматриваемой задаче первоначально было задано аномальное магнитное поле, являющееся результатом полевых измерений современной магниторазведочной аппаратурой:

$$\Delta \mathbf{T}_n(x_i, y_i, z_i) = \Delta \mathbf{T}_n(i) = T_x(i)\mathbf{i} + T_y(i)\mathbf{j} + T_z(i)\mathbf{k}, \\ i = 1, 2, \dots, n. \quad (2)$$

При дальнейшем решении задачи используются скалярные функции — вертикальная составляющая  $Z$  и модуль горизонтальной составляющей напряженности  $H$  внешнего относительно источников магнитного поля:

$$Z(i) = T_z(i); \quad H(i) = \left( T_x(i)^2 + T_y(i)^2 \right)^{1/2}, \\ i = 1, 2, \dots, n. \quad (3)$$

В процессе решения трехмерной обратной задачи магнитометрии в классе стержневых тел [Булах, Лапина, 2002; 2008; Булах 2010] осуществляется истокообразная аппроксимация аномального магнитного поля и последующее вычисление его трансформант. Выбрана прямоугольная система координат: ее начало расположено на земной поверхности, ось  $Oz$  направлена вертикально вниз, тогда плоскость  $xOy$  совпадает с дневной поверхностью, если она является горизонтальной. Исходное поле приближается магнитным полем некоторой совокупности элементарных тел. Каждое элементарное тело состоит из трех взаимно перпендикулярных материальных стержней. Точка пересечения стержней является центром тяжести тела. Каждый стержень вытянут по направлению соответствующей координатной оси. Общая геологическая модель, состоящая из совокупности стержней, определена последовательностью параметров:

$$P = \left\{ m, (c_x, c_y, h)_j; (2t_x, 2t_y, 2t_z)_j; (I_x, I_y, I_z)_j \right\}, \\ j = 1, 2, \dots, m, \quad (4)$$

где  $m$  — количество элементарных тел,  $(c_x, c_y, h)$  — центры тяжести тел,  $(2t_x, 2t_y, 2t_z)$  — длины стержней,  $(I_x, I_y, I_z)$  — составляющие вектора интенсивности намагничивания стержневых масс. В результате решения обратной задачи получим численные значения параметров аппроксимационной модели, позволяющие описать исходное поле  $\Delta T_n(i)$  аналитической

функцией и рассчитать некоторые интегральные характеристики возмущающих объектов.

Для проведения качественного анализа аномального магнитного поля также используются производные высших степеней [Маркова, Лапина, 2013, 2014]. На основании построенной аппроксимационной конструкции путем применения соответствующих операторов решения прямой задачи магниторазведки определяем производные высших степеней для вертикальной и горизонтальных составляющих магнитного поля:

$$\frac{\partial T_z}{\partial z}, \frac{\partial^2 T_z}{\partial z^2}, \frac{\partial^3 T_z}{\partial z^3}, \frac{\partial^3 T_z}{\partial x \partial y \partial z}, \frac{\partial^2 T_z}{\partial z \partial x},$$

$$\frac{\partial^3 T_z}{\partial z \partial^2 x}, \frac{\partial^2 T_z}{\partial z \partial y}, \frac{\partial^3 T_z}{\partial z \partial^2 y} \text{ и т. д.},$$

которые позволяют локализовать положения центров тяжести аномалиеобразующих объектов, разделить близко расположенные друг к другу объекты, а также выделить небольшие и неглубоко расположенные тела относительно более крупных и более погруженных намагниченных объектов. Для уточнения конфигурации магнитоактивных источников целесообразно перейти к решению обратной задачи для другой параметризации источников, представленной 2,5D-многогранниками [Булах и др., 1986]. Каждый источник магнитного поля теперь будет описан последовательностью параметров:

$$P1 = \{I_x, I_y, I_z; y_1, y_2; x_1, z_1, x_2, z_2, \dots, x_N, z_N\}, \quad (5)$$

где  $I_x, I_y, I_z$  — составляющие вектора интенсивности намагничивания по осям  $Ox, Oy, Oz$ ;  $y_1, y_2$  — координаты тела по простиранию;  $x_i, z_i$  — координаты угловых точек аппроксимирующих контуров в разрезе;  $N$  — количество угловых точек (сторон) многогранника.

Для решения задачи успешно применяется итерационный метод моделирования – метод автоматизированного подбора [Булах и др., 1976; Булах, 1999; 2006 и др.]. Используемый подход к решению обратных задач сводится к минимизации специально построенных функционалов. С этой целью используется градиентный метод скорейшего спуска.

**Практический пример решения обратной задачи магнитометрии.** В 60-х годах XX ст. Я. П. Маловицким, Б. Д. Угловым, Г. В. Осиповым в пределах остаточного рифтогенного поднятия Шатского и Восточно-Черноморского

рифтогенного прогиба была выделена крупная Алуштинско-Батумская магнитная аномалия. Рассматриваемая аномальная зона представляет собой полосу положительных и сопряженных с ними отрицательных магнитных аномалий. Общая протяженность зоны составляет более 600 км при ширине до 100 км [Осипов и др., 1977; Геология..., 1987]. Интенсивность отдельных экстремумов внутри этой зоны достигает  $\pm(600\text{—}900)$  нТл. Источники аномалии имеют сложную природу [Туголесов и др., 1985; Орлюк и др., 2009]. По мнению авторов работы [Маловицкий и др., 1972] предполагается, что аномальная зона отражает крупный глубинный разлом, вдоль которого произошло внедрение магматических пород основного и ультраосновного составов, сформировавших магнитоактивные тела на глубинах от 11 до 20 км. В работе [Земная..., 1975] приведены результаты расчетов глубины залегания нижних кромок тел в пределах Черноморской впадины, они находятся в диапазоне от 24 до 48 км. Некоторыми исследователями установлено, что распределение глубинных температур в земной коре Черноморской впадины не предполагает возможности сохранения намагниченности на глубинах свыше 30 км. Расчеты показывают, что изотерма Кюри магнетита ( $580^\circ\text{C}$ ) здесь расположена на глубинах 25—30 км [Бурьянов и др., 1983]. Существует также предположение об области палеорифта, источники аномалий в котором формируют два структурных уровня, резко различающихся по глубине залегания [Осипов и др., 1977]. Нижний структурный уровень находится вблизи поверхности основания Черноморской впадины. Верхний уровень образуют тела, расположенные на глубинах 5—8 км, т. е. в толще осадочного чехла. Расчеты интенсивности намагничивания источников Алуштинско-Батумской аномальной зоны показали, что средняя ее величина составляет около 1,3 А/м, и изменяются от 0,5 до 3 А/м. Вектор намагничивания направлен по современному полю Земли. Количественная интерпретация магнитных аномалий Черного моря выполнялась различными авторами в предположении, что основные аномалии вызваны намагниченными изолированными телами пластообразной формы, залегающими в толщах практически немагнитных осадочных образований чехла.

Решение данной задачи проводилось в несколько этапов.

*1 этап. Вычисление поля, обусловленного аппроксимационной моделью — совокупностью*

стержней. Исходное аномальное поле участка исследований размерностью 11×14 км задано вертикальной составляющей вектора напряженности магнитного поля (рис. 1). В аномальном поле зафиксировано  $n=228$  точек на уровне  $Z=0$ . При решении задачи применялись различные методические приемы: моделирование по частям сложных объектов; при различных вариантах закрепления параметров модели; при различных режимах работы программы; многократное решение одной и той же задачи с различными начальными приближениями, модель задавалась как с большим, так и с меньшим числом элементарных тел, которые располагались более глубоко и ближе к поверхности. Для выбора оптимального решения служат максимальное отклонение  $\Delta_{\max}$  и среднее отклонение  $\Delta_{\text{ср}}$  между исходным и теоретическим полями. В табл. 1 приведены значения уровней глубины залегания источников и значения максимального и среднего отклонений при различных вариантах решения задачи. Проанализировав полученные результаты, отметим, что в первых двух случаях при глубинах  $h=25$  км и  $h=20$  км приемлемых результатов решения задачи не получено.

На уровне глубины  $h=15$  км вычислительный процесс осуществляется медленно как

**Т а б л и ц а 1.** Результаты решения задачи при многовариантном подборе

Номер	$h$ , км	$\Delta_{\max}$ , нТл	$\Delta_{\text{ср}}$ , нТл
1	25	222,01	56,58
2	20	205,03	55,39
3	15	99,89	35,85
4	10	73,92	24,51
5	5	74,06	24,36
6	2	64,66	16,67

по скорости сходимости функционала, так и по подбору параметров модели. Полученное решение можно считать удовлетворительным.

При глубине расположения источников  $h=10$  км подбирались как физические, так и геометрические параметры модели. Получено решение, где глубины центров тяжести аномальных источников распределились в интервале от 1,5 до 15 км.

Далее начальная глубина расположения объектов составляет  $h=5$  км, вариации глубин расположения центров тяжести возмущающих источников расположены в интервале от 3,6 до 5,3 км, нижняя кромка расположена от

5,5 до 8 км. Полученные численные значения параметров модели с достаточной точностью соответствуют наблюдаемому полю.

Выберем модель, состоящую из  $m=18$  элементарных тел на глубине  $h=2$  км. В результате решения задачи получена модель, которая наиболее точно позволяет описать исходное аномальное поле аналитическим выражением, значения максимального и среднего расхождений приведены в табл. 1. Точность подбора составляет 3,6 % от максимальной амплитуды поля. Глубины центров тяжести возмущающих источников варьируют от 1,6 до 8 км. Тело с наименьшей глубиной расположено на периферийном участке района исследований. Полученные результаты использованы для построения карты изодинам теоретического поля (рис. 2) и расположения центров тяжести тел подобранной модели в плоскости  $xOy$ . На рис. 3, а, б приведены схемы изогипс глубины залегания центров тяжести и нижней кромки подобранных источников соответственно. Глубина расположения объектов достигает 10 км. Этот результат по экспертным оценкам является одним из лучших вариантов решения задачи.

*II этап. Вычисление и анализ трансформант магнитного поля.* Используя ранее подобранную модель эквивалентных источников магнитного поля, вычислим функции производных высших степеней и проанализируем полученные результаты. На рис. 4, а—г представлены карты изолиний производных высших степеней:

$$\frac{\partial T_z}{\partial z}, \frac{\partial^2 T_z}{\partial^2 z}, \frac{\partial^3 T_z}{\partial^3 z}, \frac{\partial^3 T_z}{\partial z \partial^2 x}$$

Аномалия  $\partial T_z / \partial z$  по своей конфигурации согласуется с наблюдаемым полем  $Z_n$ . Для выделения локальных аномалий используются вторая производная аномального магнитного поля и его производные высших порядков, по графикам вертикальных производных отчетливо выделяются верхние кромки возмущающих объектов, а графики горизонтальных производных имеют экстремумы над угловыми точками аномалиеобразующих тел. На карте изолиний второй производной  $\partial^2 T_z / \partial^2 z$  прослеживается четкое разделение аномалий, обусловленных близко расположенными объектами, на построенных картах производных  $\partial^3 T_z / \partial^3 z$  и  $\partial^3 T_z / \partial z \partial^2 x$  (см.

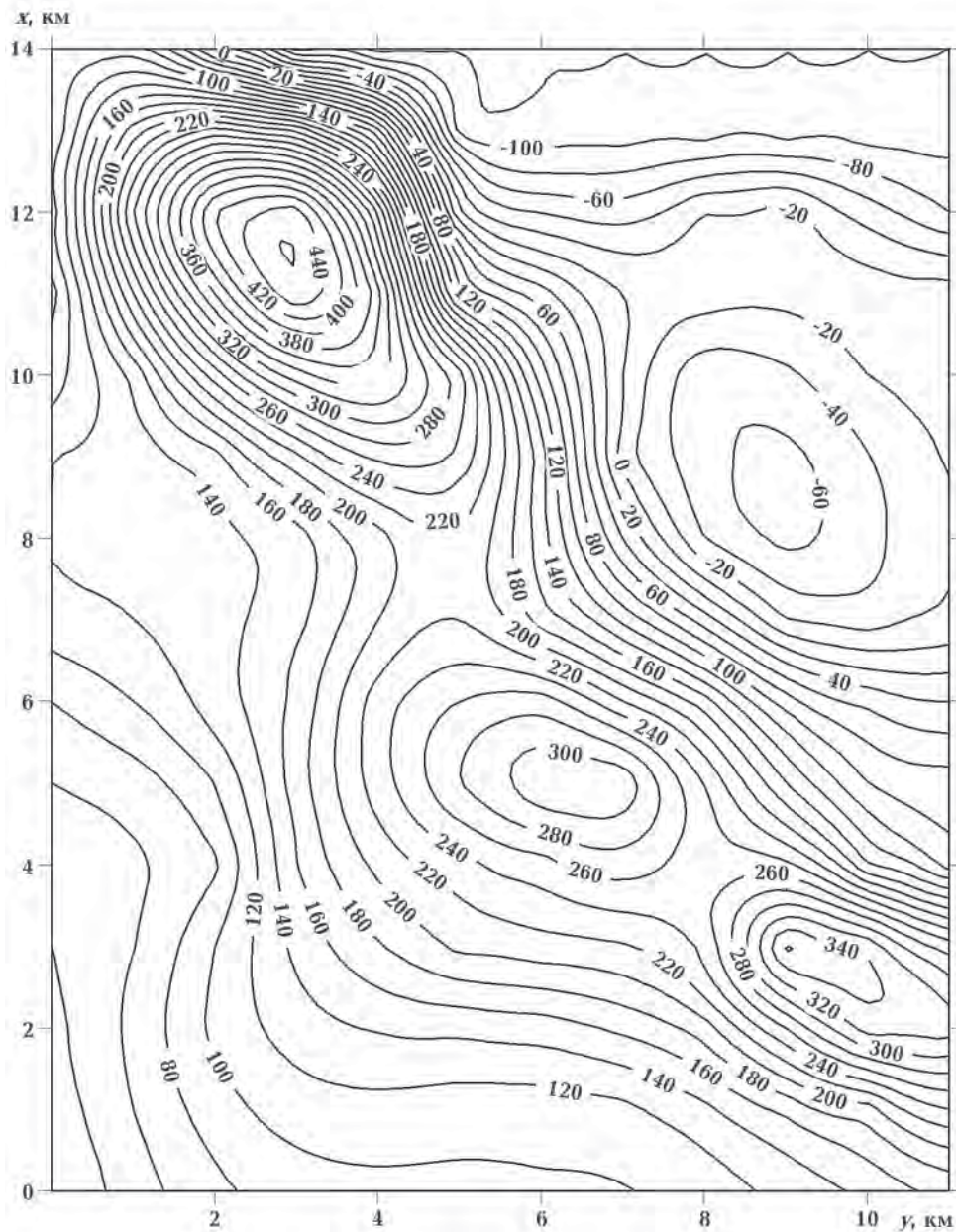


Рис. 1. Карта изодинам вертикальной составляющей напряженности магнитного поля  $Z_v$ , нТл.

рис. 4, в, г) хорошо отображены как неглубоко расположенные источники, так и глубинные. В данном случае на картах производных достаточно четко отмечаются границы отдельных объектов, несмотря на их глубинный характер. Это дает основание предположить о значительной мощности данных объектов. Анализируя построенные карты изогипс магнитного поля (см. рис. 3 а, б) и карты его трансформант (см. рис. 4, а—г), выделяем несколько блоков: первый — нижняя кромка в интервале глубин от 5

до 10 км; второй — на глубине до 10 км; третий — нижняя кромка возмущающих источников на глубине до 9 км.

Таким образом, данные результаты подтверждают полученные ранее и предположения о глубинном характере источников магнитных аномалий, приведенные в работах [Осипов и др., 1977; Геология..., 1987]. Приняв во внимание эти сведения, можно упростить первоначальную геологическую модель, уточнить ее параметры и перейти к количественной

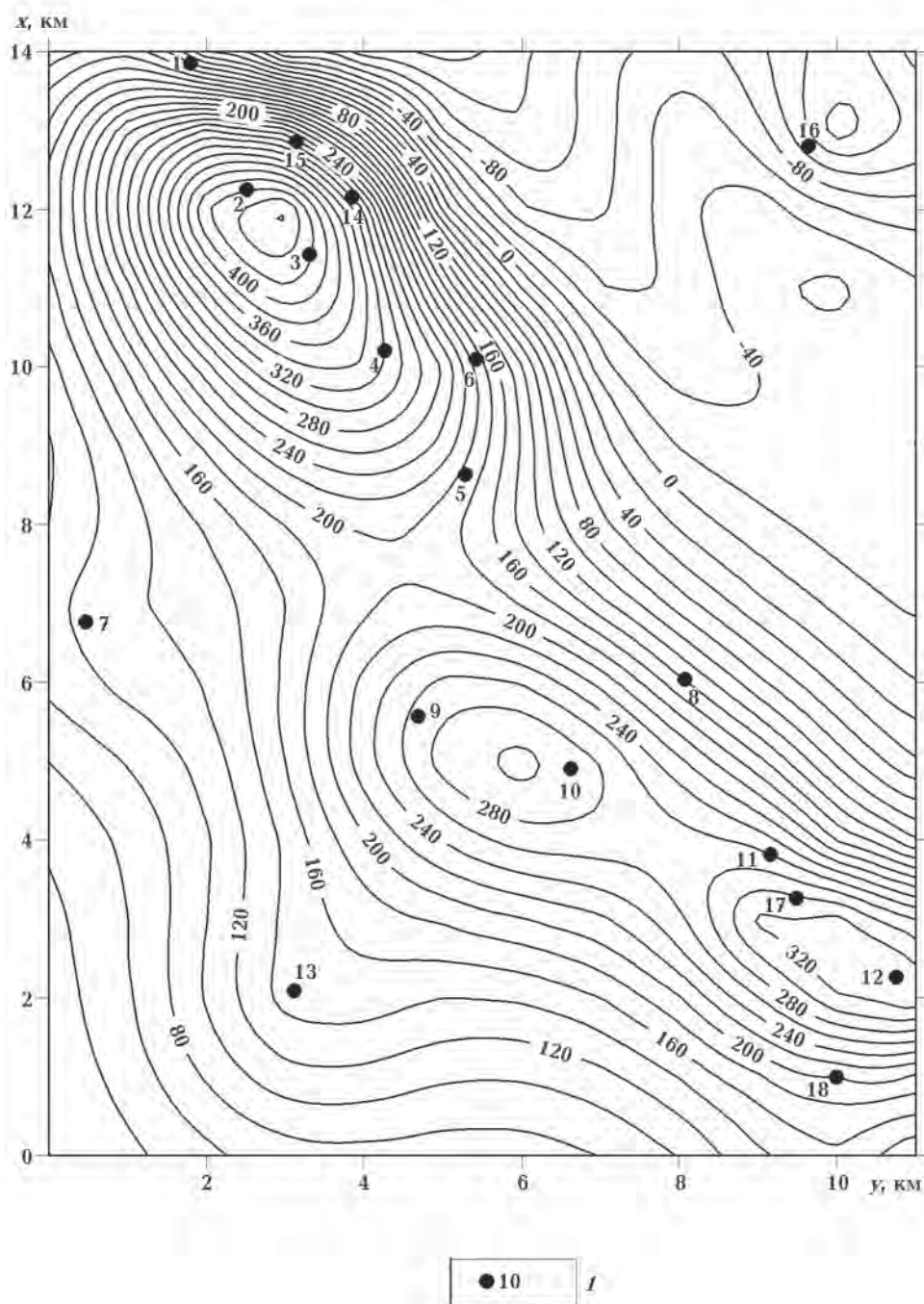


Рис. 2. Карта изодинам вертикальной составляющей напряженности магнитного поля  $Z_n$ , обусловленной аппроксимационной моделью (совокупностью стержней), нТл: 1 — местоположение центров тяжести элементов аппроксимационной конструкции.

интерпретации аномального магнитного поля.

*III этап. Выделение и оконтуривание магнитоактивных источников.* Построение 2.5D-моделей магнитоактивных источников осуществлялось аппроксимацией многоугольными контурами. Такой подход рассматривался ранее для района прогиба Сорокина [Зейгель-

ман, Панченко, 2011; Зейгельман и др., 2011]. Для решения задачи выбрана модель начального приближения, состоящая из четырех элементарных тел. При решении обратной задачи точность подбора характеризуется максимальным отклонением  $\Delta_{\max}=76,77$  нТл, и средним отклонением  $\Delta_{\text{ср}}=2,66$  нТл, что составляет 0,7%.

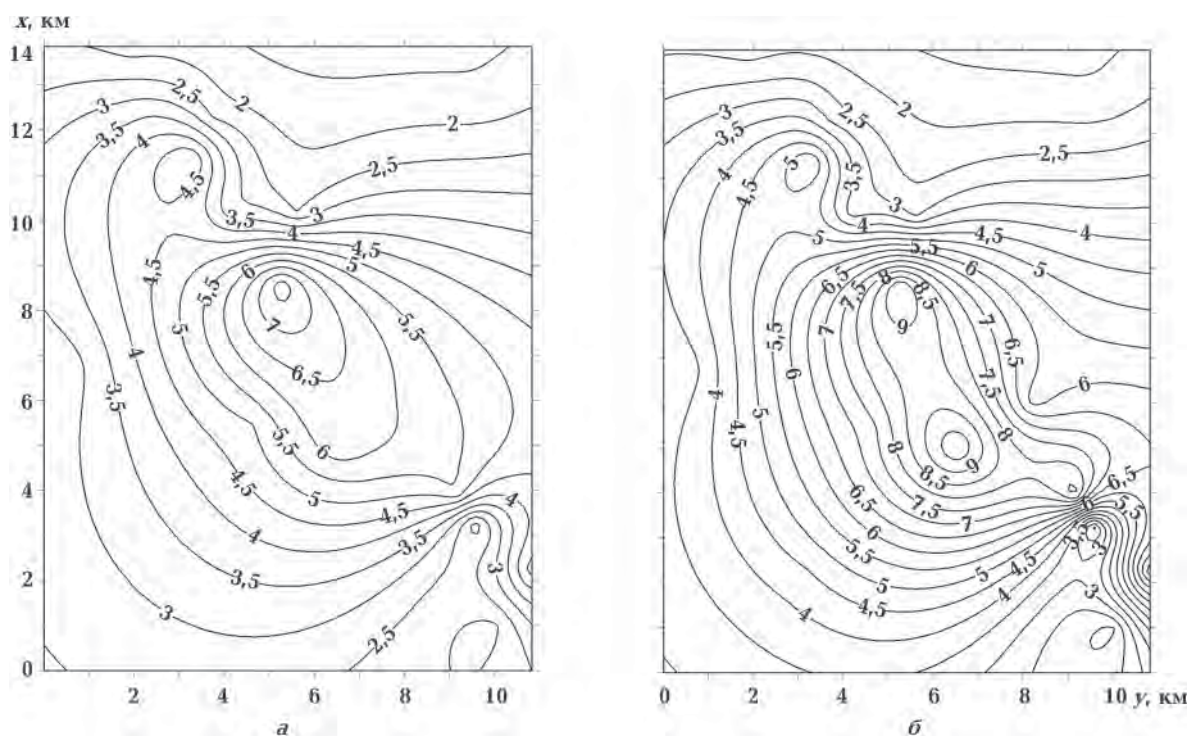


Рис. 3. Карты изогипс глубин расположения: центров тяжести элементов аппроксимационной модели, км (а) и нижней кромки элементов аппроксимационной модели, км (б).

Т а б л и ц а 2. Параметры модели, полученные в результате решения обратной задачи

Номер	Глубина верхней кромки $h_1$ , км	Глубина нижний кромки $h_2$ , км	Интенсивность намагничения $I$ , А/м
1	2	4	0,9
2	3	4,5	1,2
3	3,5	9	0,9
4	3	7	1,3

На рис. 5 представлено поле  $Z'_n$  полученное в результате решения обратной задачи и аномалиеобразующие источники в плоскости  $xOy$ . Результаты решения задачи приведены в табл. 2. Таким образом, получена адекватная модель, которая вполне удовлетворяет наблюдаемому полю и согласуется с ранее полученными результатами других исследователей.

**Заключение.** В статье представлены результаты интерпретации магнитометрических данных на основе разработанного программно-алгоритмического комплекса с использованием априорной геологической информации. В процессе исследований решены следующие важные задачи:

- исходное магнитное поле представлено аналитическим выражением;

- вычислены различные трансформанты аномального поля и проведена качественная интерпретация полученных карт;
- осуществлена оценка глубинной приуроченности аномалиеобразующих объектов;
- выделены и оконтурены интенсивно намагниченные тела, отождествляемые с интрузиями основного и ультраосновного составов, внедренными по глубинному разлому. Выделенные и оконтуренные по результатам интерпретации данных магниторазведки крупные скопления интрузивных пород предположительно могли обеспечить локальный прогрев вышеле-



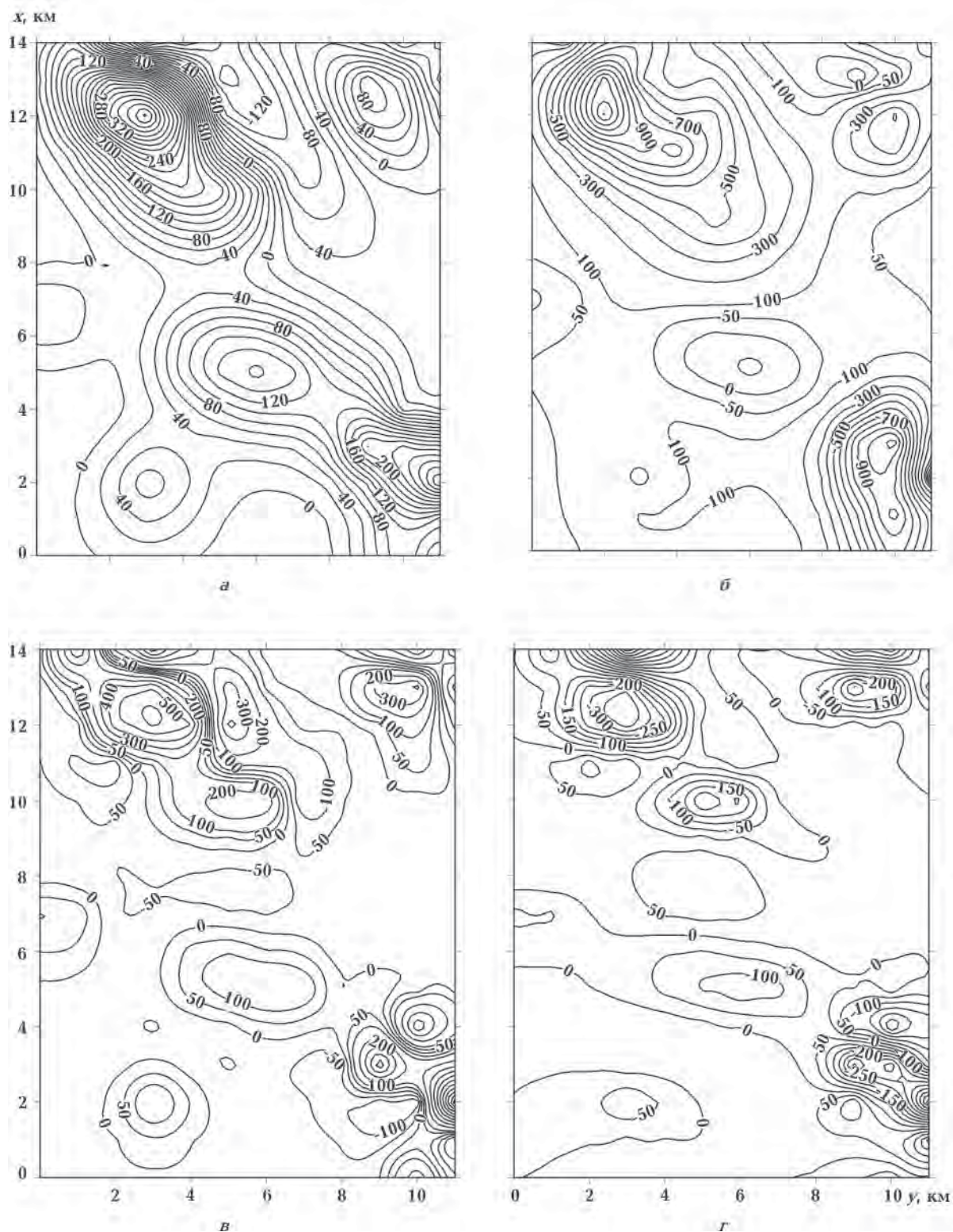


Рис. 4. Карты изолиний высших производных аномального магнитного поля  $T_z$ , нТл: а — производная  $\partial T_z / \partial z$ ; б — производная  $\partial^2 T_z / \partial z^2$ ; в — производная  $\partial^3 T_z / \partial z^3$ ; г — производная  $\partial^3 T_z / \partial z \partial x^2$ , нТл.

жащих осадочных отложений. Таким образом, надинтрузивные участки могут оказаться благоприятными для

формирования месторождений нефти и газа.

На модельных примерах и реальных маг-

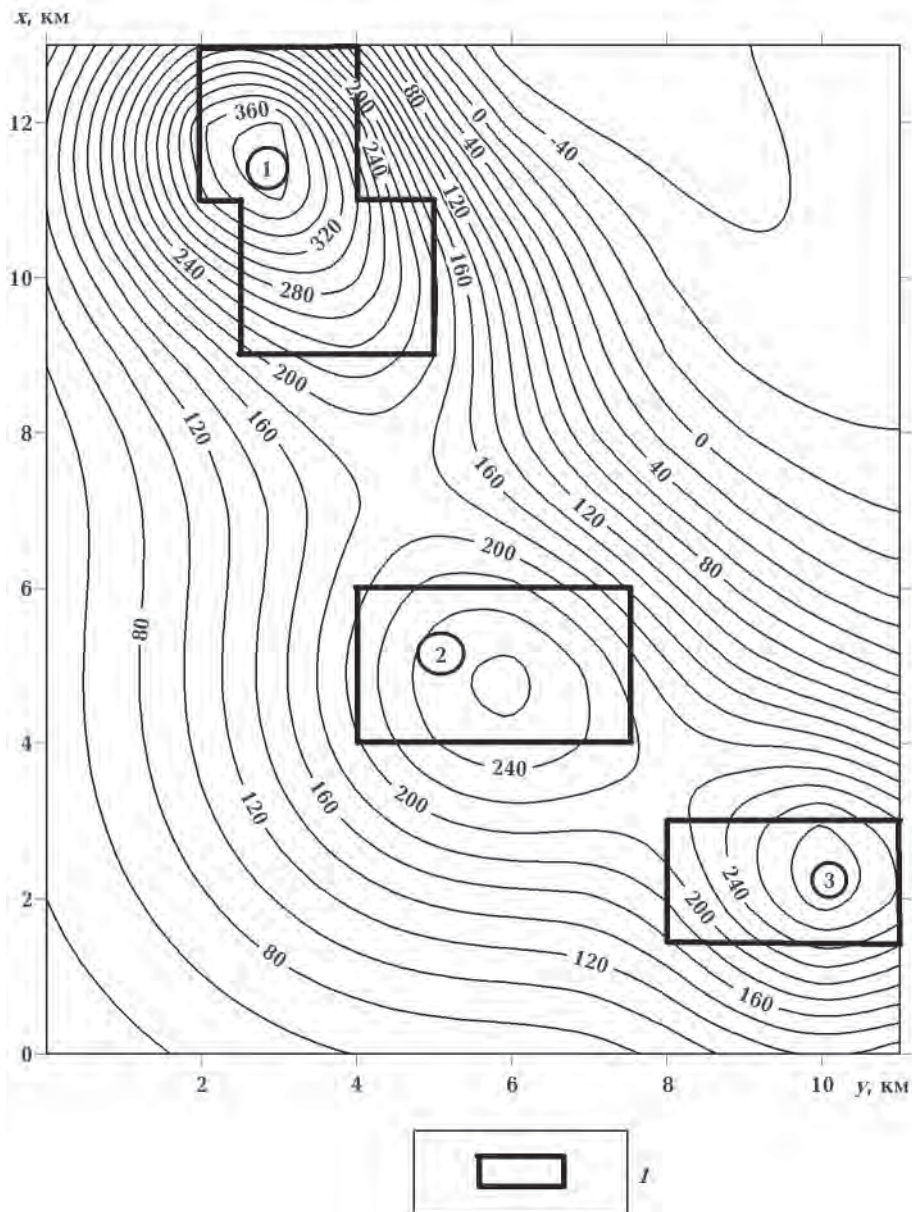


Рис. 5. Результаты решения обратной задачи магниторазведки: 1 — контуры возмущающих объектов и карта изодинам модельного поля  $Z'_n$ , нТл.

нитометрических данных, полученных для района Алуштинско-Батумской аномальной зоны в акватории Черного моря, авторами было успешно опробовано разработанное программно-алгоритмическое обеспечение и определены этапы проведения исследований. Таким образом, показано, что разработанное программно-алгоритмическое обеспечение можно использовать при интерпретации аномальных полей, обусловленных геологическими объектами, расположенными как на малых, так и на больших глубинах. В процессе интерпретации осуществлена декомпозиция

исходных данных, т. е. выполнено разделение поля от разноглубинных объектов, получены аномалии от изолированных тел и тем самым сложная задача сведена к совокупности более простых. Необходимо отметить, что в общем виде задача не имеет решения, однако в конкретной постановке при данном объеме априорной информации она может быть успешно решена. В результате получена апостериорная интерпретационная модель геомагнитных неоднородностей, удовлетворяющая как наблюдаемому полю, так и априорной геологической информации.

## Список литературы

- Балк П. И., Долгаль А. С. Конечноэлементные технологии моделирования в гравиразведке. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publ., 2013. 76 с. <http://www.lap-publishing.com>.
- Балк П. И., Долгаль А. С., Балк Т. В. Сеточные методы решения обратных задач и опыт их применения при прослеживании дифференцированных интрузий по данным гравиразведки. *Геология и геофизика*. 1993. № 5. С. 127—134.
- Балк П. И., Долгаль А. С., Христенко Л. А. Теория и опыт применения монтажного подхода к решению трехмерных обратных задач гравиметрии. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 5. С. 128—141.
- Блох Ю. И. Теоретические основы комплексной магниторазведки. Москва, 2012. 160 с. <http://sigma3d.com/pdf/books/blokh-complex/pdf>.
- Булах Е. Г. К вопросу о методе подбора при решении обратных задач гравиметрии и магнитометрии. *Обзор. Физика Земли*. 2006. № 2. С. 72—77.
- Булах Е. Г. Обзор работ по методам минимизации в обратных задачах гравиметрии и магнитометрии. *Геофиз. журн.* 1999. Т. 21. № 4. С. 5—18.
- Булах Е. Г. Прямые и обратные задачи гравиметрии и магнитометрии. Киев: Наук. думка, 2010. 462 с.
- Булах Е. Г., Зейгельман М. С., Корчагин И. Н. Автоматизированный подбор гравитационных и магнитных аномалий: программно-алгоритмическое обеспечение и методические рекомендации. Деп. в ВИНТИ № 8363-В86. Киев, 1986. 235 с.
- Булах Е. Г., Корчагин И. Н. Исследование метода последовательных приращений в программах автоматизированного подбора гравитационных и магнитных аномалий. *Развед. геофизика*. 1989. № 109. С. 107—114.
- Булах Е. Г., Лапина Е. П. К вопросу о построении аналитической модели внешнего магнитного поля. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 2. С. 42—50.
- Булах Е. Г., Лапина Е. П. Обратные задачи магнитометрии в классе стержневых тел в связи с построением аналитической модели исходного поля. *Геофиз. журн.* 2002. Т. 24. № 4. С. 60—70.
- Булах Е. Г., Ржаницын В. А., Маркова М. Н. Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки. Киев: Наук. думка, 1976. 219 с.
- Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Кулик С. Н., Логвинов И. М. Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов. Киев: Наук. думка, 1983. 174 с.
- Геология шельфа УССР. Тектоника. Отв. ред. В. Б. Соллогуб. Киев: Наук. думка, 1987. 150 с.
- Долгаль А. С. Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитных съемок в горной местности. Абакан: ООО «Фирма Март», 2002. 188 с.
- Завойский В. Н., Неижсал Ю. Е. Декомпозиционно-итерационный метод решения обратной задачи магниторазведки. *Геофиз. журн.* 1979. Т. 1. № 2. С. 46—52.
- Зейгельман М. С., Михеева Т. Л., Панченко Н. В. К истолкованию магнитных аномалий над телами рудных габброидов Коростенского Плутона (Украинский щит). *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 1. С. 114—127.
- Зейгельман М. С., Панченко Н. В. Обратная задача магниторазведки: особенности технологии поиска многовариантных решений. В зб.: *Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики*. Київ, 2011. С. 158—169.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины. Под ред. Ю. Д. Буланже, М. В. Муратова, С. И. Субботина, Б. К. Балавадзе. Москва: Наука, 1975. 358 с.
- Кобрунов А. И. Теоретические основы решения обратных задач геофизики. Ухта: Изд. Ухтинский индустриальный институт, 1995. 228 с.
- Костицин В. И. Методы повышения точности и геологической эффективности детальной гравиразведки: Избранные труды. Пермь: Изд. Пермского гос. ун-та, 2002. 224 с.
- Маловичко А. К., Тарунина О. Л. Использование высших производных при обработке и интерпретации результатов геофизических наблюдений. Москва: Недра, 1981. 186 с.
- Маловицкий Я. П., Углов Б. Д., Осипов Г. В. Некоторые черты глубинного строения Черноморской впадины по данным гидромагнитной съемки. *Морская геология и геофизика*. 1972. № 3. С. 12—21.
- Маркова М. Н., Лапина Е. П. Высшие производные магнитного поля, их исследование и возможности практического использования для решения задач магнитометрии. В зб.: *Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики*. Вип. 10. Київ, 2013. С. 81—98.
- Маркова М. Н., Лапина Е. П. Исследования и возможности практического применения высших производных магнитного потенциала для решения задач магнитометрии. В зб.: *Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики*. Вип. 11. Київ, 2014. С. 102—120.

- Овчаренко А. В. Подбор сечения двумерного тела по гравитационному полю. В кн.: *Вопросы нефтяной и рудной геофизики*. Вып. 2. Алма-Ата: Изд-во Казахского политехн. ин-та, 1975. С. 71—75.
- Орлюк М. И., Пашкевич И. К., Лебедь Т. В. 3D магнитная модель земной коры Азово-Черноморского региона. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 5. С. 102—114.
- Осипов Г. В., Свистунов Ю. И., Терехов А. А. О возможной природе Алуштинско-Батумской магнитной аномалии на Черном море. *Геотектоника*. 1977. № 1. С. 74—79.
- Старостенко В. И. Определение вертикальных производных потенциала притяжения по результатам наблюдений с горизонтальным гравитационным градиентометром. Киев: Наук. думка, 1970. 100 с.
- Старостенко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наук. думка, 1978. 228 с.
- Старостенко В. И., Легостаева О. В., Макаренко И. Б., Савченко А. С. Комплекс программ автоматизированной интерпретации данных потенциальных полей (GMT-Auto). *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 1. С. 42—52.
- Страхов В. Н. Интерпретационные процессы в гравиметрии и магнитометрии — это реализации единого аппроксимационного подхода. Основные идеи и конструктивные принципы. *Физика Земли*. 2001. № 10. С. 3—18.
- Страхов В. Н. Об эффективных по быстродействию и точности методах построения линейных аналитических аппроксимаций в геофизике, геоинформатике и гравиметрии. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 1. С. 56—84.
- Страхов В. Н. Основные направления развития теории и методологии интерпретации геофизических данных на рубеже XXI столетия. Ч. 1. *Геофизика*. 1995а. № 3. С. 9—18.
- Страхов В. Н. Основные направления развития теории и методологии интерпретации геофизических данных на рубеже XXI столетия. Ч. 2. *Геофизика*. 1995б. № 4. С. 10—20.
- Страхов В. Н., Лапина М. И. Монтажный метод решения обратной задачи гравиметрии. *Докл. АН УССР*. 1976. Вып. 227. № 2. С. 344—347.
- Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев Е. М. Тектоника мезокайнозойских обложений Черноморской впадины. Москва: Недра, 1985. 210 с.

## Localization of geological objects according to magnetometric data with application of algorithms of automated selection

© E. P. Lapina, T. L. Miheeva, N. V. Panchenko, 2016

The method of carrying out quality and quantitative interpretation of basic magnetometric data on the basis of use of analytical approximation of potential fields and some set of derivative highest degrees is offered. In the course of the researches the following tasks are solved: creation of numerical model of the anomalous field is executed, transformant of magnetic field are calculated and quality interpretation of the received results is carried out, modeling local the anomalous of sources is executed. The developed software is tested on the model examples and magnetometric data obtained for the region of the Alushta and Batumi anomalous area in the water area of the Black Sea.

**Key words:** qualitative and quantitative interpretation, inverse problem, analytical approximation, the magnetic field, derivatives of the highest degree, geological object.

### References

- Balk P. I., Dolgal A. S., 2013. Finite element modeling technology in gravity. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publ., 76 с. <http://www.lap-publishing.com> (in Russian).
- Balk P. I., Dolgal A. S., Balk T. V., 1993. Grid methods for solving inverse problems and experience of their use in pursuit of differentiated intrusions according to gravity. *Geologiya i geofizika* (5), 127—134 (in Russian).
- Balk P. I., Dolgal A. S., Khristenko L. A., 2009. Theory and experience of mounting approach to solving the three-dimensional inverse problems of gravimetry.

- Geofizicheskiy zhurnal* 31(5), 128—141 (in Russian).
- Bloch Yu. I., 2012. Theoretical bases of a complex magnetic survey. Moscow, 160 p. <http://sigma3d.com/pdf/books/blokh-complex/pdf> (in Russian).
- Bulakh E. G., 2006. On the use of the fitting method in solving inverse problems of gravimetry and magnetometry. *Fizika Zemli* (2), 72—77 (in Russian).
- Bulakh E. G., 1999. A review of studies on methods of minimizing in inverse problems of gravimetry and magnetometry. *Geofizicheskiy zhurnal* 21(4), 5—18 (in Russian).
- Bulakh E. G., 2010. Direct and inverse problems of gravimetry and magnetometry. Kiev: Naukova Dumka, 462 p. (in Russian).
- Bulakh E. G., Zeygelman M. S., Korchagin I. N., 1986. Automated selection of gravity and magnetic anomalies: software and algorithmic support and methodical recommendations. Dep. VINITI number 8363-V86. Kiev, 235 p.
- Bulakh E. G., Korchagin I. N., 1989. The study of the method of successive increments in the programs of the automated selection of gravity and magnetic anomalies. *Razvedochnaya geofizika* (109), 107—114 (in Russian).
- Bulakh E. G., Lapina E. P., 2008. On the construction of an analytical model of an external magnetic field. *Geofizicheskiy zhurnal* 30(2), 42—50 (in Russian).
- Bulakh E. G., Lapina E. P., 2002. Inverse magnetometric problems in a class of rod-shaped bodies associated with setting up an analytical model of the initial field. *Geofizicheskiy zhurnal* 24(4), 60—70 (in Russian).
- Bulakh E. G., Rzhantsyn V. A., Markova M. N., 1976. Application of the method minimizing at the solutions problems the structural geology on the data gravimetric prospecting. Kiev: Naukova Dumka, 219 p. (in Russian).
- Buryanov V. B., Gordienko V. V., Kulik S. N., Logvinov I. M., 1983. Complex geophysical study tectonosphere of continents. Kiev: Naukova Dumka, 174 p. (in Russian).
- Geology shelf of USSR. Tectonics.* 1987. Ed. V. B. Sollogub. Kiev: Naukova Dumka, 150 p. (in Russian).
- Dolgal A. S., 2002. Computer technology data processing and interpretation of gravity and magnetic surveys in the highlands. Abakan: Firma Mart, 188 p. (in Russian).
- Zavoyskiy V. N., Neizhsal Yu. E., 1979. Decomposition and iterative method for solving the inverse problem of magnetic prospecting *Geofizicheskiy zhurnal* 1(2), 46—52 (in Russian).
- Zeygelman M. S., Mikheeva T. L., Panchenko N. V., 2011. On the nature of magnetic anomalies above the bodies of ore gabbroides of the Korosten pluton (the Ukrainian Shield). *Geofizicheskiy zhurnal* 33(1), 114—127 (in Russian).
- Zeygelman M. S., Panchenko N. V., 2011. The inverse problem of magnetic prospecting: features search technology of multiple solutions. In: *Theoretical and applied aspects of geoinformatics*. Kyiv, P. 158—169 (in Russian).
- The earth's crust and the history of the Black Sea basin*, 1975. Eds. Yu. D. Bulanzhe, M. V. Muratov, S. I. Subbotin, B. K. Balavazde. Moscow: Nauka, 358 p. (in Russian).
- Kobrunov A. I., 1995. Theoretical basis of the solution of inverse problems of geophysics. Ukhta: Publ. UII, 228 p. (in Russian).
- Kostitsin V. I., 2002. Methods of improving the accuracy and geological efficiency of detailed gravimetric prospecting: Selected Works. Perm: Perm Stat. Univ. Press, 224 p. (in Russian).
- Malovichko A. K., Tarunina O. L., 1981. Use of higher derivatives at processing and interpretation results of geophysical observation. Moscow: Nedra, 186 p. (in Russian).
- Malovitskiy Ya. P., Uglov B. D., Osipov G. V., 1972. Some features of the deep structure of the Black Sea basin according hydromagnetic survey. *Morskaya geologiya i geofizika* (3), 12—21 (in Russian).
- Markova M. N., Lapina E. P., 2013. Higher derivatives of the magnetic field of the study and the possibility of practical use for the solution of problems magnetometry. In: *Theoretical and applied aspects of geoinformatics*. Is. 10. Kyiv, P. 81—98 (in Russian).
- Markova M. N., Lapina E. P., 2014. Research and possible practical applications of higher derivatives of the magnetic potential for solving problems magnetometry. In: *Theoretical and applied aspects of geoinformatics*. Is. 11. Kyiv, P. 102—120 (in Russian).
- Ovcharenko A. V., 1975. Selection of section of two-dimensional body on the gravitational field. In: *Questions of oil and ore geophysics*. Vol. 2. Alma-Ata: Publ. House of the KPI, P. 71—75 (in Russian).
- Orlyuk M. I., Pashkevich I. K., Lebed T. V., 2009. 3D magnetic model of the Earth's crust of the Azov-Black Sea region. *Geofizicheskiy zhurnal* 31(5), 102—114 (in Russian).
- Osipov G. V., Svistunov Yu. I., Terekhov A. A., 1977. Possible nature of Alushta-Batumi magnetic anomaly on the Black Sea. *Geotektonika* (1), 74—79 (in Russian).

- Starostenko V. I.*, 1970. Definition vertical derivative of the potential of gravity on the results of observations with horizontal gravity gradiometer. Kiev: Naukova Dumka, 100 p. (in Russian).
- Starostenko V. I.*, 1978. Stable numerical methods in problems of gravimetry. Kiev: Naukova Dumka, 228 p. (in Russian).
- Starostenko V. I., Legostaeva O. V., Makarenko I. B., Savchenko A. S.*, 2015. Software system for automated data interpretation of potential fields (GMT-Auto). *Geofizicheskiy zhurnal* 37(1), 42—52 (in Russian).
- Strakhov V. N.*, 2001. Interpretive process in gravity and magnetic - is the implementation of a unified approximation approach. The basic ideas and constructive principles. *Fizika Zemli* (10), 3—18 (in Russian).
- Strakhov V. N.*, 2007. On effective on speed and accuracy of the methods of constructing the linear analytical approximations in geophysics, geoinformatics and gravimetry. *Geofizicheskiy zhurnal* 29(1), 56—84 (in Russian).
- Strakhov V. N.*, 1995a. Main directions of development of the theory and methodology of interpretation of geophysical data at the turn of the XXI century. Pt. 1. *Geofizika* (3), 9—18 (in Russian).
- Strakhov V. N.*, 1995b. Main directions of development of the theory and methodology of interpretation of geophysical data at the turn of the XXI century. Pt. 2. *Geofizika* (4), 10—20 (in Russian).
- Strakhov V. N., Lapina M. I.*, 1976. Mounting method for solving the inverse problem of gravimetry. *Doklady AN USSR* (2), 344—347 (in Russian).
- Tugolesov D. A., Gorshkov A. S., Meysner L. B., Solovyev V. V., Khakhalev E. M.*, 1985. Meso-Cenozoic Tectonics levies Black Sea basin. Moscow: Nedra, 210 p. (in Russian).

## Вивчення властивостей п'єзоелектричного датчика KD-35 на калібрувальному пристрої методом зовнішнього імпульсу та на реальній трасі

© С. В. Щербіна<sup>1</sup>, Ю. В. Лісовий<sup>1</sup>, А. І. Фещенко<sup>1</sup>, О. І. Бріцький<sup>2</sup>, 2016

<sup>1</sup>Інститут геофізики НАН України, Київ, Україна

<sup>2</sup>Інститут проблем реєстрації інформації НАН України, Київ, Україна

Надійшла 3 жовтня 2016 р.

Представлено членом редколегії Д. М. Гринем

Микросейсмический мониторинг массивов горных пород, например шахт, позволит получить данные о состоянии массива на границах отработанных пространств при различных уровнях выполнения горных работ. Основными проблемами мониторинга являются отсутствие информации о состоянии массива над выработанным пространством и несовершенство аппаратуры, которая должна обеспечивать высокую точность и чувствительность исследований. На примере пьезоэлектрического датчика KD-35 показано изучение его характеристик по данным лабораторных испытаний, предварительной калибровки и исследовательских полевых работ с целью изучения свойств откликов пьезодатчика (сенсора) на внешние возбудители на различных расстояниях от него.

**Ключевые слова:** пьезоэлектрический датчик, сенсор, акселерометр, свойства пьезодатчика, калибровка, микросейсмический мониторинг опасных объектов.

**Вступ.** Відсутність інформації про стан масиву гірських порід над виробленим простором (порожнинами), а також недосконалість апаратури є основними проблемами моніторингу. Контроль п'єзоелектричними приладами (сенсорами) через порожнини і зруйновану породу є малоефективним. За відстані в кілька сотень метрів від такого приладу до досліджуваного явища не доводиться сподіватися на визначення процесу утворення мікротріщин і навіть магістральних тріщин унаслідок малої енергії самого явища і суттєвого її загасання. Враховуючи відсутність інформації про характер порушеності масиву порід, не можна точно визначити енергію потужніших проявів «спливання», наприклад енергію відриву плит або блоків. Разом з тим відсутність інформації про характер тріщинуватості масиву не дає змоги оцінити відстань до певного явища за ступенем загасання. Саме тому висока чутливість п'єзодатчиків може забезпечувати векторизацію даних щодо проявів різноманітних явищ.

Нижче наведено види геомеханічних проявів у масиві, які бажано контролювати.

1. *Утворення мікротріщин.* Відомі прилади дають змогу контролювати інтенсивність мікроруйнування масиву за акустичною емісією. Рівень напруженого стану та інтенсив-

ність мікроруйнування оцінюють за частотою проходження акустичних імпульсів.

2. *Утворення магістральних тріщин.* Ці процеси людина може відчувати на відстані від десятків до сотень метрів як клацання. Вважають, що утворення магістральних тріщин характерно для самого масиву гірських порід. Прояв магістральних тріщин у приповерхневому шарі реалізується як викиди породи, чого допускати не можна, тому необхідно запровадити превентивний контроль.

3. *Спливання пустот.* Для контролю явища відриву великих плит і блоків необхідно використовувати трикомпонентні сенсори.

**Стан проблеми та постановка задачі.** 19 квітня 2014 р. на території Сілезького воєводства Польщі було зафіксовано землетрус магнітудою 4,0. Зникли безвісти декілька шахтарів, які на той час знаходилися в шахті «Вуек-Шленськ». За даними Геологічної служби США (United States Geological Survey), епіцентр землетрусу знаходився поблизу населеного пункту Руда-Сленська.

16 квітня 2015 р. у смт Солотвино Закарпатської обл. України провал ґрунту спричинив утворення карстової лійки розміром 60×50 м і завглибшки 45 м. Найпримітнішим є той факт, що карстова лійка утворилася поруч із Солот-

винським солерудником. Отже, забезпечення мікросейсмічного моніторингу безпосередньо на ділянках гірничих виробок або близько від них є нагальною проблемою. Виконання такого моніторингу спеціальними високочутливими приладами дасть змогу уникнути у майбутньому людських жертв.

Вивчення властивостей приладів, що мають забезпечувати високу чутливість реєстрації мікросейсмічних коливань, також є проблемним. Слід наголосити, що для забезпечення моніторингу геомеханічних процесів у масивах гірських порід насамперед потрібно вивчати властивості самого датчика (сенсора), застосовуючи різні методи для визначення рівня його чутливості, а отже, підбору якнайоптимальнішого варіанта для виконання різних завдань.

**Мета.** Демонстрація лабораторного вивчення властивостей п'єзодатчика для визначення рівня його чутливості.

**Результати досліджень.** Властивості п'єзодатчика вивчали на запатентованому калібрувальному пристрої [Пат. ..., 2013]. П'єзодатчик міцно закріплений металевою стрічкою до рухомого блока платформи (рис. 1), що рухався тільки вертикально. Вертикальний рух платформи забезпечений генератором сигналу прямокутної форми. П'єзодатчик складається з двох частин з вертикальним гвинтовим з'єднанням.

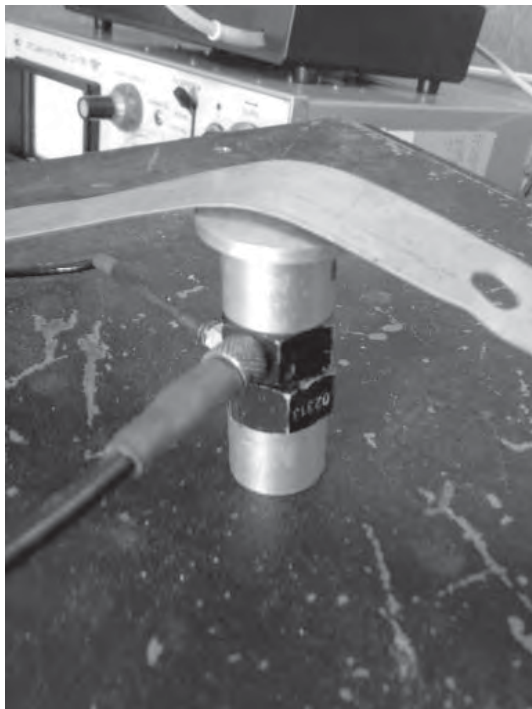


Рис. 1. П'єзодатчик KD-35 (акселерометр), установлений на рухомій частині платформи.

Для оцифрування сигналу, його контролю і збереження п'єзодатчик було з'єднано зі станцією UK16 [Щербіна, Лісовий, 2008]. Під час калібрування вхідним прямокутним сигналом з амплітудою 2,5 мкм на вхід 24-бітного АЦП подавали напругу близько 2,3 В (рис. 2). Це значення цілком припустимо для вимірювання амплітуди зовнішніх мікросейсмічних сигналів різної природи [Щербіна, 2011].

Для дослідження технічних можливостей п'єзодатчика щодо реєстрації зовнішнього сиг-

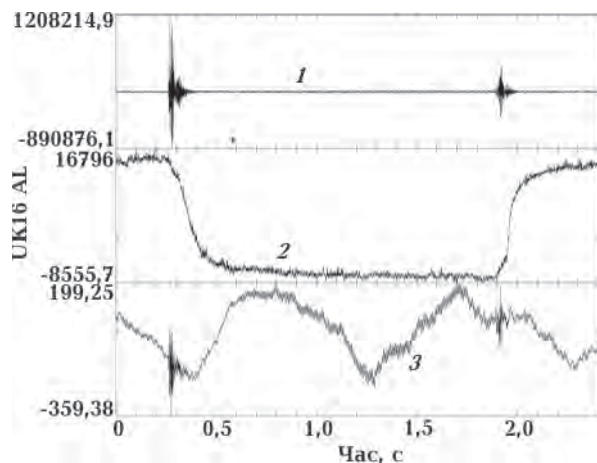


Рис. 2. Відгук п'єзодатчика KD-35 (1) на прямокутний сигнал платформи амплітудою 2,5 мкм (2), запис сейсмометра СМ-3КВ (3).

**Т а б л и ц я 1.** Вхідні зміщення платформи для п'єзодатчика

Амплітуда вхідного сигналу, мкм	Енергія сигналу, мкДж
2,5	53,13
3,3	92,57
5	212,50
10	850
20	3400
30	7650
40	13600
50	21250
70	41650
80	54400
100	85000
120	122400
140	166600
160	217600
180	275400
200	340000
220	411400
250	531250
300	765000



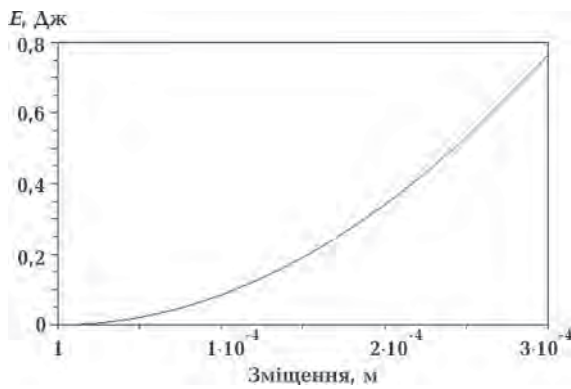


Рис. 3. Динаміка потенціальної енергії вхідного сигналу платформи на акселерометр (п'єзодатчик).

налу прилад протестовано на калібрувальному пристрої в діапазоні від 2,5 до 300 мкм (табл. 1, рис. 3, 4).

Відповідно до попереднього аналізу амплітуд прискорень, за різних амплітуд вхідного прямокутного сигналу платформи від 2,5 до 300 мкм амплітуди прискорень суттєво змінюються не за величиною (рис. 5), а за формою, що відображує реальні властивості реакції акселерометра (п'єзодатчика) на вхідні сигнали однакової форми, але різні за тривалістю. За допомогою інтегрального обчислення розраховано швидкісні відгуки акселерометра на вхідні прямокутні сигнали (рис. 6).

З метою дослідження чутливості п'єзодатчика ОПКІ-А0311-Л136-08 щодо зовнішніх впливів у роботі [Отчет..., 2011] застосовано метод, в якому використано зовнішнє пружне тіло у формі кулі для запису відгуку приладу на удар по його корпусу. У нашому дослідженні застосовано подібний метод, в якому удар зовнішнього тіла (кулі) спрямовано на точку металевої

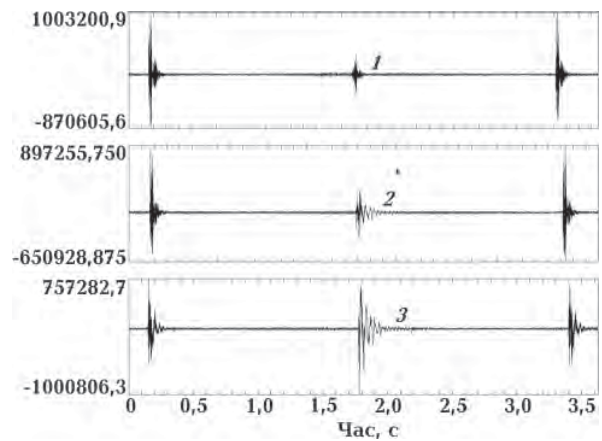


Рис. 5. Записи прискорень платформи п'єзодатчиком за амплітуд вхідного прямокутного сигналу 10 (1), 100 (2) і 300 мкм (3).

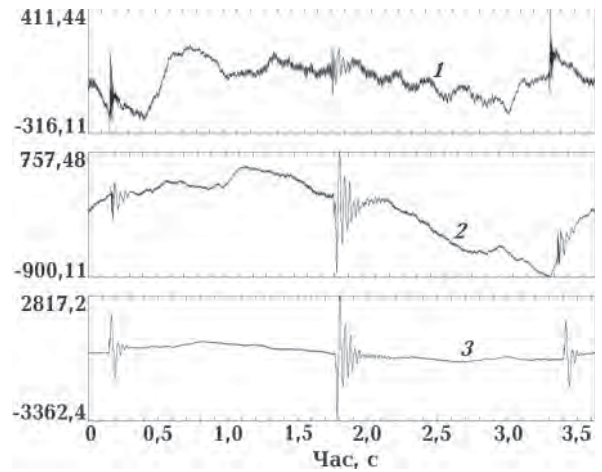


Рис. 6. Розрахункові швидкості платформи, отримані з прискорень п'єзодатчика за амплітуд вхідного сигналу 10 (1), 100 (2) і 300 мкм (3).

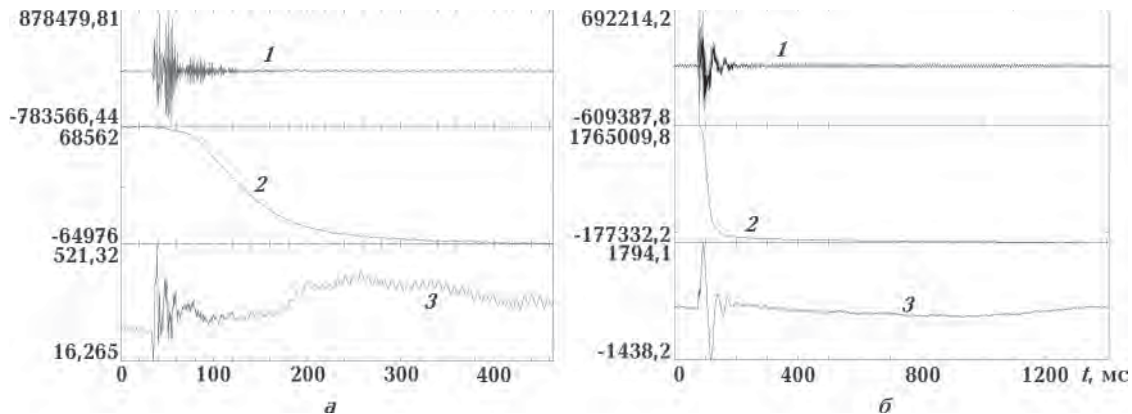


Рис. 4. Відгук п'єзодатчика KD-35 (1) на прямокутний сигнал платформи (2) і розрахована швидкість (3) за вхідного прямокутного сигналу 20 (а) і 300 мкм (б).

частини платформи, яка знаходиться на відстані 5 мм від точки розташування п'єзодатчика KD-35 (рис. 7, 8).

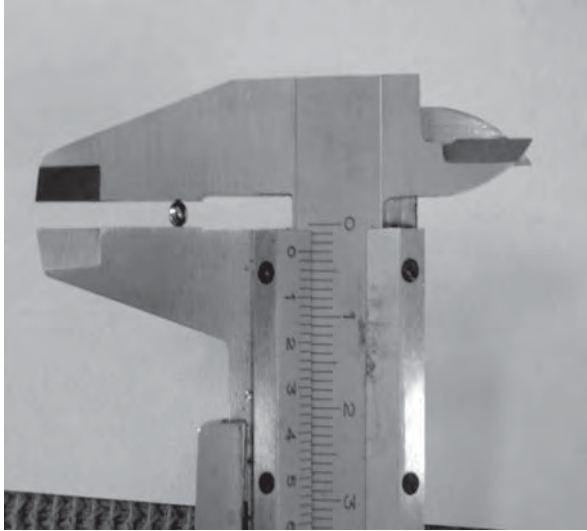


Рис. 7. Вимірювання діаметра кульки для розрахунку її маси ( $D=3$  мм).

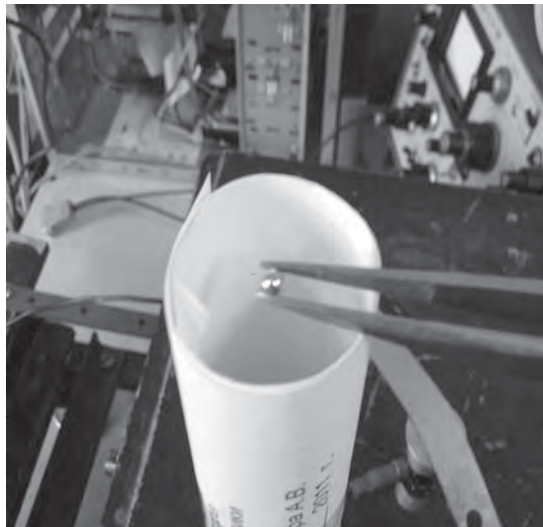


Рис. 8. Паперовий циліндр змінної довжини для вивчення статистики відгуків п'єзодатчика на удари кулі масою 0,87 г.

На рис. 9 показано відгуки п'єзодатчика на удар кульки на відстані 5 мм від приладу: видно, як зменшуються за амплітудою вільні відгуки його на затухаючі за амплітудою зовнішні впливи. Удар зовнішнього предмета по точці, яка розташована поруч з п'єзодатчиком, а не по ньому самому, є природнішим, тому в такому варіанті різкий зовнішній вплив є найточнішою і реальнішою копією природного

впливу навколишнього середовища на реєструвальний прилад, ніж удар прямо по корпусу п'єзодатчика. Іншими словами, п'єзодатчик у наведеному варіанті запису має власний відгук малого об'єму навколишнього матеріалу середовища, на якому він розташований, а не сумарний відгук власної оболонки, і малого об'єму навколишнього середовища під ним, на вібрації якого він реагує.

Результати розрахунку коефіцієнта лінійної залежності одиниць АЦП від енергії зовнішнього впливу (мкДж) у вигляді удару кульки по платформі показано на рис. 10.

Імпульсні дії падаючої кульки на п'єзодатчик здійснювали з різної висоти для вибору різних значень енергії зовнішнього впливу і кілька разів (від 7 до 10) — для набору статистичних даних у вигляді середніх значень (рис. 10). Отже, за коефіцієнтом зв'язку (16537,1 од.АЦП/мкДж) між енергією зовнішнього впливу на п'єзодатчик і його відгук на зовнішній імпульс (в одиницях АЦП) можна визначити мінімально допустиму енергію зовнішнього впливу на п'єзодатчик, значенням якої можна довіряти (табл. 2).

Як видно з результатів розрахунку відгук п'єзодатчика KD-35 є мінімально довірчим за амплітудами АЦП при енергії процесу зовнішнього впливу на нього в межах не менш як 0,01—0,03 мкДж у точці, розташованій від нього на відстані близько 5,0 мм (табл. 2). Вибір мінімальних довірчих значень енергії зовнішнього впливу на п'єзодатчик у межах 0,01—0,03 мкДж визначений властивостями самого АЦП, власний шум якого в 3 рази менший за мінімально допустимі значення (165,37) і становить 30—50 од. АЦП.

Крім лабораторних випробувань і попереднього калібрування п'єзодатчика KD-35 було

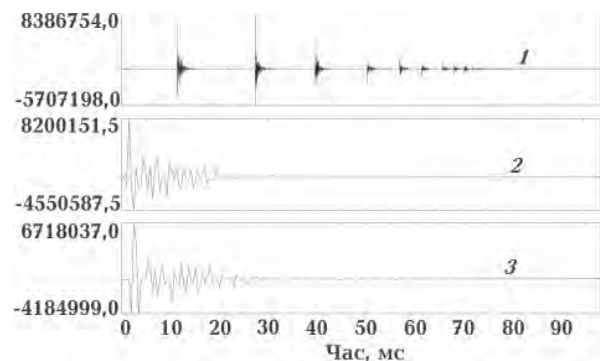


Рис. 9. Запис ударів кульки масою 0,87 г по точці, ближній до п'єзодатчика: 1 — набір самостійних затухаючих періодичних ударів кульки; 2, 3 — записи двох перших ударів кульки.

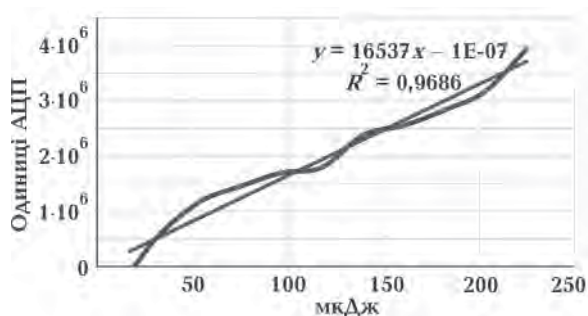


Рис. 10. Розрахунок коефіцієнта лінійної залежності відгуку п'єзодатчика (в одиницях АЦП) від енергії зовнішнього впливу  $E$  у вигляді удару кульки масою 0,87 г по точці, близької до п'єзодатчика KD-35.

проведено певні дослідні польові роботи для вивчення властивостей його відгуків на зовнішні удари металевим предметом загальною масою 8,5 кг з висоти 1 м на різних відстанях від його розташування в ґрунті до точки удару від 35 до 2 м (рис. 11, 12). Геологічну будову ділянки дослідження властивостей п'єзодатчика наведено у статті [Щербіна, Криль, 2012].

**Т а б л и ц я 2.** Розрахункові значення коефіцієнта перетворення енергії падіння кульки

$E$ , мкДж	$K$ , од. АЦП
0,010	165,370
0,030	496,110
0,050	826,850
0,070	1157,590
0,090	1488,330
0,100	1653,700
0,200	3307,400

Енергія удару в будь-якій точці спостережень від 1 до 35 м становила 83,4 Дж. Коефі-



Рис. 11. Розміщення п'єзодатчика на металевому стрижні для вивчення його властивостей на глибині в ґрунті 30—40 см.

цієнт перетворення 16537,1 од. АЦП/мкДж, розрахований для вивчення дії на п'єзодатчик малої кульки діаметром 3,0 мм і масою 0,87 г, у цьому випадку досліджень неприйнятний і має бути розрахований заново. Це зумовлено тим,

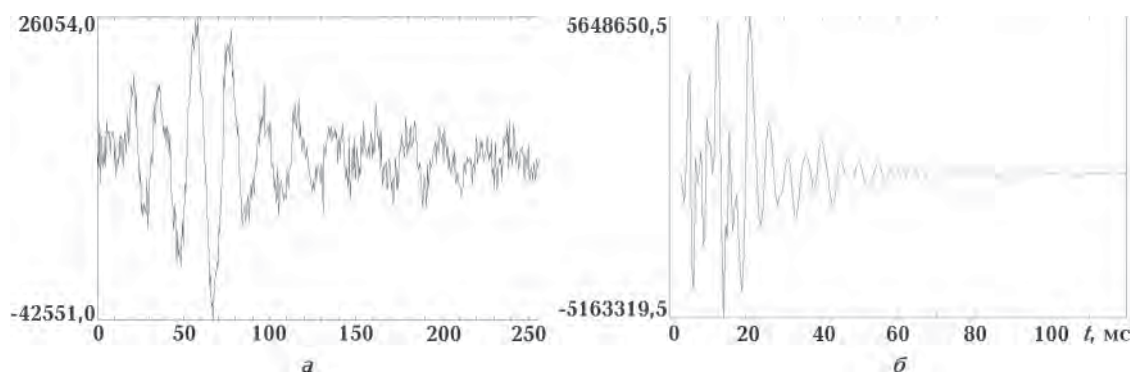


Рис. 12. Відгук п'єзодатчика KD-35 на удар предмета масою 8,5 кг на відстані 32 м (а) та 1,45 м (б) від нього.

що в такому варіанті досліджень динамічних властивостей п'єзодатчика KD-35 всі об'єкти технічної роботи були розташовані в іншому геологічному середовищі — на земній поверхні, де вимірювали відгуки п'єзодатчика KD-35 у вигляді змін одиниць АЦП на зовнішні удари по поверхні ґрунту на різних відстанях.

**Висновки.** Під час дослідження властивостей п'єзоелектричного датчика KD-35 було використано кілька методів для визначення мінімально допустимої енергії зовнішнього середовища на прилад, а також інших параметрів, за якими можна визначити його надійність. Знаючи коефіцієнт зв'язку між енергією зовнішнього впливу на п'єзодатчик і відгук на зовнішній імпульс в одиницях АЦП, можна

визначити мінімально допустиму енергію зовнішнього впливу на прилад.

Забезпечивши мікросейсмічний моніторинг на об'єктах гірничих виробок, можна попереджати різноманітні природні явища, які відбуваються безпосередньо на цих об'єктах, наприклад обвали, зсуви та ін. Попередженням виникнення таких явищ можна якщо не вберегти інфраструктуру гірничої виробки, то уникнути людських жертв, що значно важливіше. Для проведення такого моніторингу потрібно використовувати датчики з високою чутливістю. Перед застосуванням цих приладів перш за все необхідно провести їх тестування та вивчити властивості для визначення мінімального порогу сприйнятливості.

### Список літератури

*Отчет по научно-исследовательской работе «Выявление пустот в восточном борту Глеватского карьера и разработка мероприятий по безопасному ведению горных работ в зонах его подработки подземными горными работами».* ГП «НИГРИ», ОАО «АрселорМиттал Кривой Рог». Кривой Рог, 2011. 542 с.

*Пат. 77339* Україна. Пристрій для калібрування сейсмометрів. С. В. Щербіна, О. В. Кеңдзера, Ю. В. Лісовий, А. І. Фещенко, Ф. М. Панков. Опубл. 11.02.2013 р.

Щербіна С. В. Цифрові сейсмічні реєстратори та їх калібровка. *Геофіз. журн.* 2011. Т. 33. № 2. С. 156—160.

Щербіна С. В., Криль Т. В. Аналіз спектральних характеристик вібрацій у ґрунтах на території м. Києва, спричинених рухом поїздів метрополітену. *Геол. журн.* 2012. № 2. С. 91—99.

Щербіна С. В., Лісовий Ю. В. Програмне забезпечення телеметричної системи збору та обробки мікросейсмічних даних в режимі on-line. *Геодинаміка.* 2008. № 1. С. 110—115.

## Study of the piezoelectric sensor KD-35 properties on the calibration device by the method of external pulse and on a real track

© S. V. Shcherbina, Yu. V. Lisoviy, A. I. Feschenko, O. I. Brickyi, 2016

Microseismic monitoring of rock mass, such as mines, will provide data about condition of mass on the borders of waste areas at different levels of implementation of mining. The main problems of monitoring are the information absence about condition of mass above waste areas also imperfection of equipment that should provide high accuracy and sensitivity of researches. For example of piezoelectric sensor KD-35 shows to study of one characteristics by means of laboratory test, preliminary calibration and research fieldwork for study of the properties of piezoelectric transducer (sensor) responses on external inducer sources at different distances from sensor.

**Key words:** piezoelectric sensor, transducers, accelerometer, performance of piezoelectric sensor, calibration, microseismic monitoring of dangerous objects.

### References

*The report on the research paper «Detection of voids in the eastern board Gleevatsk career and development of measures for the safe conduct of mining*

*operations in the areas of undermining its underground mining», 2011. SE «NIGRI», OJSC «Arcelor-Mittal Kryviy Rih». Krivoy Rog, 542 p. (in Russian).*

*Pat. 77339* Ukraine. Device for calibration of seismometers. S. V. Shcherbina, O. V Kendzera, Yu. V. Lisovyy, A. I. Feshchenko, F. M. Pankov. Publish. 11.02.2013 (in Ukrainian).

*Shcherbina S. V.*, 2011. Digital seismic stations and their calibration. *Geofizicheskiy zhurnal* 33(2), 156—160 (in Ukrainian).

*Shcherbina S. V., Kril' T. V.*, 2012. Analysis of the spectral characteristics of vibrations in the soil on the territory of Kiev, caused by the movement of subway trains. *Geologicheskij zhurnal* (2), 91—99 (in Ukrainian).

*Shcherbina S. V., Lisovyy Yu. V.*, 2008. The software for on-line telemetric system of microseismic data collection and processing. *Geodynamika* (1), 110—115 (in Ukrainian).

## Электромагнитно-деформационные волны земной коры

© В. Н. Уваров, 2016

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн Дальневосточного отделения РАН, Камчатский край, с. Паратунка, Россия

Поступила 14 августа 2016 г.

Представлено членом редколлегии В. Н. Шуманом

Стисло проаналізовано механізми механоелектромагнітних перетворень земної кори. Показано, що наявність цих ефектів приводить до появи електромагнітних супутників — вторинних електромагнітних хвиль, супутніх сейсмоакустичним хвилям, що поширюються зі швидкістю акустичних. У результаті формується електромагнітно-деформаційна хвиля, параметри якої залежать від джерела збудження і середовища поширення. Наведено підтвердження цього явища, отримані в польовому експерименті з використанням бурової свердловини в сейсмоактивному районі Камчатки. Зроблено висновки, що існування електромагнітно-деформаційних хвиль є одним з фундаментальних властивостей земної кори і що параметри хвиль істотно залежать від характеру джерела збудження і властивостей середовища поширення.

**Ключові слова:** механоелектромагнітні перетворення у земній корі, електромагнітні прояви сейсмічних і акустичних хвиль та хвиль деформації і напруження кори, електромагнітні супутники сейсмічних і акустичних хвиль кори та хвиль напруження і деформації кори.

**Введение.** Сопутствующие землетрясению электромагнитные (ЭМ) сигналы литосферного происхождения ассоциируют с процессами релаксации тектонических напряжений. Возникновение этих сигналов осуществляется механизмами механоэлектромагнитных преобразований (МЭМП), обусловленными составом и структурой породы земной коры. Учет таких механизмов приводит к последствиям, которые неизбежно влияют как на существующие подходы к регистрации сигналов литосферного происхождения, так и на понимание физики геофизических полей. В дальнейшем целесообразно проанализировать известные механизмы МЭМП.

Около 60 % вещества земной коры состоит из кварца. Отсюда следует наличие пьезоэлектрических свойств (электроупругость, пьезоэлектрический эффект) коры. Часть энергии акустических колебаний, распространяющихся в коре, преобразуется в электрические колебания, сопутствующие акустической волне. Этот эффект нашел применение в геофизической разведке [Пархоменко, 1968; Соболев, Демин 1980; Скипочка, 2002].

Около 5 % вещества земной коры составляет железо — хороший ферромагнетик. Домены ферромагнетика ориентируются в постоянном геомагнитном поле. Под воздействием механических напряжений, вызванных акусти-

ческими возмущениями или напряжениями, происходит нарушение ориентированности доменной структуры, вызывая изменение магнитной индукции [Villary, 1865; Jiles, 1995]. Эффект нашел широкое применение в технике (тензодатчики).

Порода земной коры представляет собой конгломерат различных минералов — твердых и флюидов. Твердые минералы в большинстве своем представлены в виде кристаллитов, формирующих твердую матрицу. В порах и трещинах этой матрицы находятся флюиды — жидкие и газообразные минералы. При этом из-за различия работ выхода на границе раздела минеральной матрицы и флюида возникает двойной электрический слой зарядов в минеральной матрице и флюиде — заряженный конденсатор. Перемещение флюида с находящимися в нем зарядами приводит к появлению тока, пропорционального скорости перемещения флюида относительно минеральной матрицы — электрокинетический эффект, который приводит к преобразованию акустических колебаний в электрические (волны Френкеля—Био) [Френкель, 1944; Biot, 1956a,б; Pride, 1994]. Эффект нашел применение в геофизической разведке [Светов, Губатенко, 1999; Светов, 2000].

Известен еще ряд эффектов преобразования механических возмущений в электромагнитные волны:

- инерционный — ионный аналог эффекта Стюарда—Толмена в пористой двухфазной среде, связанный с инерционностью ионов относительно перемещающейся жидкости в порах породы [Гульельми, 2006; Сурков, 2000];
- индукционный — при движении проводящей среды в магнитном поле [Гульельми, 2006; Сурков, 2000];
- деформационный — изменение проводимости, вызванное дилатансией горных пород и диффузией жидкости по поровым каналам. Как следствие это приводит к модуляции теллурических токов [Гульельми, 2006; Сурков, 2000];
- обусловленные динамикой дислокаций [Teisseyre, Ernst, 2002; Сурков, 2000];
- из-за различной подвижности носителей заряда [Шевцова, 1984];
- в результате роста дипольного момента отдельных микротрещин с противоположно заряженными бортами при растрескивании горных пород [Tzanis, Vallianatos, 2003; Сурков, 2000];
- возникновение на бортах трещин плазменного разряда [Молоцкий, 1983];
- перенос заряда ядром дислокации при дислокационном течении [Hadjicontis et al., 2007];
- тектономагнетизм — возникновение магнитного поля, вызванного замкнутыми дислокационными токами в области скольжения сдвиговой релаксации [Sasai, 2001];
- возникновение электродвижущей силы, вызванной взаимодействием дырок (точечных свободных вакансий кристалла) с полем градиента механического напряжения [St-Laurent et al., 2006].

Наконец следует упомянуть об отсутствии инверсии вертикальной инверсной симметрии земной коры из-за поля силы тяжести, приводящей к росту горного давления с глубиной. Это обстоятельство в соответствии с принципом Кюри должно приводить к возникновению пьезоэлектрического эффекта коры.

По-видимому, этот список не исчерпывает всех возможных МЭМП.

Следует отметить, что основные эффекты (пьезоэлектрический, пьезомагнитный, электрокинетический и индукционный) в области малых параметров обратимы.

**1. Проявление электромагнитно-деформационных (ЭМД) волн.** Приведенный перечень механизмов МЭМП земной коры показы-

вает, что любые механические возмущения в коре всегда имеют сопутствующее электромагнитное проявление. В случае, если такое возмущение представляет собой волновой процесс, например сейсмоакустические волны или волны напряжения, такое проявление представляет собой сопряженную электромагнитную волну. Следует отметить, что электромагнитоупругость является достаточно разработанной частью физики твердого тела (например, [Короткина, 1988; Можен, 1991]) и имеет широкое практическое применение (зажигалки, телефоны). Особенность МЭМП земной коры заключается в том, что их значительное количество осуществляется в области неупругих деформаций, происходящих при релаксации тектонических напряжений и потому являющихся необратимыми. Разнообразие физических условий в коре предоставляет широкие конкурентные возможности для реализации этих механизмов.

Общий ЭМД эффект коры является суммой обратимых электромагнитоупругих, при которых энергия возникшего электромагнитного поля возвращается в энергию упругого напряжения, и необратимых ЭМД эффектов, при которых электромагнитная энергия теряется. Чтобы не повторяться, уместно привести цитату [Светов, 2005], в которой, однако, под ЭМ полем электрокинетического происхождения следует подразумевать ЭМ поле электродеформационного происхождения.

«В целом, с геофизической точки зрения, ЭМ поле электрокинетического происхождения гораздо информативнее, чем породившее их сейсмическое. Оно включает четыре типа волн, различающихся по своим кинематическим (скоростям) и динамическим характеристикам: три волны, вмороженные в соответствующие сейсмические волны, и одну быструю ЭМ волну. Все эти волны по-разному и более сильно, чем сейсмические, зависят от петрофизических свойств среды. Если, как это обычно делается в сейсмозлектрике, одновременно измерять упругие и электрические поля, то появляется возможность непосредственно из результатов измерений находить так называемые сейсмозлектрические передаточные функции  $W(\omega)$ , представляющие собой в частотной области комплексные отношения напряженности электрического поля к смещению вещества (или скорости смещения) или давлению в скважине. В силу их относительно характера они не зависят от интенсивности возбуждаемого упругого поля и его спектраль-

ного состава, а потому для определения параметров упругой среды проще использовать их, чем непосредственно измеряемые напряженности полей. Функции  $W(\omega)$  различаются для разных типов волн... Они зависят как от петрофизических параметров среды, так и от ее упругих и электрических свойств».

Необходимым условием наблюдения таких волн является значительная протяженность области аккумуляции энергии для обеспечения достаточной амплитуды и длительности релаксационного процесса. Вероятность регистрации события пропорциональна объему среды, в которой происходят события. В свою очередь этот объем тем больше, чем меньше поглощение. Поэтому предпочтительна область среды с малым поглощением. Поскольку поглощение определяется степенью дисперсности (пористости) среды, которая уменьшается с ростом глубины быстрее, чем по экспоненциальному закону [Athy, 1930], необходимо проведение исследований на глубине, обеспечивающей достаточно высокое горное давление. Для обеспечения процессов релаксации среда должна находиться в критически неустойчивом состоянии, т. е. внутренние напряжения должны быть вблизи порога разрушения. Естественно, такие условия крайне проблематично воссоздать в лабораторных условиях. Зато они выполняются в естественной геологической среде на глубинах, измеряемых сотнями метров вблизи горных выработок или в сейсмически активных областях. Доступ в эти области может быть осуществлен с помощью рудников, шахт или буровых скважин.

Спонтанную релаксацию напряжений, возникающую на границе породы и выработки в угольных шахтах, называют горным ударом. Обычно эти явления сопровождаются обрушением кровли шахт, обвалами и порою человеческим потерями. К сожалению, какие-либо фи-

зические исследования процессов горного удара автору не известны. Аналогичные явления происходят при бурении глубоких скважин в областях разломных структур, часто приводящим к заклиниванию и потере инструмента.

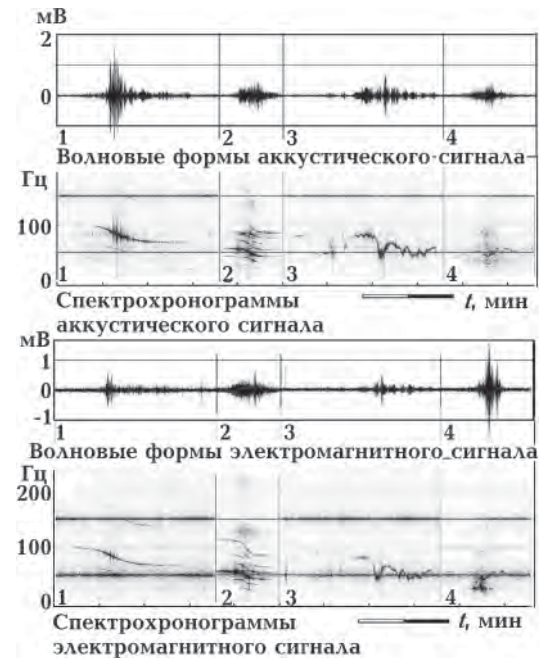


Рис. 1. Волновые формы и динамические спектры акусто-электромагнитных аномалий разных типов: 1 — аномалия типа «сигмоида», 2 — «полисигмоида», 3 — «трель», 4 — «гул» [Uvarov et al., 2015].

В настоящей статье проводится анализ результатов [Uvarov et al., 2015]. В этой работе представлены результаты акустоэлектромагнитных наблюдений в непромысловой скважине, пробуренной на термальную воду в сейсмоактивном районе Камчатки. В процессе наблюдений обнаружены аномалии акустической и электромагнитной активности, превосходящие по амплитуде фоновый уровень в 5—20 раз. Эти аномалии были разделены на 4 разных

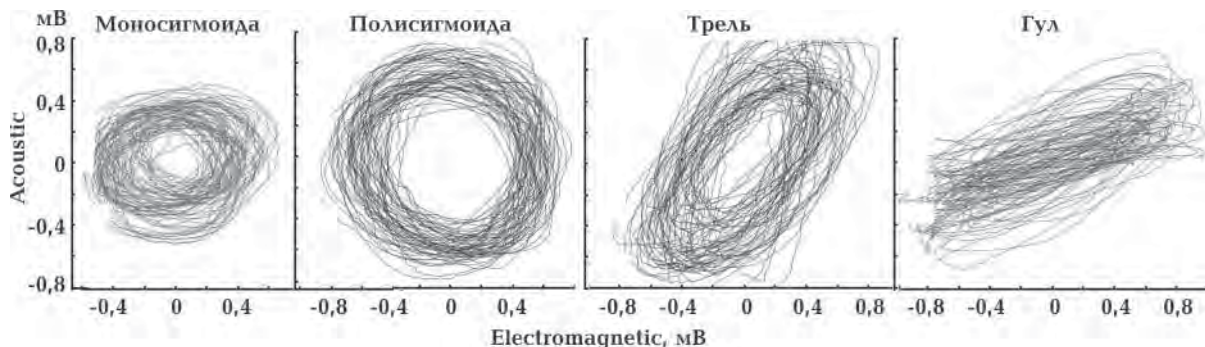


Рис. 2. Фазовые соотношения аномалий разных типов акустического и электромагнитного каналов (фигуры Лисажу). По горизонтали амплитуда электромагнитного канала. По вертикали — акустического [Uvarov et al., 2015].



типа: «сигмоида», «полисигмоида», «трель» и «гул». Характерная длительность этих аномалий была от одной до 3—4 мин. Основная энергия излучения приходилась на диапазон частот 25—150 Гц.

На рис. 1 приведены образцы синхронных акустических и электромагнитных аномалий. Нетрудно заметить, что как волновые формы, так и динамические спектры этих аномалий чрезвычайно похожи даже в деталях.

Однако основным доказательством наличия ЭМД колебаний является высокая степень взаимной когерентности акустической и электромагнитной компонент, которая проявляется на фигурах Лисажу акустической и электромагнитной компонент в виде синхронности этих колебаний (рис. 2).

**Обсуждение результатов.** Сходство волновых форм и динамических спектров указывает на неизменный фактор, обусловленный одной из следующих причин:

- один из этих сигналов является порождением другого в непосредственной окрестности одного из датчиков;
- акустический и электромагнитный сигналы являются проявлением одного физического процесса.

В первом случае, когда один из сигналов формируется в датчике под влиянием другого, следует ожидать постоянную разность фаз между акустическим и электромагнитным сигналами независимо от характера события, порождающего эти отклики.

Во втором случае можно ожидать зависимость фазового сдвига от свойств процесса, например от поляризации магнитоупругих волн.

Приведенные на рис. 2 фигуры Лисажу акустических и электромагнитных аномалий показывают, что фазовые соотношения между ними зависят от типа аномалии. Отсюда следует, что решающее влияние на сдвиг фазы ока-

зывают характер релаксационного события и вид возникающих при этом волн.

Сходство волновых форм аномалий, их акустических и электромагнитных спектров позволяет сделать вывод об общности источника акустического и электромагнитного излучения каждой из аномалий. На параметрическом графике волновых форм акустического и электромагнитного сигналов (фигуры Лисажу) фазовые соотношения всех типов литосфериков формируют хорошо выраженный эллипсоид, степень эллиптичности которого определяется типом аномалии (см. рис. 2). Это указывает на существование акустоэлектромагнитных колебаний (волны электромагнитоупругости) разных видов.

**Выводы.** Сходство волновых форм аномалий, их акустических и электромагнитных спектров позволяет делать вывод об общности источников акустического и электромагнитного излучения каждой из аномалий.

Большое сходство волновых форм, динамических спектров и высокая взаимная акустоэлектромагнитная когерентность колебаний являются ярким доказательством наличия электромагнитодеформационных волн разных видов.

Взаимосвязь акустических и электромагнитных колебаний (существование электромагнитно-упругих волн) — одно из фундаментальных свойств земной коры.

Распространяющиеся в коре электромагнитодеформационные колебания обладают различными свойствами, обусловленными характером источников их происхождения.

В свою очередь выяснение природы и характера источников релаксационной эмиссии коры позволит пролить дополнительный свет на динамику сейсмических процессов.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке грантов ДВО РАН 12-III-Ф-02-031 и РФФИ 13-02-01159.

### Список литературы

- Гульельми А. В. Проблемы физики геоэлектромагнитных волн. *Физика Земли*. 2006. № 3. С. 3—16.
- Короткина М. Р. Электромагнитоупругость. Москва: Изд-во МГУ, 1988, 304 с.
- Можен Ж. Механика электромагнитных сплошных сред. Москва: Мир, 1991, 560 с.
- Молоцкий М. И. Оже-механизм дислокационной экзо-эмиссии. *Физика твердого тела*. 1983. Т. 25. № 1. С. 121—126.
- Пархоменко Э. И. Явления электризации в горных породах. Москва: Наука, 1968, 225 с.
- Светов Б. С. К теоретическому обоснованию сейсмoeлектрического метода геофизической разведки. *Геофизика*. 2000. № 1. С. 28—39.
- Светов Б. С. Сейсмoeлектрические методы исследования Земли. В кн.: *Электромагнитные исследования земных недр*. Москва: Научный мир, 2005. С. 217—230.

- Светов Б. С., Губатенко В. П. Электромагнитное поле механоэлектрического происхождения в пористых влагонасыщенных горных породах: 1. Постановка задачи. *Физика Земли*. 1999. № 10. С. 67—73.
- Скипочка С. И. Механоэлектрические эффекты в породах и их использование в горной геофизике. Днепропетровск: Изд. Национальной горной академии Украины, 2002. 177 с.
- Соболев Г. А., Демин В. М. Механоэлектрические явления в Земле. Москва: Наука, 1980. 215 с.
- Сурков В. В. Электромагнитные эффекты при землетрясениях и взрывах. Москва: Изд. МИФИ, 2000. 447 с.
- Френкель Я. И. К теории сейсмических и сейсмоэлектрических явлений во влажной почве. *Изв. АН СССР*. 1944. Т. 8. № 4. С. 133—150.
- Шевцова И. Н. Заряженные дислокации при деформировании кристаллов с ионным типом связи. *Физика Земли*. 1984. № 8. С. 106—112.
- Athy L. F., 1930. Density, porosity and computation of sedimentary rocks. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 14, 1—24.
- Biot M. A., 1956a. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. 1. Low-frequency range. *J. Acoust. Soc. Am.* 28(2), 168—178.
- Biot M. A., 1956b. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. 2. Higher frequency range. *J. Acoust. Soc. Am.* 28(2), 179—191.
- Hadjicontis V., Mavromatou C., Antsygina T. N., Chishko K. A., 2007. Mechanism of electromagnetic emission in plastically deformed ionic crystals. *Phys. Rev. B* 76(2), 024106. doi:10.1103/PhysRevB.76.024106.
- Jiles D. C., 1995. Theory of the magnetomechanical effect. *J. Phys. D: Appl. Phys.* 28, 1537—1546.
- Pride S. R., 1994. Governing equation for the coupled electromagnetic and acoustics of porous media. *Phys. Rev. B* 50(21), 15678—15696.
- Sasai Y., 2001. Tectonomagnetic modeling based on the piezomagnetism: a review. *Annal. Geofis.* 44(2), 361—368.
- St-Laurent F., Derr J. S., Freund F. T., 2006. Earthquake light and the stress-activation of positive hole charge carriers in rocks. *Phys. Chem. Earth* 31, 305—312.
- Teisseyre R., Ernst T., 2002. Electromagnetic radiation related to dislocation dynamics in a seismic preparation zone. *Ann. Geophys. Italy* 45(2), 393—399.
- Tzanis A., Vallianatos F., 2003. A physical model of electric earthquake precursors due to crack propagation and the motion of charged edge dislocations. In: *Seismo Electromagnetics Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling*. Tokyo: Terrapub, P. 117—130.
- Uvarov V. N., Malkin E. I., Druzhin G. I., Sannikov D. V., Pukhov V. M., 2015. Acoustic-electromagnetic effects of tectonic movements of the crust — borehole survey. *Solid Earth Discuss.* 7, 1447—1468. www.solid-earth-discuss.net/7/1447/2015.
- Villary E., 1865. Change of magnetization by tension and by electric current. *Ann. Phys. Chem.* 126, 87.

## Electromagnetic-deformational waves of the Earth crust

© V. N. Uvarov, 2016

This article briefly analyzes mechanisms of mechano-electromagnetic transformations of the earth's crust. It demonstrates that the presence of these effects leads to the appearance of electromagnetic satellites, which are secondary electromagnetic waves associated seismic and acoustic waves propagating at the speed of the acoustic waves. The result is electromagnetic deforming wave, whose parameters depend on the source of excitation and parameters of propagation environment. Here is a proof of this phenomenon, gained during the field experiment conducted with the use of a borehole in a seismically active region of Kamchatka. It is concluded that the existence of 1) electromagnetic deforming waves is one of the fundamental properties of the Earth's crust, 2) parameters of electromagnetic deforming waves depend strongly on the nature of the excitation source and the properties of the propagation medium.

**Key words:** mechanic-electromagnetic transformations in the Earth's crust, electromagnetic manifestations of seismic and acoustic waves, electromagnetic manifestations of crust deformation and tension waves, electromagnetic associates of crust seismic and acoustic waves, electromagnetic associates of crust tension and deformation waves.

References

- Gul'elmi A. V., 2006. Problems of physics Geoelectromagnetic waves. *Fizika Zemli* (3), 3—16 (in Russian).
- Korotkina M. R., 1988. Electromagnetelastic. Moscow: Moscow Univ. Press, 304 p. (in Russian).
- Mozhen Zh., 1991. Mechanics electromagnetic continua. Moscow: Mir, 560 p. (in Russian).
- Molotskiy M. I., 1983. Auger mechanism of dislocation exo-emission. *Fizika tverdogo tela* 25(1), 121—126 (in Russian).
- Parkhomenko E. I., 1968. Electrification phenomena in rocks. Moscow: Nauka, 225 p. (in Russian).
- Svetov B. S., 2000. On the theoretical justification seismoelectric method of geophysical prospecting. *Geofizika* (1), 28—39 (in Russian).
- Svetov B. S., 2005. Seismoelectrical methods for studying the Earth. In: *Electromagnetic study Earth's interior*. Moscow: Nauchnyy Mir, P. 217—230 (in Russian).
- Svetov B. S., Gubatenko V. P., 1999. Electromagnetic field of mechanical and electrical origin in porous saturated with water rocks: 1. Formulation of the problem. *Fizika Zemli* (10), 67—73 (in Russian).
- Skipochka S. I., 2002. Mechanical and electrical effects in rocks and their use in mining geophysics. Dnepropetrovsk: National Mining Academy of Ukraine, 177 p. (in Russian).
- Sobolev G. A., Demin V. M., 1980. Mechanical Electrical phenomena in the world. Moscow: Nauka, 215 p. (in Russian).
- Surkov V. V., 2000. Electromagnetic effects from earthquakes and explosions. Moscow: Publ. House. ME-PHI, 447 p. (in Russian).
- Frenkel' Ya. I., 1944. Theory of seismic and seismoelectrical phenomena in wet soil. *Izvestiya AN SSSR* 8(4), 133—150 (in Russian).
- Shevtsova T. N., 1984. Charged dislocations during the deformation of crystals with ionic type of bonding. *Fizika Zemli* (8), 106—112 (in Russian).
- Athy L. F., 1930. Density, porosity and computation of sedimentary rocks. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 14, 1—24.
- Biot M. A., 1956a. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. 1. Low-frequency range. *J. Acoust. Soc. Am.* 28(2), 168—178.
- Biot M. A., 1956b. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. 2. Higher frequency range. *J. Acoust. Soc. Am.* 28(2), 179—191.
- Hadjicontis V., Mavromatou C., Antsygina T. N., Chishko K. A., 2007. Mechanism of electromagnetic emission in plastically deformed ionic crystals. *Phys. Rev. B* 76(2), 024106. doi:10.1103/PhysRevB.76.024106.
- Jiles D. C., 1995. Theory of the magnetomechanical effect. *J. Phys. D: Appl. Phys.* 28, 1537—1546.
- Pride S. R., 1994. Governing equation for the coupled electromagnetic and acoustics of porous media. *Phys. Rev. B* 50(21), 15678—15696.
- Sasai Y., 2001. Tectonomagnetic modeling based on the piezomagnetism: a review. *Annal. Geofis.* 44(2), 361—368.
- St-Laurent F., Derr J. S., Freund F. T., 2006. Earthquake light and the stress-activation of positive hole chadage carriers in rocks. *Phys. Chem. Earth* 31, 305—312.
- Teisseyre R., Ernst T., 2002. Electromagnetic radiation related to dislocation dynamics in a seismic preparation zone. *Ann. Geophys. Italy* 45(2), 393—399.
- Tzanis A., Vallianatos F., 2003. A physical model of electric earthquake precursors due to crack propagation and the motion of charged edge dislocations. In: *Seismo Electromagnetics Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling*. Tokyo: Terrapub, P. 117—130.
- Uvarov V. N., Malkin E. I., Druzhin G. I., Sannikov D. V., Pukhov V. M., 2015. Acoustic-electromagnetic effects of tectonic movements of the crust — borehole survey. *Solid Earth Discuss.* 7, 1447—1468. www.solid-earth-discuss.net/7/1447/2015.
- Villary E., 1865. Change of magnetization by tension and by electric current. *Ann. Phys. Chem.* 126, 87.

## Петромагнетизм и палеомагнетизм четвертичных лессово-почвенных отложений разреза Вязовок (Приднепровская низменность)

© Д. В. Главацкий<sup>1</sup>, Д. М. Кузина<sup>2</sup>, Н. П. Герасименко<sup>3</sup>, В. Г. Бахмутов<sup>1</sup>, 2016

<sup>1</sup>Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

<sup>2</sup>Казанский федеральный университет, Казань, Россия

<sup>3</sup>Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, Киев, Украина

Поступила 8 сентября 2016 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Наведено результати петромагнітних і палеомагнітних досліджень лесово-грунтового розрізу В'язовок (Придніпровська низовина). Зміни природної залишкової намагніченості і магнітної сприйнятливості не корелюють з літологією. Породи характеризуються високою стабільністю до розмагнічування змінним магнітним полем і температурою через наявність магнітно-жорсткого мінералу — гематиту, а також інших мінералів заліза (магнетиту і магеміту). Парамагнітні мінерали істотно впливають на намагніченість і дуже спотворюють параметри петлі гістерезису та інші магнітні властивості порід. Характеристичній компоненті намагніченості властива пряма полярність для зразків до глибини 56,2 м у межах нижньої частини ширококинського ґрунтового горизонту. У підшві розрізу всі зразки демонструють обернену полярність. Обґрунтовано, що межа Матуяма—Брюнес зіставляється з цим горизонтом. Положення межі Матуяма—Брюнес у розрізах Роксолани і В'язовок не збігається за місцевими стратиграфічними схемами, що може бути пояснено або затримкою «магнітного запису» у ґрунтах, або неточним стратиграфічним розчленуванням розрізу (ймовірно Роксолани).

**Ключові слова:** розріз В'язовок, межа Матуяма—Брюнес, палеомагнітний метод, магнітна мінералогія, плейстоцен, лесово-грунтова послідовність.

**Введение.** Магнитные характеристики горных пород являются чувствительным индикатором изменений окружающей среды и климата [Evans, Heller, 2003]. Для четвертичных континентальных отложений наиболее полные архивы климатических изменений содержатся в магнитных свойствах лессово-почвенной серии. К настоящему времени на территории Украины изучены магнитные свойства более чем в 10 лессово-почвенных разрезах [Бахмутов, Главацкий, 2016]. Однако основным параметром при этих исследованиях являлась магнитная восприимчивость, тогда как остальные петромагнитные параметры были изучены на единичных образцах некоторых разрезов.

В настоящей статье представлены результаты исследований магнитных свойств разреза Вязовок с целью анализа закономерностей изменения петромагнитных характеристик четвертичных лессово-почвенных толщ Украины и определения ключевых стратиграфических палеомагнитных маркеров, в частности границы Матуяма—Брюнес.

Разрез четвертичных отложений Вязовок (49°33' с.ш., 32°98' в.д.) расположен в с. Вязовок Лубенского района Полтавской области в 8 км на юг от г. Лубны, на правом берегу р. Сулы, притоке Днепра. Разрез Вязовок — один из наиболее полных и хорошо изученных четвертичных разрезов Украины. Он характеризуется последовательностью хорошо развитых почв и мощных лессовых толщ общей мощностью почти 59 м. Детальная литолого-стратиграфическая характеристика представлена в работах [Веклич и др., 1967; Matviishina et al., 2001; Rousseau et al., 2001].

**Методика исследований.** Для петромагнитных исследований было отобрано 25 типичных образцов со всех горизонтов палеопочв и лессов, для палеомагнитных — 59 ориентированных образцов-монолитов с целью ступенчатого размагничивания магнитным полем (*H*-чистка) и 70 образцов из тех же или ближайших уровней для поэтапного размагничивания температурой (*T*-чистка). Измерения магнитноминералогических параметров выполнялись в

лаборатории Палеомагнетизма и магнетизма горных пород Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского федерального университета. Палеомагнитные исследования проводились на магнитометрической аппаратуре Института геофизики НАН Украины.

Измерения температурной зависимости магнитной восприимчивости отобранных образцов проводились с помощью мультифункционального каппа-моста МФКА1-ФА, режим съемки от комнатной температуры до 700 °С при частоте 976 Гц. По всем образцам коллекции были получены кривые нормального намагничивания до поля 1,5 Тл. Для измерений использован коэрцитивный спектрометр J-meter [Yasonov et al., 1998]. Подготовка образцов к измерениям включала в себя измельчение в немагнитной агатовой ступке и упаковку в специализированные бумажные контейнеры. После этого каждый образец взвешивался, вес образца учитывался при измерениях.

Измерения объемной магнитной восприимчивости выполнялись на каппа-мостике МФК1-В, а естественной остаточной намагниченности — на спин-магнитометре JR-6. Для исключения эффекта подмагничивания магнитометр был размещен в немагнитной комнате MMLFC. Образцы подвергались стандартным процедурам магнитной чистки: ступенчатому терморазмагничиванию в установке MMTD80, также расположенной в немагнитной комнате, а образцы-дубли — размагничиванию переменным магнитным полем на установке LDA-3А. Для выделения направлений характеристической компоненты намагниченности (ChRM) использовалась программа Remasoft 3.0, расчеты компонент намагниченности выполнялись отдельно для каждого образца методом наименьших квадратов.

**Результаты петромагнитных исследований.** Средние значения естественной остаточной намагниченности разреза Вязовок  $J_n$  вдвое ниже, чем на разрезах северо-западной Украины (Боянычи, Коршев [Главацкий та ін., 2016]), и втрое ниже, чем южной Украины (Роксоланы [Бахмутов, Главацкий, 2014]), колеблясь в диапазоне 1—10 мА/м. Значения  $J_n$  не зависят от литологии: минимальные значения (1—3 мА/м) присущи лессам бугского, почвам завадовского лубенского и крыжановского горизонтов, максимальных значений (выше 5 мА/м) остаточная намагниченность достигает в лессах из нижней части днепровского горизонта, почвах витачевского, кайдакского и широкинского горизонтов.

Значения объемной магнитной восприимчивости (МВ,  $\chi$ ) аналогичны таковым в других лессово-почвенных разрезах Украины и колеблются в пределах  $50—780 \times 10^{-6}$  ед. СИ. Низкие значения МВ ( $50—150 \times 10^{-6}$  ед. СИ) характерны для почв из кайдакского, лубенского, крыжановского горизонтов, а также лессов со всей толщи тилигульского, приазовского и нижней части днепровского горизонтов. Самые высокие средние значения магнитной восприимчивости типичны для почв из завадовского и широкинского горизонтов (более  $500 \times 10^{-6}$  ед. СИ). Величины фактора Кенигсбергера  $Q$  (отношение естественной остаточной намагниченности образца к его индуктивной намагниченности) максимальны для кайдакского почвенного горизонта и составляют 2,1. Это может свидетельствовать об интенсивных педогенных процессах и образовании тонкозернистых магнитных минералов (био-) химического происхождения. Для остальных толщ значения  $Q$  в основном составляют 0,4—0,5.

На кривых температурных зависимостей удельной магнитной восприимчивости  $\chi(T)$  и для лессов, и для почв фиксируется точка Кюри магнетита (580 °С). Также на большинстве кривых  $\chi(T)$  присутствует выраженный пик в районе 250—350 °С, который можно интерпретировать как присутствие в образцах магнетита, который при нагреве до этих температур переходит в гематит, а при недостатке кислорода может частично восстанавливаться до магнетита [Матасова, 2006]. Почти все кривые охлаждения  $\chi(T)$  идут гораздо выше кривых нагрева. Предположительно, увеличение  $\chi$  происходит за счет превращения при нагреве первично слабомагнитных (парамагнетиков и диамагнетиков) глинистых и силикатных минералов в сильномагнитные (магнетит). Исключение составляют образцы лессов из приднепровского и тилигульского горизонтов, при нагреве которых кривая охлаждения почти повторяет кривую нагрева, свидетельствуя об отсутствии минералогических изменений и при нагревах.

На всех кривых изотермической остаточной намагниченности  $SIRM_1(T)$  первого нагрева у подавляющего количества образцов выделяются деблокирующие температуры в диапазоне 550—590 °С, после нагрева выше 670 °С SIRM полностью разрушается или остается небольшая часть SIRM (0—10 %). В большинстве образцов из разных горизонтов почв и лессов фиксируется гематит. Точки Кюри магнетита хорошо прослеживаются на кривых образцов

лессов из днепровского, бугского, приазовского горизонтов. На кривых повторного нагрева фиксируется присутствие гематита.

Для определения магнитной жесткости и доменного состояния зерен магнитной фракции анализировались параметры магнитного гистерезиса  $B_{cr}$ ,  $B_{cr'}$ ,  $J_s$ ,  $J_{rs'}$ , которые зависят от состава, концентрации магнитной фракции, формы и размеров магнитных зерен. Отношения этих параметров ( $B_{cr'}/B_{cr}$ ,  $J_{rs'}/J_s$ ) характеризуют преобладающие размеры магнитных частиц и/или соотношения магнитных фракций различной доменной структуры. Общепринятой формой представления этих характеристик является диаграмма Дея—Данлопа [Dunlop, 2002].

На диаграмме Дея—Данлопа (рис. 1) фигуративные точки палеопочвенных образцов располагаются в интервале значений  $B_{cr'}/B_{cr}$  от 2,5 до 3,9, а лессовых — в промежутке от 3,3 до 4,4. Соотношения  $J_{rs'}/J_s$  для почв составляют от 0,14 до 0,33, для лессов несколько ниже — от 0,11 до 0,15. Все образцы компактно располагаются в псевдооднодоменной области (с незначительным тяготением лессов к многодоменной области) и в соответствии с реферативной кривой Данлопа [Dunlop, 2002] содержат от 15 до 25 % однодоменных частиц в общем ансамбле ферромагнитных зерен (см. рис. 1).

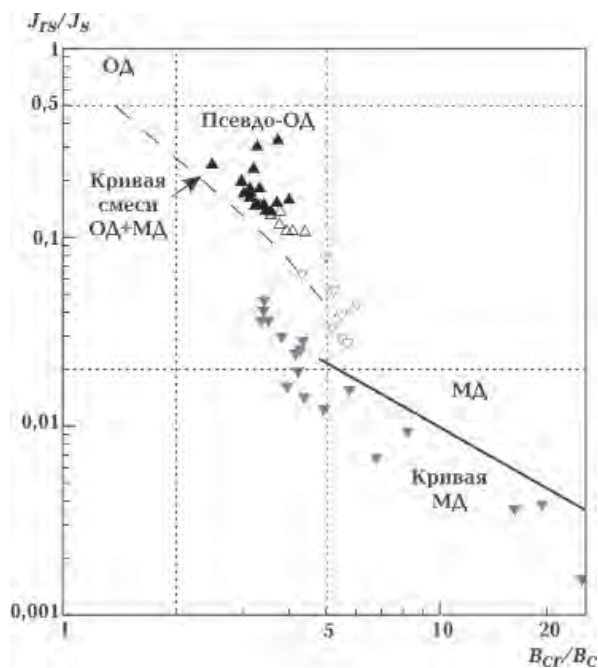


Рис. 1. Диаграмма Дея—Данлопа образцов лессов (полые фигуры) и почв (залитые фигуры) с разреза Вязовок до (перевернутые серые треугольники) и после (прямые черные треугольники) поправки на парамагнитный фон.

Важным вопросом является определение вклада парамагнитной составляющей, поскольку исследования лессово-почвенных отложений Европы и Китая показали, что вклад парамагнитных минералов в магнитную восприимчивость, в естественную остаточную намагниченность, а в высоких полях в коэрцитивную силу и остаточную намагниченность насыщения может быть значительным и составлять до 90 % [Матасова, 2006]. Недоучет парамагнитной составляющей может сильно исказить выводы относительно размеров магнитных зерен.

В разрезе Вязовок величина парамагнитной восприимчивости колеблется в пределах  $(2,41—7,59) \cdot 10^{-8} \text{ м}^3 \text{ кг}^{-1}$  и составляет в среднем в почвах  $5,18 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3 \text{ кг}^{-1}$ , в лессах  $4,05 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3 \text{ кг}^{-1}$ . Вклад парамагнитной составляющей в общую восприимчивость высок: отношение  $\chi_{\text{par}}/\chi$  в горизонтах палеопочв составляет в среднем 37 %, достигая 80 % в лубенском ( $1b_{b2}$ ) и крыжановском (kr) горизонтах. Доля парамагнитной компоненты восприимчивости в лесах составляет в среднем 35% без значительных колебаний по разрезу.

Аналогичные расчеты были сделаны для полной намагниченности  $J_{\text{max}}$  в поле 1,5 Тл. Вклад парамагнитной составляющей  $J_{\text{par}}$  в полную намагниченность значителен и в целом одинаков в почвенных (в среднем 87 %, а в лубенском горизонте до 99 %) и лессовых (84 %) горизонтах. Очевидно, заметное влияние на такие высокие значения парамагнитной составляющей вносит гематит, особенно в погребенных почвах. К сожалению, нельзя представить отдельно степень влияния парамагнитных минералов и гематита на полную намагниченность  $J_{\text{max}}$ .

Влияние парамагнитных минералов при оценке параметров петли гистерезиса наглядно продемонстрировано на диаграмме Дея—Данлопа (см. рис. 1). Без поправки на парамагнитный фон общая картина кардинально искажается: все значения перемещаются в сторону многодоменной области, что особенно выражено для почв с огромным спектром коэрцитивных отношений (от 3,3 до 23,9). После удаления парамагнитного вклада (рассчитанного по уклону линейной части гистерезиса в поле 0,25—0,3 мТл) наблюдается компактная группа гистерезисных отношений в псевдооднодоменной области.

**Результаты палеомагнитных исследований.** Для выделения компонент остаточной намагниченности образцов лессов и почв вы-

полнялась стандартная процедура размагничивания переменным магнитным полем при 12—15 шагах размагничивания до 100 мТл (*H*-чистка) и ступенчатое размагничивание температурами 210°, 240°, 270° и 300 °С с измерением остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости после каждого шага размагничивания (*T*-чистка). Измерять намагниченность образцов-монолитов после нагревов выше 300 °С не представлялось возможным из-за их разрушения. Всего было размагничено переменным магнитным полем 59, а температурой — 70 образцов из всех горизонтов лессов и почв.

Нормированные кривые  $J/J_0$  показали, что в отложениях практически всех толщ разреза Вязовок присутствует магнитно-жесткая составляющая, которая в среднем по разрезу составляет 30 % после размагничивания полем 20—80 мТл и температурой 270—300 °С от первоначальной намагниченности. В некоторых горизонтах — как почвенных, так и лессовых — вклад этой высококоэрцитивной компоненты очень высок: даже под воздействием магнитного поля 80 мТл во многих образцах из кайдацкого почвенного, бугского и приазовского лессовых горизонтов остается более 50 % начальной остаточной намагниченности. Еще больше образцов оказались стабильны к воздействию температуры. После нагрева температурой 300 °С 45 % первоначальной намагниченности остается в почвах прилуцкого горизонта, 70—80 % в почвах кайдацкого горизонта, 30—60 % в лессах тилигульского горизонта, 55 % в нижней части лубенской почвы, 50—70 % в большинстве образцов с илиичевского и крыжановского горизонтов. Такое преобладание высококоэрцитивной компоненты намагниченности может свидетельствовать о большом вкладе в общую намагниченность минерала гематита.

Кроме того, треть всех образцов теряет 80 % своей остаточной намагниченности уже после размагничивания магнитным полем 15—20 мТл. К ним относятся образцы из почвенных горизонтов: верхней части прилуцкого, с потягайловского, завадовского, широкинського и крыжановского горизонтов. Есть и образцы, в которых остается только 5—15 % от первоначальной намагниченности после нагрева до 270—300 °С. Это в основном также почвы витачевского, верхней части прилуцкого, потягайловского, завадовского, верхней части лубенского, широкинського горизонтов. В этих почвенных горизонтах должно быть полное преобладание магнетита.

На рис. 2 представлены результаты определения направления характеристической компоненты намагниченности ( $ChRM$ ), рассчитанные после *H*-чистки и *T*-чистки (преимущественно из одних и тех же уровней). Среднее направление по всем образцам выше 56,2 м равно 63° для наклоения и 356° для склонения. Только в трех образцах выше 56,2 м (два с верхней части широкинського горизонта и один из завадовского горизонта), которые были размагничены температурой, наблюдается обратная полярность, что отображено в правой части рис. 2 дискриминантной функцией, рассчитанной по алгоритму [Man, 2008].

Результаты ниже глубины 56,2 м, соответствующей нижней части широкинської почвы, после обоих видов магнитных чисток четко указывают на смену полярности с прямой на обратную, что интерпретируется нами как граница Матуяма—Брюнес (М/Б). Средние результаты по наклонению и склонению равны соответственно –56° и 166°.

Граница между эпохой обратной полярности геомагнитного поля Матуяма и эпохой прямой полярности Брюнес считается ключевым магнитостратиграфическим репером плейстоцена. Ее возраст, определенный по изверженным породам, оценивается около 780 тыс. лет, а в осадочных отложениях ее положение сопоставляется с биостратиграфическими подразделениями, выделенными и в глубоководных, и в континентальных осадках. По изотопно-кислородной шкале эта граница попадает в 19-ю межледниковую изотопно-кислородную стадию глубоководных осадков MIS19 (Marine oxygen isotope stage 19).

Во многих исследованиях, посвященных магнетизму евроазиатских лессово-почвенных толщ, отмечается «плавающее» положение этой границы, обусловленное процессами намагничивания и «задержкой» фиксации направления остаточной намагниченности в породе. Вероятно, именно в связи с этим положение границы М/Б в лессово-почвенных толщах Центральной Европы определялось как в интергляциальных палеопочвах, так и в лессах [Бахмутов и др., 2016].

Согласно современным представлениям, на стратиграфической схеме четвертичных отложений Украины [Гожик, 2013] граница М/Б соответствует мартоношскому горизонту. Однако, если проанализировать местоположение границы М/Б в разных разрезах, очевидны кардинальные расхождения. Кроме того, есть расхождения и в определении границы

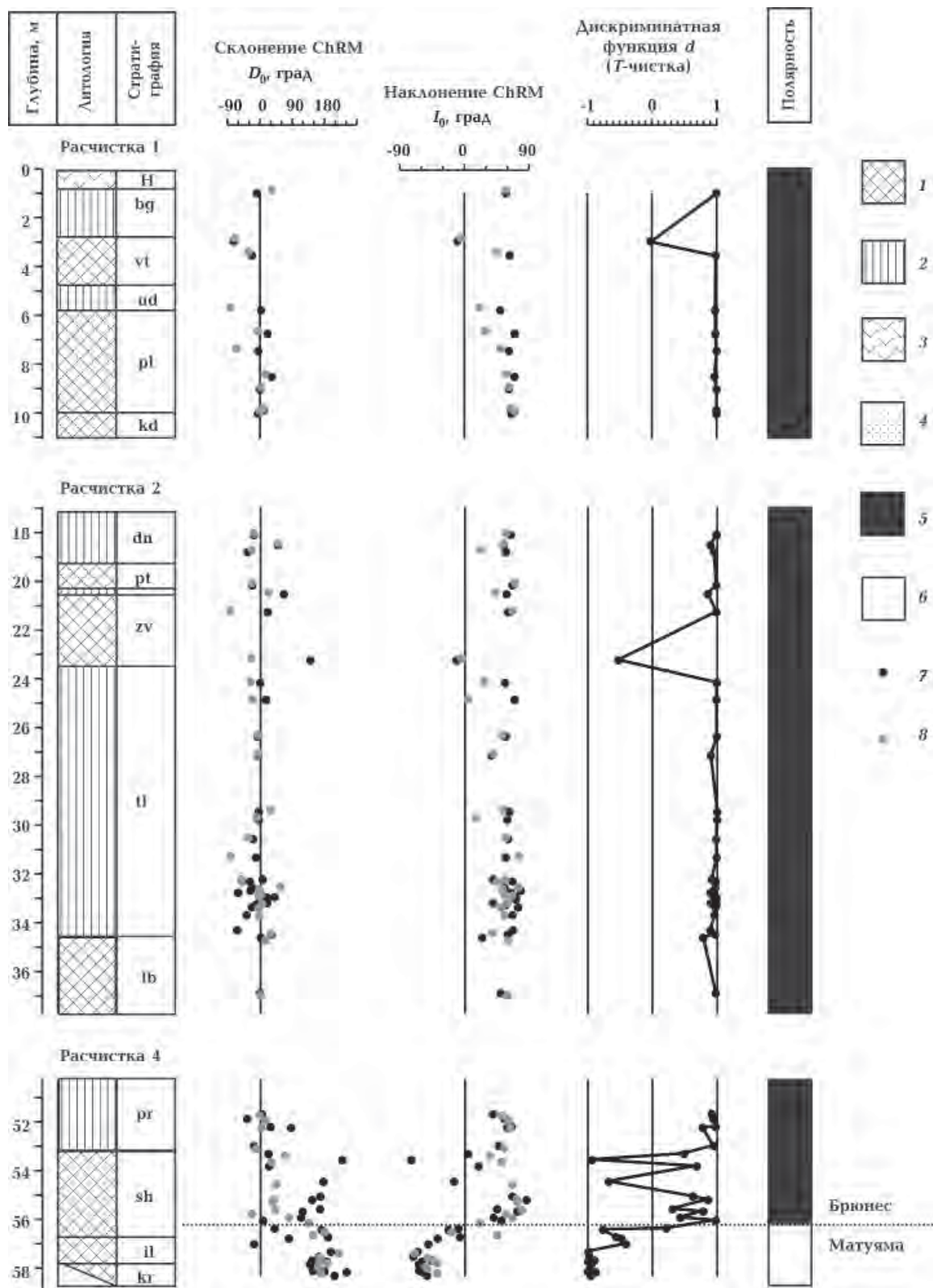


Рис. 2. Результаты палеомагнитного изучения разреза Вязовок: 1 — погребенные почвы, 2 — лессы, 3 — современная почва, 4 — пески, 5 и 6 — прямая и обратная полярности, 7 и 8 — T- и H-чистки. Стратиграфические горизонты: Н — голоценовый, bg — бугский, vt — витачевский, ud — удайский, pl — прилуцкий, kd — кайдакский, dn — днепровский, pt — потягайловский, zv — завадовский, tl — тилигульский, lb — лубенский, pr — приазовский, sh — широкоинский, il — иличевский, kr — крыжановский.



в рамках одного разреза по данным разных авторов. Последнее наглядно демонстрирует серия работ на разрезе Роксоланы [Бахмутов, Главацкий, 2014].

Недавние палеомагнитные исследования разреза Роксоланы авторами [Бахмутов, Главацкий, 2014] определили границу М/Б на глубине 46,6 м на стыке погребенных почв лубенского и мартоношского горизонтов. В целом это согласуется с представлениями о стратиграфии четвертичных толщ юга Украины [Гожик, 2013]. Но в разрезе Вязовок ее местоположение соответствует нижней части ширококинской почвы. Такое расхождение в местоположении границы на стратотипичных разрезах Роксоланы и Вязовок можно объяснить двумя причинами.

Первая — климатостратиграфическое противоречие, связанное с удревнением ее положения в разрезе Вязовок, что может быть связано с влиянием вторичных процессов намагничивания на палеомагнитную запись. Кроме того, это можно объяснить особенностями не магнитной записи, а палеоклиматической интерпретации условий формирования горизонтов лессов и почв в различных регионах.

Вторая — стратиграфическое расчленение разрезов (либо одного из разрезов) не соответствует действительности. По нашему мнению, это касается разреза Роксоланы, где авторами

[Богущий та ін., 2013] расчленение нижней части разреза представлено только предварительно.

**Выводы.** 1. Изменения естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости в целом не коррелируют с литологией разреза.

2. Магнитно-минералогические исследования указывают на значительный вклад магнитно-жесткого минерала — гематита. Также присутствуют магнетит и маггемит. На диаграмме Дея—Данлопа все образцы из лессовых и почвенных горизонтов попадают в псевдооднородную область.

3. Вклад парамагнитных минералов в максимальную намагниченность значителен (до 99 %) и сильно влияет на оценку преобладающих размеров зерен магнитной фракции и связь гистерезисных параметров с вещественным составом, литологией разреза.

4. Граница Матуяма—Брюнес определена на глубине около 56,2 м в нижней части ширококинской почвы.

5. Противоречия в определении границы Матуяма—Брюнес в разрезах Роксоланы и Вязовок можно объяснить либо удревнением в последнем магнитной записи, либо неверным стратиграфическим расчленением одного из разрезов (вероятно, разреза Роксоланы).

### Список литературы

- Бахмутов В., Главацкий Д. Новые данные по границе Матуяма—Брюнес в разрезе Роксоланы. *Геолог. журн.* 2014. № 2. С. 73—84.
- Бахмутов В., Главацкий Д. Проблемы магнитостратиграфии плейстоценовых лессово-почвенных отложений юга Украины. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 4. С. 59—74.
- Богущий А., Ланчонт М., Гожик П., Комар М. Лесовий розріз Роксолани: розташування, історія досліджень, характеристика відкладів. В кн.: *Лесовий покрив Північного Причорномор'я*. Люблін, 2013. С. 47—58.
- Веклич М. Ф., Артюшенко А. Т., Сиренко Н. А., Дубняк В. А., Мельничук И. В., Паришкура С. И. Опорные геологические разрезы антропогена Украины. Киев: Наук. думка, 1967. С. 13—50.
- Главацкий Д., Бахмутов В., Богущий А., Волошин П. Петромагнетизм і палеомагнетизм субаеральних відкладів розрізів Бояничі і Коршів (Волинська височина). *Вісник КНУ. Геологія*. 2016. № 1(72). С. 43—51.
- Гожик П. До питання вивчення розрізу Роксолани. В кн.: *Лесовий покрив Північного Причорномор'я*. Люблін, 2013. С. 17—33.
- Матасова Г. Г. Магнетизм позднеплейстоценовых лессово-почвенных отложений Сибирской субаеральной формации: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 2006. 276 с.
- Dunlop D. J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments and soils. *J. Geophys. Res.* 107, 1582.
- Evans M. E., Heller F., 2003. Environmental Magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetics. New York: Academic Press. 299 p.
- Man O., 2008. On the identification of magnetostratigraphic polarity zones. *Studia Geophysica et Geodaetica*. 52, 173—186.
- Matviishina Zh., Mel'nichuk I., Perederyi V., Gerasimenko N., 2001. Vyazivok section. *The Ukraine Quaternary explored. Excursion guide of the SEQS 2001 conference, Ukraine*. 23—36.

- Rousseau D.-D., Gerasimenko N., Matviischina Zh., Kukla G., 2001. Late Pleistocene Environments of the Central Ukraine. *Quaternary Res.* 56, 349—356. doi:10.1006/qres.2001.2270
- Yassonov P. G., Nourgaliev D. K., Burov B. V., Heller F., 1998. A modernized coercivity spectrometer. *Geologica Carpathica* 49, 224—226.

## Petromagnetism and palaeomagnetism of Quaternary loess-soil sediments of Vyazovok section (Dnieper Lowland)

© D. V. Glavatskiy, D. M. Kuzina, N. P. Gerasimenko, V. G. Bakhmutov, 2016

The results of petromagnetic and palaeomagnetic research of Vyazovok loess-paleosoil sequence (Dnieper Lowland) are presented. Variations of natural remanent magnetization and magnetic susceptibility are not correlated with lithology. The rocks are characterized by high stability to alternating magnetic field demagnetization and temperature demagnetization due to the presence of highly coercive magnetic mineral — hematite. The other ferromagnetic minerals (magnetite and maghemite) are also presented. The paramagnetic minerals have a significant influence to magnetization and strongly affect to hysteresis loop parameters and other magnetic properties of rocks. The characteristic components of magnetization are characterized by normal polarity of samples above 56.2 m depth within the lower part of Shyrokino soil horizon. At the bottom of the section all samples demonstrate the reverse polarity. We proved that the Matuyama—Brunhes inversion is correlated with this level. The position of Matuyama—Brunhes boundary in Roxolany and Vyazivok sections are controversial following the local stratigraphy schemes, which can be explained either by delay of «magnetic record» in soil or incorrect stratigraphic subdivision of section (probably Roxolany).

**Key words:** Vyazovok section, Matuyama—Brunhes boundary, palaeomagnetic method, magnetic mineralogy, Pleistocene, loess-soil sequence.

### References

- Bakhmutov V., Glavatskiy D., 2014. New data about Matuyama—Brunhes boundary in Roxolany section. *Geologichnyy zhurnal* (2), 73—84 (in Russian).
- Bakhmutov V., Glavatskiy D., 2016. Problems of magnetostratigraphy of Pleistocene loess-soil deposits of the South of Ukraine. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(4), 59—74 (in Russian).
- Bogutskyy A., Lanchont M., Gozhik P., Komar M., 2013. Loess Roxolany section: location, history of studies, characteristics of deposits. In: *Loess-covering of the North Black Sea region*. Lublin, P. 47—58 (in Ukrainian).
- Veklich M. F., Artyushenko T. A., Sirenko N. A., Dubnyak V. A., Melnichuk I. V., Parishkura S. I., 1967. Key sections of the antropogene of Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, P. 13—50 (in Russian).
- Hlavatskiy D., Bakhmutov B., Bogutskyy A., Voloshin P., 2016. Petromagnetism and Paleomagnetism subaerial deposits of Boyanychi and Korshiv sections (Volyn Upland). *Visnyk KNU. Geologiya* (1), 43—51 (in Ukrainian).
- Gozhik P., 2013. Study questions of Roxolany section. In: *Loess-covering of the North Black Sea region*. Lublin, P. 17—33 (in Ukrainian).
- Matasova G. G., 2006. Magnetism of Late Pleistocene loess-palaesol sediments of Siberian subaerial formation: Dis. Dr. geol. and min. sci. Novosibirsk, 276 p. (in Russian).
- Dunlop D. J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments and soils. *J. Geophys. Res.* 107, 1582.
- Evans M. E., Heller F., 2003. Environmental Magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetics. New York: Academic Press. 299 p.
- Man O., 2008. On the identification of magnetostratigraphic polarity zones. *Studia Geophysica et Geodaetica*. 52, 173—186.
- Matviishina Zh., Mel'nichuk I., Perederyi V., Gerasimenko N., 2001. Vyazivok section. *The Ukraine Quaternary explored. Excursion guide of the SEQS 2001 conference, Ukraine*. 23—36.
- Rousseau D.-D., Gerasimenko N., Matviischina Zh.,

*Kukla G.*, 2001. Late Pleistocene Environments of the Central Ukraine. *Quaternary Res.* 56, 349—356. doi:10.1006/qres.2001.2270

*Yassonov P. G., Nourgaliev D. K., Burov B. V., Heller F.*, 1998. A modernized coercivity spectrometer. *Geologica Carpathica* 49, 224—226.

### Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища

© В. П. Коболев<sup>1</sup>, Р. І. Кутас<sup>1</sup>, В. Ю. Максимчук<sup>2</sup>, 2016

<sup>1</sup>Інститут геофізики НАН України, Київ, Україна

<sup>2</sup>Карпатське відділення Інституту геофізики НАН України, Львів, Україна

Надійшла 17 жовтня 2016 г.

*Представлено членом редколегії В. І. Старостенко*

Приведен краткий обзор докладов VI Международной конференции «Геофизические технологии прогнозирования и мониторинга геологической среды», которая проходила во Львове с 20 по 23 сентября 2016 г.



Урочисте пленарне засідання у конференц-залі Карпатського відділення Інституту геофізики НАН України

20—23 вересня 2016 р. у чарівному місті Львові у Карпатському відділенні Інституту геофізики ім. С. І. Суботіна НАН України (КВ ІГФ) відбулася VI Міжнародна конференція «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища», присвячена 25-й річниці з дня заснування КВ ІГФ

та 85-річчю його першого керівника, відомого українського геофізика, професора Сапужака Ярослава Станіславовича.

На урочистому відкритті конференції з нагоди ювілею КВ ІГФ НАН України з привітанням виступили начальник управління паливно-енергетичного комплексу Львівської обласної

держадміністрації М. М. Грет, заступник голови Західного наукового центру НАН і МОН України, канд. техн. наук О. Д. Зинюк, директор Інституту прикладних проблем механіки і математики ім. Я.С. Підстригача (ІППММ) НАН України, чл.-кор. НАН України Р. М. Кушнір, директор Інституту геодезії Національного університету «Львівська політехніка», д-р техн. наук, проф. К. Р. Третяк, т.в.о. директора Інституту геології та геохімії горючих корисних копалин НАН України, д-р геол.-мінерал. наук І.М. Наумко, завідувач відділу геотермії та сучасної геодинаміки Інституту геофізики НАН України, чл.-кор. НАН України Р. І. Кутас, головний учений секретар Української нафтогазової академії, канд. геол.-мінерал. наук А. М. Коваль, професор кафедри екологічної та інженерної геології і гідрогеології Львівського національного університету ім. Івана Франка, д-р геол. наук Ю. З. Крупський, вчений секретар Львівського центру Інституту космічних досліджень НАН України та ДКА України, канд. техн. наук М. О. Мельник, канд. техн. наук В. Г. Кузнецова.

На конференції було розглянуто широкий спектр питань, пов'язаних із сучасним станом вивчення глибинної будови, сейсмічності, геодинаміки земної кори; новітніми технологіями геолого-геофізичного прогнозування геологічного середовища для пошуків покладів нафти і газу; геофізичним моніторингом екологічно-техногенних процесів; розробкою і впровадженням нових методів математичного моделювання, вимірювань та інтерпретації геофізичних даних; геоінформаційними системами і технологіями у геофізичних дослідженнях.

У роботі конференції взяли участь 120 представників 24 наукових і виробничих установ України, Польщі, Азербайджану та Придністров'я. Робота конференції проходила у пленарному режимі: заслухано 9 доповідей і 50 наукових повідомлень, 45 доповідей було представлено у стендовому вигляді.

Перше пленарне засідання розпочалось із змістовної доповіді директора КВ ІГФ, д-ра фіз.-мат. наук, проф. В. Максимчука, присвяченій 25-річчю КВ ІГФ. Історія КВ ІГФ бере свій початок ще від Львівського філіалу Інституту геофізики АН УРСР, створеного у 1961 р. з метою розвитку наукових досліджень у галузі теоретичної і прикладної геофізики. Через 30 років на підставі Постанови Президії Академії наук України № 212 від 10 липня 1991 р. на базі геофізичних підрозділів ІППММ НАН Украї-

ни, директором якого на той час був відомий учений-механік Я. С. Підстригач, при підтримці директора Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, академіка НАН України В. І. Старостенка було засновано КВ ІГФ.

В організацію і становлення КВ ІГФ значний внесок зробив його перший директор (1991—2003) доктор геол.-мінерал. наук, професор Ярослав Станіславович Сапужак (1931—2004). На час його перебування керівником відділу фізико-математичних методів моделювання і дослідження геополів ІППММ НАН України геофізичні дослідження не тільки збереглися і не втратили контактів з іншими геофізичними організаціями колишнього СРСР, а й отримали подальший науковий розвиток. Багато й плідно працював у цей період Ярослав Станіславович, про що свідчать такі його фундаментальні монографії: «Дивергентная электроразведка» (1977) та «Геоэлектрические модели и методы исследования структур запада Украины» (1990). Доповідач окремо відзначив провідну роль у створенні та становленні КВ ІГФ канд. геол.-мінерал. наук Т. З. Вербицького, канд. фіз.-мат. наук Р. С. Починайко, канд. техн. наук В. Г. Кузнецової, канд. фіз.-мат. наук А. І. Білінського.

На сьогодні КВ ІГФ складається з трьох відділів, наукова діяльність яких має такі напрямки:

- дослідження просторово-часової структури геофізичних полів та їх зв'язок з глибинною будовою і сучасною геодинамікою літосфери Карпатського регіону (керівник — д-р фіз.-мат. наук, проф. В. Ю. Максимчук);
- розробка фізико-геологічних основ і нових геофізичних технологій прогнозування геологічного середовища та пошуків корисних копалин (керівник — канд. фіз.-мат. наук Б. Т. Ладанівський);
- розробка теорії, методик і технічних засобів геофізичного моніторингу навколишнього середовища для прогнозування екологічно-техногенних процесів (керівник — д-р фіз.-мат. наук, проф. Д. В. Малицький).

Доповідач значну увагу приділив отриманим в останні роки найважливішим науковим досягненням КВ ІГФ. Зокрема, розроблено апаратурно-методичний комплекс електромагнітного контролю і прогнозу техногенних факторів і природних геодинамічних процесів, технологію магнітоваріаційного моніторингу та науково-методичні засади геомагнітного моніторингу сейсмотектонічних процесів у

Закарпатській сейсмогенній зоні. Розроблено алгоритми та програми для розв'язання різноманітних прямих та обернених задач поширення сейсмічних хвиль у шаруватих середовищах із використанням модифікацій матричного методу та методу кореляційного та кластерного аналізу з метою уточнення вступів сейсмічних хвиль на станціях Закарпатського регіону. На режимних геофізичних станціях і пунктах спостережень на Карпатському геодинамічному полігоні розроблено та встановлено автоматизовані системи для отримання неперервних деформографічних, геоакустичних та геотемпературних даних.

З 1998 р. КВ ІГФ бере участь у виконанні Державної програми досліджень в Антарктиді. З метою вивчення структури та динаміки земної кори регіону в районі Української антарктичної станції (УАС) «Академік Вернадський» створено тектономагнітний полігон, на якому виконують тектономагнітні та магнітоваріаційні спостереження.

У співпраці з УкрДГРІ та ІГФ НАН України створено опорну геомагнітну мережу України, побудовано карту магнітного схилення та карти вікового ходу компонент геомагнітного поля України за 2005—2010 рр.

За час існування КВ ІГФ його співробітники захистили 3 докторські та 15 кандидатських дисертацій. Результати досліджень працівників КВ ІГФ висвітлено у 10 монографіях, зокрема, у 2015 р. опубліковано монографію «Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат та суміжних територій» спільно з Інститутом геодезії Національного університету «Львівська політехніка». Також спільно з Інститутом геодезії видається науковий журнал «Геодинаміка», у якому регулярно публікуються останні досягнення співробітників КВ ІГФ у сфері сейсмо-тектонічних і геодинамічних досліджень.

На цей час у складі КВ ІГФ працює 35 наукових співробітників, серед яких 3 доктори наук і 18 кандидатів наук.

Зупинимось на найвагоміших, на наш погляд, результатах, наведених у доповідях на пленарних засіданнях. Детальніше з матеріалами конференції можна ознайомитись у спеціально виданому збірнику [Матеріали..., 2016].

Геотермічні й геодинамічні моделі еволюції Закарпатського прогину були представлені у доповіді чл.-кор. НАН України **Р. Кутаса** (Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, м. Київ, співавтор Д. Майцін, Інститут наук про Землю, Словацька академія наук, м. Братислава). За їх уявленнями, сучасна структура

земної кори і її тепловий режим сформувались у неогені внаслідок горизонтального переміщення мікроплити Алькапа, її взаємодії з Євразійською тектонічною плитою і підняття астеносфери та розтягання літосфери під Паннонським басейном, що в підсумку привело до підплавлення земної кори, реологічного розшарування літосфери та системи структур розтягання у вигляді грабенів і напівграбенів.

**О. Іванік** (Київський національний університет імені Тараса Шевченка, м. Київ) запропонувала методику комплексного аналізу стану геологічного середовища та кількісної оцінки впливу небезпечних геологічних процесів на функціонування транспортних природно-техногенних систем різних ландшафтно-кліматичних і структурно-тектонічних зон, яка ґрунтується на створенні та чисельному аналізі цільового комплексу взаємопов'язаних геологічних, геомеханічних і математичних моделей складних природно-техногенних систем.

Якісні «магніто-мінералогічні» механізми взаємозв'язку сейсмічності Землі з динамікою мантийно-літосферної складової головного магнітного поля Землі було розглянуто у доповіді **М. Орлюка** (співавтори А. Марченко, А. Роменець, Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, м. Київ).

Проблеми рифтогенезу, механізму формування та дегазації дна Чорноморської мегазападни були викладено у доповіді **В. Коболева** (Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, м. Київ). Зокрема він обґрунтував істотну відмінність у механізмах утворення головних структурних одиниць Чорноморської мегазападни — її західної і східної улоговин. У результаті розрахунків темпів осадонагромадження встановлено, що початок рифтогенезу і формування безпосередньо західної улоговини припадає на пізню крейду, а занурення в зоні східної — почалось в еоцені. Безпосередньо утворення мегазападни пов'язують з Чорноморським плюмом, який як труба дегазації на різних етапах її еволюції контролював і «горячу» (магматична ініціація і пластифікація речовини літосфери центральних частин улоговин), і «холодну» (включаючи нафтидогенез) дегазацію.

Місце та роль гравіметрії у пошуково-розвідувальному процесі на нафту і газ з урахуванням світової практики, проблем, потенціалу та напрямів розвитку висвітлено у змістовній доповіді **О. Петровського**, Т. Федченко (НТК «ДЕПРОІЛ ЛТД», м. Івано-Франківськ).

У доповіді **К. Третяка** (Інститут геодезії

НУ «Львівська політехніка») розглянуто актуальні проблеми вивчення горизонтальних і вертикальних рухів земної кори, зокрема узагальнено результати GPS-спостережень на перманентних ГНСС-станціях на території Європи. За останні десятиріччя обчислено сучасні швидкості вертикальних рухів земної кори та складено картосхеми їх розподілу, виявлено взаємозв'язок між горизонтальними рухами, деформаціями земної кори Європи та сейсмічною активністю.

Про заходи щодо покращання інформаційного забезпечення геологорозвідувальних робіт за допомогою порталних рішень йшлося в доповіді співробітників ДП «Науканафтогаз» (м. Вишневе) **А. Коваля**, Л. Мельника, С. Галюка та В. Антонишина. Підкреслено, що найскладнішою в реалізації проектів корпоративних геоінформаційних систем є потреба в інтеграції багатофакторної інформації, яка надходить з різних джерел у різних форматах, а також застосуванні різних програмних додатків для обробки та аналізу тієї самої інформації. Протягом 2015 р. було зроблено спробу розпочати розробку геопорталу нафтогазової інфраструктури України на підставі бази даних геолого-геофізичної інформації Національної акціонерної компанії «Нафтогаз України». На жаль, це не набуло належного розвитку. Автори зазначили, що впровадження ГІС-технологій та порталних рішень значно покращить інформаційне забезпечення геологорозвідувальних робіт та підвищить їх ефективність. Досвід ДП «Науканафтогаз» зі створення на платформі Portal for ArcGIS геоінформаційної системи,

що вже містить певні дані стосовно нафтогазових об'єктів, має стати відправною точкою для створення єдиного порталу інфраструктури нафтогазового комплексу України.

В доповіді **А. Кушніра** (співавтор Т. Бурахович, Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, м. Київ) виділено регіони України, в яких встановлено взаємозв'язок землетрусів з аномаліями електропровідності. Підтверджено зв'язок сейсмічності з проявом глибинних флюїдних процесів.

Понад 20 доповідей було присвячено вивченню глибинної будови, тектоніки та геодинаміки земної кори геофізичними, геологічними, геодезичними методами. Результати сейсмологічних і геофізичних досліджень сейсмоактивних регіонів відображено в 7 доповідях. Доволі велику увагу було приділено проблемам сучасних технологій геолого-геофізичного прогнозування геологічного середовища для пошуків родовищ нафти і газу (7 доповідей), геофізичного моніторингу екологічно безпечних природних і техногенних геологічних процесів (5 доповідей), математичного та фізичного моделювання (8 доповідей). Особливо слід зазначити, що майже половину цих доповідей представили молоді науковці.

Після пленарних засідань відбулася достатньо змістовна і плідна дискусія. Промовці звертали увагу на необхідність розширення теоретичних і методичних досліджень, створення сучасної апаратної бази, використання нових технічних розробок і комп'ютерних технологій, організації в наукових установах пошукових проектів і залучення до їх реалізації молодих виконавців.

### Список літератури

*Матеріали VI Міжнар. конф. «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного се-*

*редовища», 20—23 вересня 2016 р. Львів: СПОЛОМ, 2016. 310 с.*

### Беседа с С. Н. Стовбой в связи с 60-летием

© И. В. Попадюк, О. И. Хрящевская, 2016

SPK — Geoservice Ltd., Киев, Украина

Поступила 30 сентября 2016 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко



**Что привело Вас в геофизику? Как Вы поняли, что она Вам интересна?**

Мой дед, а потом дядя были в свое время руководителями сейсмической станции по наблюдениям за землетрясениями. На этой станции, которая была еще и жильем для ее сотрудников, я провел большинство своих школьных летних каникул. Так что сейсмографы, сейсмограммы и даже то, как обрабатываются и интерпретируются эти сейсмограммы, были частью моих детских впечатлений и знаний. В 10-м классе физмат школы-интерната у меня еще было желание заниматься аэрофизикой и космическими исследованиями, но стал геофизиком. Именно детские впечатления сыграли, скорее всего, свою роль в выборе профессии.

**Вспомните, пожалуйста, как начиналась Ваша профессиональная карьера?**

В университете две летние производственные практики проходил в морской сейсмической партии на Аральском море. Тогда по

этому морю еще корабли ходили, а у студентов производственные практики были длительностью по 3 месяца, т. е. учили нас по-настоящему. После окончания геологического факультета Киевского государственного университета им. Т.Г. Шевченко в 1979 г. начал работать в Киевской геофизической экспедиции объединения «Укргеофизика». Несколько лет работал в полевой региональной сейсмической партии, а затем в камеральном бюро по обработке и интерпретации данных региональных сейсмических данных. Без отрыва от производства закончил аспирантуру Киевского университета. Очень горжусь тем, что моим научным руководителем был замечательный человек и выдающийся ученый Юрий Васильевич Тимошин. Светлая ему память! Кандидатскую диссертацию защитил в Институте геофизики НАН Украины. Вот таким было начало моей профессиональной деятельности.

**Проект GEORIFT программы Европейского**



**научного фонда EUROPROBE положил начало Вашей международной деятельности. Расскажите, чем этот проект примечателен? Что он дал нового украинской науке?**

Этот проект — уникальное событие для украинской науки и всех украинских геологов и геофизиков, принявших в нем участие. Проект начался в 1992 г. У его истоков стояли именитые ученые А. В. Чекунов (Украина), В. И. Старостенко (Украина), П. Циглер (Швейцария), М. Вильсон (Великобритания) и Р. А. Стифенсон (в те годы представлял Нидерланды). В проект были вовлечены ученые из десятков европейских стран. Основным объектом исследований стала Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ) и Донецкое складчатое сооружение (ДСС). За 10 лет была проведена огромная совместная работа украинских и европейских ученых по изучению региональной геологии, тектоники, геодинамики, цикличности осадконакопления, моделирования осадочных бассейнов и тектонических процессов, происходящих в них. Результаты совместных исследований опубликованы в многочисленных научных статьях, вышедших в наиболее престижных международных изданиях, а также использованы в обобщающих геологических, тектонических и палеогеографических картах европейского континента. Для маститых и молодых украинских ученых представилась возможность ознакомить научную общественность с результатами своих работ на десятках международных конференциях, симпозиумах, конгрессах. Таким образом, можно констатировать, что проект GEORIFT на заре украинской независимости стал настоящим прорывом для нашей геологической науки в налаживании связей с ведущими европейскими университетами и учеными из многих стран. Хочется особо отметить, что европейские ученые с большим уважением относились к украинским специалистам. «Задних мы не пасли».

**Ваши работы по соляной тектонике и тектонической эволюции Днепровско-Донецкой впадины являются современной классикой уже более 20 лет. Почему эти темы стали так близки Вам?**

Не мне, конечно, судить, классические эти работы или нет. Многие ученые могут и не согласиться с этим. Хочу сказать, что многие публикации были подготовлены в соавторстве с коллегами из Европы и Украины. Особо хочу отметить многолетнее и плодотворное сотрудничество с моим другом и замечательным ученым Р. Стифенсоном. Сейчас он профессор университета г. Абердин (Шотландия). Почему

тектоническая эволюция и соляная тектоника ДДВ? Мне пришлось практически всю свою профессиональную карьеру заниматься региональными сейсмическими исследованиями и обобщением данных о геологическом строении сначала ДДВ и ДСС, а затем осадочных бассейнов Черного моря и Крыма. Поэтому и увлекся проблемными вопросами тектонической эволюции и геодинамики этих бассейнов, а также соляной тектоники ДДВ.

**Вы всегда очень активно участвовали в различных научных международных проектах? В каких именно? С какими учеными Вам удалось сотрудничать, работая над этими проектами?**

Научных проектов было достаточно много. Это и упоминавшийся выше проект GEORIFT программы EUROPROBE (Европейский научный фонд), а также проекты «Peri-Tethys» (Международный консорциум), IGCP-N. 369 и 474 (ЮНЕСКО), GEOMED (в рамках 32-го Международного геологического конгресса), DOBRE (Международный научный консорциум), MEBE (Международный консорциум научных и производственных организаций), три проекта по программе INTAS (93-3346, 96-1701, 97-0743). Мне посчастливилось познакомиться и поработать со многими ведущими европейскими учеными, а непосредственно в западноевропейских университетах я выполнял исследования с применением современных методик изучения осадочных бассейнов в общей сложности более двух лет. Полученный опыт применял в своей повседневной работе в Украине. Кроме того, мне посчастливилось выполнять научно-исследовательские и тематические работы для всемирно известных нефтяных компаний, среди которых BP, Shell, Total, ENI, OMV, Chevron и другие.

**Занимаясь полевыми сейсмическими работами в начале карьеры, Вы активно вовлеклись в процесс интерпретации. Вами проинтерпретировано около 10 тыс. км региональных профилей КМПВ и МОГТ в Днепровско-Донецкой впадине и около 30 тыс. км региональных профилей в украинском секторе Черного моря. Поделитесь, какими знаниями должен обладать специалист, чтобы заниматься интерпретацией сейсмического материала в региональном масштабе?**

Здесь важны не только знания и опыт по своей специальности. Существенными факторами для успешного изучения регионального строения и эволюции осадочных бассейнов являются осмысление и привлечение данных из смежных областей геологии. Это кардиналь-

но помогает в создании геолого-тектонических моделей осадочных бассейнов на основе сейсмических данных. Немаловажными, а может быть и определяющими, должны быть еще и следующие принципы в работе исследователя. С одной стороны, бережное отношение к знаниям, полученным за всю историю геологического изучения территории, а с другой — критический анализ этих знаний и проверка их на совместимость с новым фактическим материалом. Нельзя подгонять данные под уже существующие геологические модели, даже если они предложены самыми выдающимися учеными. К сожалению, такая искусственная подгонка новых фактических материалов под уже существующие модели и результаты сейчас в Украине происходит довольно часто. Это недопустимо в науке.

***Вы стояли у истоков создания научно-исследовательского Института «Науканафтогаз» НАК «Нафтогаз Украины», посвятили более 6 лет своей карьеры на его становление и развитие. Чем запомнился Вам этот период Вашей деятельности?***

Мне выпала честь возглавить самое крупное отделение этого Института «Информационно-аналитический центр». На работу в отделении были приглашены не просто хорошие специалисты, а энтузиасты своей профессии, люди, способные осваивать новые научные направления, методики и программное обеспечение. При этом нам удалось избежать одного из основных недостатков в деятельности современных научно-исследовательских институтов — формулировки геологических задач под имеющийся коллектив или отдел, а не наоборот. Изначально было решено, что все официальные должности в отделении — это формальность. Междисциплинарные группы специалистов формировались из состава имеющихся отделов для решения конкретных геологических задач по проектам НАК «Нафтогаз Украины». Абсолютно никакого значения не имело, на какой должности числится тот или иной специалист и какому руководителю отдела он официально подчиняется. Для поднятия эффективности работ мы приглашали в эти группы специалистов из других отделений, благо директора Института С. А. Лизун, а затем Д. А. Егер нас в этом поддерживали. Кроме того, мы широко использовали опыт и знания специалистов из других производственных и научных организаций Украины, в том числе Института геофизики НАН Украины, Института геологических наук НАН Украины, Института геохимии горючих полезных ископаемых НАН

Украины, Украинского государственного геологоразведочного института, ГПП «Укргеофизика» и некоторых других. Этот период работы запомнился мне многим. Во-первых, огромным энтузиазмом и самоотверженным трудом всего коллектива. Во-вторых, успешными проектами в Египте, где НАК «Нафтогаз Украины» открыл впоследствии несколько нефтяных месторождений. В-третьих, вкладом нашего коллектива в открытие Субботинского нефтяного месторождения в Черном море. В-четвертых, удовлетворенностью тем, что наши специалисты сделали все возможное и невозможное для выполнения заданий компании по внутренним и международным проектам. В-пятых, сотрудничеством со многими нефтяными компаниями мира. Есть еще много хороших воспоминаний о работе в Институте. Плохие воспоминания тоже есть, но упоминать о них не хочу. В любом случае, искренне хочу пожелать Институту «Науканафтогаз», впрочем как и всем остальным научно-исследовательским и академическим институтам, геологическим предприятиям успехов в работе по обеспечению энергетической безопасности Украины.

***Как человек, приложивший немало усилий для развития нефтегазовой отрасли в Украине, Вы имеете свое видение того, что необходимо сделать, чтобы энергетическая независимость Украины стала реальностью, а не полем для популистских шоу. Чего на самом деле не хватает для успешности реформ в энергетическом секторе промышленности Украины?***

Оккупация Крыма российскими агрессорами на некоторое время существенно ограничила возможности по открытию новых месторождений в акватории Черного моря и на территории полуострова. Тем не менее хорошие перспективы открытия новых залежей углеводородов имеются в Карпатской нефтегазоносной области, а также в центральной и юго-восточной частях ДДВ. Иными словами, даже без временно недоступного для поисково-разведочных работ южного нефтегазоносного региона Украина обладает достаточными нефтегазовыми ресурсами для достижения энергетической независимости. Проблема не в ресурсах как таковых, а в практике их освоения. Считается, что большинство месторождений уже истощены. На самом деле это не совсем так, поскольку даже на старых месторождениях существует значительный потенциал, который в свое время не был оценен или был технологически недоступен. Более того, именно за счет освоения неразведанного потенциала давно

известных месторождений можно обеспечить уж если не рост добычи, то по крайней мере замедление ее падения. О последнем свидетельствуют и мировая практика, и результаты исследований, проводимых нашей компанией «СПК-ГЕО». И это можно продемонстрировать на примере нескольких реальных месторождений. Для этого необходимо среди прочего организовать эффективную работу тех, в общем-то уже малочисленных групп высокопрофессиональных специалистов, которые сохранились в геологических организациях Украины, для работ по комплексной интерпретации накопленных за многие десятилетия геологических данных по месторождениям и разработки новых направлений поисково-разведочных работ. Наиболее перспективный подход — это привлечение частных инвесторов, в том числе для работы на истощенных месторождениях с не-

большими запасами, а также на новых лицензионных блоках. Отмечу, однако, что надежды на быстрое увеличение добычи за счет новых открытий, т.е. на недавнополученных лицензионных площадях, призрачны. В краткосрочной перспективе нарастить ресурсы таким путем не получится хотя бы потому, что от открытия месторождения до завершения разведки требуется минимум пять лет. В краткосрочной перспективе альтернативы доразведке старых месторождений просто нет. Если говорить о финансовой стороне освоения нефтегазовых ресурсов, то серьезных подвижек не будет, если не привлекать инвесторов. Для этого необходимо на уровне законодательства создать такие условия, чтобы инвесторы становились в очередь. Все это осуществить не просто, но как оптимист по натуре я верю, что еще при моей жизни Украина станет энергонезависимой.

**Владимир Николаевич Шуман  
(18.02.1942—05.11.2016)**



Украинская наука понесла тяжелую утрату. 5 ноября 2016 г. на 75-м году жизни остановилось сердце известного ученого-геофизика, доктора физико-математических наук, заведующего отделом математической геофизики Института геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, лауреата Государственной премии Украины и премии имени С. И. Субботина НАН Украины Владимира Николаевича Шумана.

Родился Владимир Николаевич 18 февраля 1942 г. в селе Задереевка Репкинского района Черниговской области в семье учителей.

После окончания в 1964 г. геологического факультета Киевского государственного университета им. Т. Г. Шевченко по специальности «геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» в течение двух лет по направлению работал в Белорусской геофизической экспедиции (1965—1967 гг.).

С 1967 г. научная деятельность Владимира Николаевича безотрывно связана с Институтом

геофизики им. С. И. Субботина, где он прошел путь от аспиранта (научный руководитель доктор физико-математических наук И. И. Рокитянский) до заведующего отделом математической геофизики.

В 1972 г. в Институте геофизики Уральского научного центра АН СССР он защитил диссертацию «Некоторые вопросы интерпретации результатов магнитовариационного профилирования» на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. Ученая степень доктора физико-математических наук была присвоена ему в 1991 г. в результате блестящей защиты в Институте геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины диссертации «Теория электромагнитных зондирований с контролируруемыми источниками — геометрический подход».

Основные направления научной деятельности Владимира Николаевича — общая теория электромагнитных зондирующих систем и импедансных измерений в методах геоэлектромагнетизма; интегральная кинематика электромагнитных возмущений в диффузионной области; скоростные параметры в георадарных и томографических электромагнитных системах; особенности и системы электромагнитных зондирований в средах с дисперсией.

Научные интересы Владимира Николаевича были тесно связаны с особенностями электродинамического описания геосреды — открытой нелинейной диссипативной системы — и многофакторностью воздействия на нее физических полей внешнего происхождения. В монографии «Математические модели геоэлектрики» (в соавторстве с М. Савиным) рассмотрены актуальные вопросы теории и практики современной геоэлектрики, в частности решения прямых и обратных задач электродинамики неоднородных анизотропных сред, геологической среды, а также современные методы ее исследования. Внимание уделено кинематическим характеристикам нестационарных электромагнитных полей контролируемых и природных источников в геологической среде, обоснованию методов интегральной кинематики в диффузионной зоне. Приведен

обзор и анализ магнитотеллурических и магнитовариационных функций отклика, отражено их современное состояние. В качестве примера проанализированы скалярные параметры импедансного типа в процессе моделирования геоэлектрических структур Украинского щита.

В последнее время, с учетом концепции динамически неустойчивой геосреды, Владимиром Николаевичем были проанализированы вопросы генерации акустосейсмоэлектромагнитного шума литосферного происхождения, его пространственной дифференциации и особенностей распространения. Его внимание было сосредоточено на вопросах электродинамики активных сред, на необходимости изменения парадигмального подхода к изучению электродинамики геосреды — активной (возбуждающей) диссипативной системы, фундаментальным свойством которой является физическая, геометрическая и структурная нелинейность. Им были рассмотрены возможности использования сейсмоэлектромагнитного шума литосферы с целью определения ее структуры и описания происходящих в ней геодинамических процессов.

Необычайно трудоспособный и талантливый, целеустремленный и принципиальный, с широким кругозором и эрудицией, сильным характером и трезвым оптимизмом, Владимир Николаевич обладал невероятным научным чутьем и предвидением ожидаемых результатов. В своей последней статье «О прогнозируемости активных геосистем: метастабильность и устойчивые переходы вместо аттракторов», которая выйдет в шестом номере «Геофизического журнала» в конце этого года, он подытожил рассмотрение проблемы прогноза и прогнозируемости сейсмической активности с учетом современных позиций и достижений нелинейной динамики сложных систем, в частности, неравновесных сред, для процессов структурообразования. При этом он подчеркнул другой весьма важный аспект проблемы, на который не обращалось должного внимания – влияние шумов и флуктуаций различной природы на режимы функциони-

рования таких распределенных нелинейных динамических систем.

Интенсивный творческий поиск Владимир Николаевич умело сочетал с педагогической деятельностью. В должности профессора кафедры геофизики геологического факультета Киевского национального университета имени Тараса Шевченко он более 20 лет читал спецкурс «Электромагнитные методы исследований». В 2002 г. за учебник «Основы векторного анализа и теория поля» (в соавторстве с Е. Г. Булахом) он был удостоен премии им. С. И. Субботина НАН Украины.

В 2014 г. за цикл работ «Геохимические, петрологические и геофизические критерии прогнозирования месторождений полезных ископаемых Украинского щита» в составе группы сотрудников НАН Украины Владимиру Николаевичу была присуждена Государственная премия Украины в области науки и техники.

Владимир Николаевич являлся членом ученого совета Института геофизики, членом специализированных советов при Институте геофизики и Института геохимии окружающей среды НАН Украины, заместителем главного редактора «Геофизического журнала» и членом редколлегии журналов «Геодинамика» и «Геоинформатика».

Свою жизнь и все свои помыслы Владимир Николаевич посвятил одной науке — геоэлектрике и одной женщине — берегине Любе, своей жене. С Любой они вырастили двух талантливых и заботливых сыновей Олега и Дмитрия.

Владимир Николаевич был веселым, остроумным, открытым, доброжелательным и скромным, артистичным рассказчиком, увлекающимся и увлекающим человеком. А его умение сказать доброе слово и оживить веселой шуткой окружающих всегда было для нас высокой мерой человечности.

Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины выражает искренние соболезнования родным, близким, друзьям и коллегам в связи с невозможной потерей.

Владимир Николаевич всегда будет жить в наших сердцах. Светлая память.

*Коллектив Института геофизики  
НАН Украины,  
Редакционная коллегия  
«Геофизического журнала»*

## Ювілеї

Попадюк І. В., Хрящевська О. І. Бесіда з С. М. Стовбою в зв'язку з 60-річчям..... 198

## Втрати науки

Володимир Миколайович Шуман (18.02.1942—05.11.2016)..... 202

## CONTENTS

*Shuman V. N.* On prognostication ability of active geosystems: metastability and steady transitions instead of attractors ..... 3

*Sobisevich L. E., Starostenko V. I., Rogozhyn E. A., Lutikov A. I., Sobisevich A. L., Kanonidi K. H., Orlyuk M. I., Kendzera A. V.* Abnormal geophysical and seismotectonic processes observed during the period of preparation and development of the earthquake with a magnitude of 8,8 in Maule 2010 (Chile) ..... 25

*Usenko O. V.* Evolution of melts and fluids during the crust and mantle formation in Neo-Archean—Paleo-Proterozoic. Stratigraphic effects ..... 40

*Gordienko V. V., Gordienko L. Ya.* Velocity sections of the upper mantle under the oceans ..... 64

*Kovachikova S., Logvinov I. M., Pek J., Tarasov V. N.* Modeling of the Earth's crust of Ukraine by the results of the magnetotelluric studies using new methods of inversions ..... 83

*Roganov Yu. V., Roganov V. Yu.* Wave propagation in periodic fluid-solid layered media..... 101

*Belevtsev R. Ya., Blazhko V. I., Tereshchenko S. I.* About thermodynamic evolution of Earth's crust and tectonic plates ..... 118

## Scientific communications

*Epuh E. E., Olaleye J. B., Omogunloye O. G.* Gongola Basin Geoid Determination using Isostatic Models and Seismic Reflection Data and Geophysical Interpretation ..... 137

*Sumaruk Yu. P., Sumaruk T. P., Reda Ya.* Dynamics of secular variations of geomagnetic field in the course of time..... 152

*Lapina E. P., Miheeva T. L., Panchenko N. V.* Localization of geological objects according to magnetometric data with application of algorithms of automated selection ..... 160

*Shcherbina S. V., Lisovy Yu. V., Feshchenko A. I., Britskyy O. I.* Study of the piezoelectric sensor KD-35 properties on the calibration device by the method of external pulse and on a real track ..... 173

*Uvarov V. N.* Electromagnetic-deformational waves of the Earth's crust ..... 180

*Glavatskiy D. V., Kuzina D. M., Gerasimenko N. P., Bakhmutov V. G.* Petromagnetism and palaeomagnetism of Quaternary loess-soil sediments of Vyazovok section (Dnieper Lowland) ..... 186

## Conference

*Kobolev V. P., Kutas R. I., Maksymchuk V. Yu.* Geophysical technology forecasting and monitoring of the geological environment ..... 194

## Jubilees

*Popadyuk I. V., Khryashchevskaya O. I.* A talk with S. N. Stovba on the occasion of 60th birthday ..... 198

## Losses of science

*Vladimir Nikolayevich Shuman (18.02.1942—05.11.2016)*..... 202

## Сводное оглавление «Геофизического журнала» Т. 38, 2016

<i>Бакаржиева М. И., Марченко А. В., Розыган Т. В., Гадяцкая Е. П., Друкаренко В. В.</i> Магнитное поле и дайковые пояса Восточно-Приазовского блока Украинского щита .....	2.....	19—34
<i>Балк П. И., Долгаль А. С.</i> Метод минимизации риска для решения обратных задач гравиразведки при слабых предположениях о свойствах геологических помех ....	5..	108—118
<i>Бахмутов В. Г., Главацкий Д. В.</i> Проблемы магнитостратиграфии плейстоценовых лессово-почвенных отложений юга Украины.....	4.....	59—74
<i>Белевцев Р. Я., Блажко В. И., Терещенко С. И.</i> О термодинамической эволюции земной коры и тектонике плит .....	6..	118—136
<i>Блох Ю. И.</i> Крутиховская и Шмидт — команда железных лауреатов.....	5.....	3—8
<i>Бурахович Т. К., Кушнир А. Н., Николаев И. Ю., Шеремет Е. М., Ширков Б. И.</i> Результаты экспериментальных электромагнитных исследований Крымского региона .....	2.....	57—78
<i>Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Матвеев А. В.</i> Отражение радоновых аномалий в магнитном поле и тектонических элементах Беларуси.....	5.....	40—48
<i>Гинтов О. Б., Ентин В. А., Мычак С. В., Павлюк В. Н., Зюльде В. В.</i> Структурно-петрофизическая и тектонофизическая основа геологической карты кристаллического фундамента центральной части Голованевской шовной зоны Украинского щита .....	3.....	3—28
<i>Гинтов О. Б., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Муровская А. В.</i> Некоторые особенности строения мантии Восточного Средиземноморья и их геодинамическая интерпретация.....	1.....	17—29
<i>Гонгадзе С. А., Челидзе Т. Л., Миндели П. Ш., Глонти Н. Я., Кириа Д. К., Яволовская О. В.</i> Основные сечения земной коры и верхней мантии Большого Кавказа по новым технологиям. 2. Сейсмофотография по профилям глубинного сейсмического зондирования .....	4..	100—112
<i>Гонгадзе С. А.</i> Глубинное строение Большого Кавказа на основе геофизических данных по новым технологиям. Ч. 1. Гравиметрия, магнитометрия, локальная сейсмофотография и микросейсмозондирование .....	3..	145—154
<i>Гончар В. В.</i> Обзор данных о полях напряжений мезозойд Северо-Востока Азии, полученных кинематическим методом .....	4.....	26—58
<i>Гордиенко В. В., Гордиенко А. Я.</i> Скоростные разрезы верхней мантии под океанами .....	6.....	64—82
<i>Данова Т. Е., Перельгин Б. В.</i> Спектрально-временной анализ длинопериодных климатических рядов на примере Гренландской скважины .....	3..	117—127
<i>Еременко Е. Е.</i> Фрагменты родословной З. А. Крутиховской.....	5.....	9—12
<i>Исаев В. И., Искоркина А. А., Лобова Г. А., Фомин А. Н.</i> Палеоклиматические факторы реконструкции термической истории нефтематеринских Баженовской и Тогурской свит юго-востока Западной Сибири.....	4.....	3—25
<i>Исаев В. И., Лобова Г. А., Мазуров А. К., Фомин А. Н., Старостенко В. И.</i> Районирование баженовской свиты и клиноформ неокома по плотности ресурсов сланцевой и первично-аккумулятивной нефти (на примере Нюрольской мегавпадины).....	3.....	29—51
<i>Кендзера А. В., Семенова Ю. В.</i> Влияние резонансных и нелинейных свойств грунтов на сейсмическую опасность строительных площадок.....	2.....	3—16
<i>Килифарска Н. А., Бахмутов В. Г., Мельник Г. В.</i> Связь изменений климата с геомагнитным полем. 3. Северное и Южное полушария .....	3.....	52—71
<i>Ковачикова С., Логвинов И. М., Пек Й., Тарасов В. Н.</i> Моделирование земной коры Украины по результатам магнитотеллурических исследований с использованием новых методик инверсий.....	6....	83—100

<i>Корчин В. А., Буртный П. А., Коболев В. П.</i> Зоны разуплотнения земной коры центральной части Украинского щита (по материалам петрофизического и сейсмогравитационного моделирования).....	3.....	84—99
<i>Кузьмина Л. М., Рылюк В. М., Скипа М. И.</i> Взаимодействие акустических и электромагнитных полей в смеси электролитов .....	2.....	98—106
<i>Кутас Р. И.</i> Геотермические условия и мезо-кайнозойская эволюция Карпато-Паннонского региона .....	5.....	75—107
<i>Кутный А. М., Павлик В. Г., Бабич Т. Н., Плис В. П.</i> Результаты и анализ земноприливных наблюдений со скважинным наклономером в Полтаве .....	4..	124—129
<i>Кушир А. Н., Бурахович Т. К.</i> Результаты электромагнитных исследований Брагинско-Лоевского выступа и Черниговского блока ДДВ .....	3..	128—137
<i>Лазаренко М. А., Герасименко О. А.</i> Коррекция скоростного разреза методом имитации отжига .....	4.....	88—99
<i>Муровская А. В., Накапелюх М. В., Вихоть Ю. М., Шлапинский В. Е., Бубняк И. Н., Мычак С. В.</i> Кинематическая эволюция зоны Пьенинских утесов в кайнозое (Украинские Карпаты) .....	5..	119—136
<i>Орлюк М., Ролле Р., Роменец А., Ульрих Б., Цольнер Х.</i> Микромагнитная съемка Большого Бельского городища скифского времени, Полтавская область .....	5.....	25—39
<i>Осьмачко Л. С.</i> Тектонические условия формирования рудовмещающих структур Приазовского мегаблока Украинского щита (на примере Дибровской).....	4..	113—112
<i>Пашкевич И. К., Бакаржиева М. И.</i> Мафические дайки Ингульского мегаблока (Украинский щит): связь поверхностных и глубинных структур литосферы, разломная тектоника и геодинамика .....	5.....	49—66
<i>Печерский Д. М.</i> Распространенность металлического железа внутри планет.....	5.....	13—24
<i>Пилипенко В. Н., Верпаховская А. О., Бугкевич В. Б.</i> Трехмерная временная миграция по исходным данным площадной сейсморазведки.....	1.....	43—56
<i>Причепий Т. И.</i> О возможности использования скалярных импедансов при решении обратной задачи МТЗ для трехмерных моделей .....	2.....	88—97
<i>Роганов Ю. В., Роганов В. Ю.</i> Распространение волн в периодических жидкотвердых слоистых средах .....	6..	101—117
<i>Собисевич Л. Е., Старостенко В. И., Рогожин Е. А., Лутиков А. И., Собисевич А. Л., Канониди К. Х., Кендзера А. В., Орлюк М. И.</i> Аномальные геофизические и сеймотектонические процессы, наблюдавшиеся в период подготовки и развития землетрясения с магнитудой 8,8 в Мауле 2010 г. (Чили) .....	6.....	25—39
<i>Старостенко В. И., Шарыпанов В. М., Шарыпанов А. В., Савченко А. С., Легостаева О. В., Макаренко И. Б., Куприенко П. Я.</i> Интерактивный программный комплекс Isohurse для построения трехмерных геолого-геофизических моделей и его практическое использование.....	1.....	30—42
<i>Усенко О. В.</i> Эволюция расплавов и флюидов в процессе формирования коры и мантии в неоархее—палеопротерозое. Стратиграфические следствия.....	6.....	40—63
<i>Усенко О. В.</i> Эволюция расплавов и флюидов как отражение формирования коры и мантии на примере Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита. Архей.....	2.....	35—33
<i>Цветков Ю. П., Филиппов С. В., Иванов В. В., Брехов О. М.</i> Магнитные измерения в стратосфере и их роль в изучении магнитного поля Земли .....	5.....	67—74
<i>Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н.</i> Скоростная делимость мантии под Украинским щитом .....	4.....	75—87
<i>Цветкова Т. А., Бугаенко И. В.</i> Структура скоростной этажности мантии под Фенноскандией по данным сейсмотомографии .....	1.....	57—77



<i>Шапка В. Н., Лящук А. И., Андрущенко Ю. А., Корниенко И. В., Грабченко В. В.</i> Система раннего оповещения о мощных подкорových землетрясения зоны Вранча .....	3.. 138—144
<i>Шестопалов В. М.</i> О возможных геолого-геофизических рисках и перспективах Чернобыльской зоны отчуждения .....	1 ..... 3—16
<i>Шуман В. Н.</i> О прогнозируемости активных геосистем: метастабильность и устойчивые переходы вместо аттракторов .....	6 ..... 3—24
<i>Шуман В. Н.</i> Спонтанная эмиссионная активность литосферы и сейсмoeлектромагнитные явления .....	2 ..... 79—87
<i>Шуман В. Н.</i> Дробная динамика и эмиссионная активность геосистем .....	3 ..... 72—83
<i>Шумлянская Л. А., Бурмин В. Ю.</i> Параметры плоскостей разрывов для Крымско-Черноморского региона по осредненным механизмам близких землетрясений .....	3.. 100—116

### Научные сообщения

<i>Анахов П. В., Макарец Н. В.</i> Возбуждение землетрясений при наполнении водохранилищ. Суперпозиция прямых и косвенных воздействий на местную геологическую среду .....	1 ..... 86—96
<i>Лазаренко М. А., Герасименко О. А., Остапчук Н. Н.</i> Нейросетевая модель поля времен первых вступлений сейсмических волн в Украине .....	1 .... 97—103
<i>Орлюк М., Роменец А., Орлюк И.</i> Природные и техногенные компоненты магнитного поля мегаполиса .....	1 ..... 78—85

### Научные сообщения

<i>Андрущенко Ю. А., Осадчий В. И., Лящук А.И., Грабченко В. В.</i> Сейсмическая добротность земной коры северной части Украинского щита.....	4.. 146—152
<i>Гагиров В. Г., Гагиров К. В., Бекиров М. А.</i> Локальные магнитные аномалии Среднекуринской впадины Азербайджана и их геологическое истолкование .....	5.. 146—153
<i>Главацкий Д. В., Кузина Д. М., Герасименко Н. П., Бахмутов В. Г.</i> Петромагнетизм и палеомагнетизм четвертичных лессово-почвенных отложений разреза Вязовок (Приднепровская низменность).....	6.. 186—193
<i>Кацалова Л. Н.</i> Модифицированное аддитивно-усредненное расщепление для решения трехмерных уравнений гидродинамики .....	4.. 138—145
<i>Комлев В. Н.</i> Достояние мировой геологии и подземный ядерный могильник .....	5.. 172—174
<i>Кулик В. В., Бондаренко М. С.</i> Идентификация газовых резервуаров и определение их параметров с помощью комбинации методов радиоактивного каротажа .....	2.. 107—119
<i>Лапина Е. П., Михеева Т. Л., Панченко Н. В.</i> Локализация геологических объектов по магнитометрическим данным с использованием алгоритмов автоматизированного подбора .....	6.. 160—172
<i>Меньшов А. И.</i> Применение магнитных методов для контроля изменений продуктивных земель.....	4.. 130—137
<i>Мостовой В. С., Мостовой С. В.</i> Математическая модель сейсмического сигнала как поток физически неосуществимых одиночных сейсмических волн ...	5.. 164—169
<i>Пигулевский П. Г., Свистун В. К., Мечников Ю. П., Кирилюк О. С., Лесовой Ю. В.</i> Особенности дизъюнктивной тектоники Криворожского железородного района.....	5.. 154—163
<i>Пилипенко В. Н.</i> Комментарий к статье V. S. Mostovoy, S. V. Mostovyi «Mathematical model of seismic signal, as a flow of physically non realizable single seismic waves» .....	5.. 170—171

<i>Роман В. И.</i> Добротность адаптивных сейсмических исследований.....	2..	129—134
<i>Сумарук Ю. П., Сумарук Т. П.</i> Вековые вариации геомагнитного поля на Антарктиде .....	2..	120—128
<i>Сумарук Ю. П., Сумарук Т. П., Рега Я.</i> Динамика вековых вариаций геомагнитного поля со временем.....	6..	152—159
<i>Уваров В. Н.</i> Электромагнитно-деформационные волны земной коры .....	6..	180—185
<i>Щербина С. В., Лесовой Ю. В., Феценко А. И., Брицкий А. И.</i> Изучение свойств пьезоэлектрического датчика KD-35 на калибровочном устройстве методом внешнего импульса и на реальной трассе .....	6..	173—179
<i>Эпух Е. Е., Олейлае Дж. Б., Омогунлоуе О. Г.</i> Определение геоида бассейна Гонгола с использованием изостатических моделей и данных сейсмического профилирования методом отраженных волн и его геофизическая интерпретация .....	6..	137—151
<i>Эпух Е. Е., Олейлае Дж. Б., Омогунлоуе О. Г.</i> Прогнозирование глубины месторождения полезных ископаемых путем корреляции плотности с гравитационным полем, пересчитанным вниз, с помощью преобразования Фурье.....	5..	137—145

### **Конференции**

<i>Кобелев В. П., Кутас Р. И., Максимчук В. Ю.</i> Геофизические технологии прогнозирования и мониторинга геологической среды .....	6..	194—197
---	-----	---------

### **Юбилеи**

<i>К 90-летию Нинель Петровны Михайловой: научный аспект</i> .....	3..	155—161
<i>Приветствие проф. О. М. Русакову в связи с 80-летием</i> .....	5..	175—182
<i>Попадюк И. В., Хрящевская О. И.</i> Беседа с С. Н. Стовбой в связи с 60-летием .....	6..	198—200

### **Памяти ученого**

<i>Владимир Николаевич Шуман (18.02.1942—05.11.2016)</i> .....	6..	202—203
<i>Воспоминания о брате</i> .....	4..	161—162
<i>Воспоминания о Михаиле Андреевиче Лазаренко в Индии</i> .....	4..	159—160
<i>Константин Федорович Тяпкин</i> .....	2..	149—151
<i>Лариса Николаевна Яременко (к 90-летию со дня рождения)</i> .....	1..	104—105
<i>Памяти Владимира Борисовича Будкевича</i> .....	2..	147—148
<i>Памяти Михаила Андреевича Лазаренко (1937—2016)</i> .....	4..	153—158
<i>Памяти члена-корреспондента НАН Украины Даниленко Вячеслава Андреевича</i> ..	2..	135—146

Адрес редакции

Украина 03142, Киев-142, просп. акад. Палладина, 32  
Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, комн. 220  
Телефон 380 (44)424—11—65, факс 380 (44)450—25—20  
E-mail: [journal@igph.kiev.ua](mailto:journal@igph.kiev.ua)  
<http://www.igph.kiev.ua>

*Печатается по постановлению редакционной коллегии  
и ученого совета Института геофизики НАН Украины*

*Свидетельство государственной регистрации,  
серия КВ № 12952-1836 ПР от 20.07.2007*

*Включен в перечень научных специализированных изданий  
Украины в отрасли Геологические науки (приказ МОН  
Украины от 10.07.2015 г. №1021)*

Редакторы *И. А. Калитова, О. И. Калашникова*  
Технический консультант *Д. Н. Гринь*  
Компьютерная верстка *О. В. Шетик*  
Компьютерная графика *Я. Ю. Дулицкой*

**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.
- 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](http://www.presa.ua).

**Подписывайтесь и заказывайте  
«Геофизический журнал»!**