ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი
მიხეილ ნოდიას სახელობის გეოფიზიკის ინსტიტუტი

Ivane Javakhishvili Tbilisi State Universitety
Mikheil Nodia Institute of Geophisics

Тбилисский Государственный Университет
им. И. Джавахишвили
Институт геофизики им. М. З. Нодиа

შრომების კრებული
ტ. LXVII

TRANSACTIONS
vol. LXVII

СБОРНИК ТРУДОВ
т. LXVII

უნივერსიტეტის გამომცემლობა

სარედაქციო-საგამომცემლო საბჭო

აბაშიძე ვ. (მთავარი რედაქტორი), ადამია შ., ამირანაშვილი ა. (მდივანი), აჯიევი ა. (ყაბარდო-ბალკარეთის რესპუბლიკა, რუსეთი), ბენდერევი ა. (ბულგარეთი), ბოლაშვილი ნ., გამყრელიძე ე., გველესიანი ა., გვენცაძე თ., გოგიჩაიშვილი ა. (მექსიკა), დარახველიძე ლ. (მთავარი რედაქტორის მოადგილე), ელიზბარაშვილი ე., ვარამაშვილი ნ., ზაალიშვილი ვ. (რესპუბლიკა ჩრდილოეთ ოსეთი-ალანია, რუსეთი), თავართქილაძე კ., კვინიკაძე მ., კერესელიძე ზ., კორძაძე ა., მამმადლი ტ. (აზერბაიჯანი), მელიქაძე გ., მეტრეველი გ., მინდელი პ., პეტროსიანი ჰრ. (სომხეთი), პოვოლოცკაია ნ. (რუსეთი), ჟოვინსკი ე. (უკრაინა), სენიკი ი. (რუსეთი), ტატიშვილი მ., ქართველიშვილი კ., ქირია ჯ., ღლონტი ნ., ჩაგელიშვილი გ., ჭელიძე თ., ხარშილაძე ო., ხვედელიძე ზ.

THE EDITORIAL AND PUBLISHING BOARD

Abashidze V. (Editor-in-Chief), Adamia Sh., Adjiev A. (Kabardino-Balkar Republic, Russia), Amiranashvili A. (secretary), Benderev A. (Bulgaria), Bolashvili N., Chagelishvili G., Chelidze T., Darakhvelidze L. (AssociateEditor), Elizbarashvili E., Gankrelidze I., Ghlonti N., Gogichaishvili A. (Mexica), Gvelesiani A., Gventsadze T., Kartvelishvili K., Kereselidze Z., Kharshiladze O., Khvedelidze Z., Kiria J., Kordzadze A., Mammadli T. (Azerbaijan), Kvinikadze M., Melikadze G.,Metreveli G., Mindeli P., Petrosyan Hr. (Armenia), Povolotskaia N. (Russia), Senik I. (Russia), Tatishvili M., Tavartkiladze K., Varamashvili N., Zaalishvili V. (Republic of North Ossetia-Alania, Russia), Zhovinsky E. (Ukraine).

РЕДАКЦИОННО-ИЗДАТЕЛЬСКИЙ СОВЕТ

Абашидзе В.Г. (главный редактор), Адамия Ш.А., Аджиев А.Х. (Кабардино-Балкарская Республика, Россия), Амиранашвили А.Г. (секретарь), Бендерев А.Д. (Болгария), Болашвили Н.Р., Варамашвили Н.Д., Гамкрелидзе И.П., Гвелесиани А.Г., Гвенцадзе Т.Г., Глонти Н.Я., Гогичаишвили А.Т. (Мексика), Дарахвелидзе Л.К. (заместитель главного редактора), Жовинский Э.Я. (Украина), Заалишвили В.Б. (Республика Северная Осетия-Алания, Россия), Картвелишвили К.З., Квиникадзе М.С., Кереселидзе З.А., Кириа Дж.К., Кордзадзе А.А., Маммадли Т. (Азербайджан), Меликадзе Г.И., Метревели Г.С., Миндели П.Ш., Петросян Г.М. (Армения), Поволоцкая Н.П. (Россия), Сеник И.А. (Россия), Таварткиладзе К.А., Татишвили М.Р., Харшиладзе О.А., Хведелидзе З.В., Чагелишвили Г.Д., Челидзе Т.Л., Элизбарашвили Э.Ш.

კრებული გამოდის 1936 წლიდან და მოიცავს გეოფიზიკის ყველა მიმართულებას. კრებულში იბეჭდება სამეცნიერო სტატიები, მონოგრაფიები, მიმოხილვები, მოკლე ინფორმაციები, დისკუსიები, წიგნების მიმოხილვები, განცხადებები სამ - ქართულ, ინგლისურ და რუსულ ენაზე. პუბლიკაციები უფასოა. კრებული არის საერთაშორისო რეფერირებადი, რეცენზირებადი და ციტირებადი გამოცემა; ჩართულია საერთაშორისო ელექტრონულ საბიბლიოთეკო მონაცემთა ბაზა ***DSpace*** - ში. მისი ინდექსირება ხდება ***Google Scholar*** და ***Publish or Perish*** - ში. გამოდის, როგორც წესი, წელიწადში ერთხელ, სტატიების დაგროვების მიხედვით. საჭიროების შემთხვევაში შესაძლებელია წელიწადში რამდენიმე კრებულის გამოცემა.

The Transactions include all branches of the Geophysics. It is published since 1936. Types of contributions are: research papers, monographs, reviews, short communications, discussions, book reviews, and announcements on any of three languages - Georgian, English, Russian. Publications are

free of charge.Transactionsare international referred, peer-reviewed and cited edition; they are included in the international electronic library data base ***DSpace*,**indexed in ***Google Scholar*** and ***Publish or Perish***.The Transactions published in proportion to the accumulation of articles, usually once per annum. If necessary several publications per annum are possible.

Сборник охватывает все направления геофизики. Издается с 1936 года. В сборнике публикуются научные статьи, монографии, обозрения, краткие информации, дискуссии, обозрения книг, объявления на любом из трех языков – грузинский, английский, русский. Публикации бесплатные. Сборник является международным реферируемым, рецензируемым и цитируемым изданием; включен в международную электронную библиотечную базу данных ***DSpace***. Индексируется в ***GoogleScholar*** и ***PublishorPerish***. Издается по мере накопления статей, обычно раз в год. При необходимости возможно несколько изданий в год.

სარედაქციო-საგამომცებლო საბჭოს მისამართი:

საქართველო, 0160, თბილისი, ალექსიძის ქ. 1, მ. ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტი
Tel.: 233-28-67; Fax: (99532) 2332867; e-mail: avtandilamiranashvili@gmail.com

Address of The Editorial and Publishing Board:

M. Nodia Institute of Geophysics, 1 Alexidze Str., 0160 Tbilisi, Georgia
Tel.: 233-28-67; Fax: (99532) 2332867; e-mail: avtandilamiranashvili@gmail.com

Адрес редакционно-издательского совета:

Грузия, 0160, Тбилиси, ул. Алексидзе, 1. Институт геофизики им. М. З. Нодиа
Тел: 233-28-67; Fax: (99532) 2332867; e-mail: avtandilamiranashvili@gmail.com

ელექტრონული ვერსიის მისამართი
The address of electronic version
Адрес электронной версии

http://dspace.gela.org.ge/handle/123456789/254

© ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი, 2017
მიხეილ ნოდიას გეოფიზიკის სახელობის ინსტიტუტი, 2017

დაიბეჭდა თსუ გამომცემლობის სტამბაში
Published by TSU Press
Напечатано в типографии ТГУ

0128 Tbilisi, ილია ჭავჭავაძის გამზირი 1
1 Ilia Chavchavadze Avenue, Tbilisi 0128
0128 Тбилиси, просп. И.Чавчавадзе, 1
Tel 995 (32) 225 14 32, 995 (32) 225 27 36

http://www.press.tsu.edu.ge/

ISSN 1512-1135

მიხეილ ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ. LXVII, 2017
Transactions of Mikheil Nodia Institute of Geophysics, vol. LXVII, 2017
Труды Института геофизики им. Михаила Нодиа, т. LXVII, 2017

Гидродинамическая модель конусообразной подземной лавовой трубки

Кереселидзе З.А., Одилавадзе Д.Т.

Институт геофизики им. М. З. Нодиа Тбилисского государственного университета, ул. Алексидзе No. 1, 0160, Тбилиси, Грузия
z_kereselidze@yahoo.com

Введение. Движение лавовых извержений из вулканических жерл достаточно точно можно моделировать уравнениями одножидкостной гидродинамики для вязкой среды [1]. Физическая аналогия между течением лавы и течением вязкой несжимаемой среды, например воды, является очевидной. В известной мере граничные условия для лавового потока идентичны условию прилипания воды к твёрдой поверхности. Лавовую трубку можно уподобить, например руслу подземной реки, либо какому -нибудь гидротехническому сооружению, имеющему предназначение водовода.Поэтому, для моделирования динамической картины движения лавы по трубке любой формы можно применять уравнение Навье-Стокса. Например, аппроксимация открытым каналом прямоугольного, либо трапециодального сечения в полной мере соответствует лавовым руслам, когда лава течёт либо на склонах вулканов, либо по земной поверхности. Однако, существуют также и подземные течения лавы, когда она заполняет существующие в земле пустоты и трещины, или же, подобно подземным рекам, сама при движении формирует закрытую подземную трубку(Фото-1). В таком случае особенно удобно лавовую трубку аппроксимировать прямолинейной, либо криволинейной трубой круглого сечения с гладкой или шероховатой внутренней поверхностью.

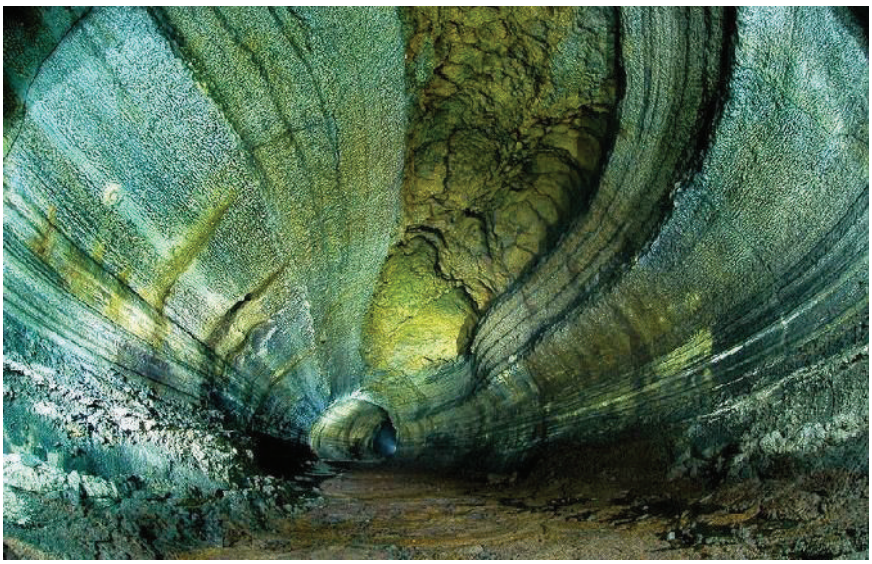


Фото.1

О структуре и механизме генезиса повсеместно втречающихся, подробно исследованных, гротов и пещер вулканического происхождения, известно достаточно давно. Однако, в течение последних десятилетий были обнаружены специфические подземныелавоводы, которые структурно весьма

отличаются от обычных вулканических пещер. Главная особенность этих структур, исследование которых приняла интенсивный характер,заключается в том, что они обычно находятся на небольшой глубине (20м) и имеют настолько маленький наклон, что их можно считать квазипараллельными земной поверхности (10—100 м)Фото-2,Фото-3. Очевидно, что такие лавоводные структуры не могут считаться случайными хотя бы из-за их большого количества и некоторого однообразия формы. Действительно, сразу же представляется очевидным сходство подземных лавоводов с руслом подземной реки. Если тут и есть какие -либо вопросы, то они возникают, в первую очередь, относительно подобия процесса генезиса лавовых и водяных трубок, который заключаются в механических и термодинамических аспектах создания подземных пустот. Кроме этого, следует принять во внимание различие во временных масштабах действия воды, прокладывающей русло, и лавы, которая должна течь в течение относительно более коротких отрезков времени. Однако, если отбросить указанный момент сомнения, результирующие эффекты, производимые действиями воды и лавы и приводящие к самосозданию подземной трубки, фактически идентичны. Основным фактором, обеспечивающим такое подобие, является вязкость жидкой среды, играющая главную роль в поверхностных явлениях, т.к. от нее зависит сцепление текущей субстанции со стенками трубки. Однако, эта термодинамическая характеристика для воды и для лавы величина существенно разная. Для воды коффициент кинематической вязкости: $\mu_0 \approx 10^{-6}$ $м^2с^{-1}$, в то время, как в момент извержения вблизи жерла вулкана характерная величина коэффициента кинематической вязкости для лавы приблизительно равна $\mu \approx 5$ $м^2с^{-1}$.Это означает, что при одинаковых гидродинамических параметрах водяной и лавовой трубок разница в величинах характерного числа Рейнольдса будет в нескольких порядках. Отсюда, в частности, следует что течение лавы, в отличие от течения воды, в трубке любого типа практически всегда будет ламинарным. Действительно, для воды, текущей в круглой трубе,турбулентность может возникнуть, когда число Рейнольдса достигнет : $Re = 10^3$, что для лавы является очень большой величиной. Однако, это не означает, что возникновение вихревых движений в лавовом потоке из-за малости числа Рейнольдса исключается. Можно лишь предполагать, что если и возможна полнаятурбулизациялавы,то в этом случае характерное число Рейнольдса должно быть того же порядка, что и для воды.Для этого скорость лавы должна быть чрезвычайно высокой, а диаметр лавовой трубки-очень большим. Фото-3 Однако известно, что максимальная скорость, которую может достичь лавовый поток $V \approx 60 км ч^{-1}$ при характерном радиусе R(гидравличекий радиус) лавового русла 10-30 м. Следовательно, характерное число Рейнольдса для очень быстрого лавового потока $Re = 2RV/\mu \approx$ 70-200. Поэтому, турбулизация лавы, подобно воде при идентичных параметрах течения, является мало вероятной.

Гидродинамическая модель конусообразной подземной лавовой трубки. Для построения данной модели используется аппроксимация тела, подобного обычной хозяйственной воронке, конусом, имеющим малый угол раствора. Предполагается, что сечение конусообразной трубки может быть и полукруговым, т.е. оно может иметь как круглую, так и аркоподобную форму(Фото-**2**). В такой трубке лава должна двигаться за счет потенциальной энергии, возникающей из-за перепада высот между резервуаром лавы и трубкой, либо вследствие изменения статического давления из-за постепенного суживания трубки(Фото-**3**).

Фото .2

Фото .3

Для простоты остановимся на втором варианте и будем считать, что резервуар непосредственно соединяется с лавовой трубкой. Если, как это принято в гидравлике, лавовое русло отождествить с интегральной трубкой тока, можно считать, что течение лавы будет подчиняться уравнению Бернулли.Малость угла раствора конусообразной трубки означает, что она имеет достаточную длину по сравнению с диаметром ее сечения, что вполне соответствует большинству подземным лавовым трубкам. В то же время, конусообразность модельной трубки означает об ее подобии обычной воронке, сквозь которой течёт жидкость. При таком представлении некоторое расхождение с воронкой может возникнуть лишь в связи с допущением о малости угла раствора. Действительно, в вертикально расположенныххозяйственныхворонках градиент давления и угол раствора довольно большие. Поэтому сильное завихрениежидкости возникает моментально по всей поверхности воронки. В отличие от воронки, модельная трубка предпологается практически горизонтальной. Поэтому, она должна быть менее эффективной для завихрения лавы. Однако, и в этом случае существуют гидродинамические условия, с большой вероятностью способствующие локальному возникновению и последующему усилению завихренности в определнном месте лавовой трубки.

Представим, что подземная прямолинейная конусообразная трубка, отождествленная с гидродинамической трубкой, непосредствено соединена с резервуаром неподвижной лавы, находящемся на уровне основания русла. Без ограничения общности можно допустить, что высота резервуара равна диаметру модельной трубки. Несмотря на то, что такая трубка может иметь достаточно большую характерную площадь сечения, если ее длина многократно превосходит радиус, то в любом сечении трубы будет справедливым уравнение Бернулли

$$\frac{1}{2}(V_z^2+V_\varphi^2+V_r^2)+\frac{P}{\rho}=\frac{\bar{P}}{\rho}\ , \qquad (1)$$

где $-V_r$,$V_\varphi V_z$,компоненты скорости лавы в цилиндрических координатах, ось Z направлена от основания трубки, $\bar{P}$ -гидростатическое давление в резервуаре, т.е. на входе трубки,*p*-гидростатическое давление в некотором сечении трубы, ρ - плотность лавы.

Лава считается несжимаемой средой, которая подчиняется упрощенному уравнению неразрывности

$$\mathrm{div}\vec{V} = 0. \qquad (2)$$

Допустим,, что на входе трубки, а также на некотором отрезке ее длины, течение лавы является полностью ламинарным. т.е. имеет радиально- параллельную слоистую структуру. Далее, по мере роста расстояния от входа в трубку, ламинарное течение, из-за эффекта воронки, постепенно разрушается и происходит скручивание потока. Из-за большой вякости лавы этот эффект вряд ли приводит к значительному завихрению потока, который, несмотря на закручивание, тем не менее, может сохранять слоистую структуру.Скручивание потока лавыбудет происходить не только из-за суживания трубки, но, в не меньшей степени, также из-за возрастания толщины вязкого пограничного слоя на внутренней поверхности лавовой трубки. Очевидно, что в результате этого

явления должно постепенно уменьшаться эффективное поперечное сечение трубки. Поэтому, в предложенноймодели акцентирована особенная роль вязкого пограничного слоя, существование которого предполагает наличие твёрдой внутренней поверхности трубки, к которой прилипает лава (рис.1). В гидродинамической теории для определения параметров вязкого пограничного слоя чаще всего принято пользоваться методом Польгаузена [2.3]. Однако, для модели конусообразной прямолинейной лавовой трубки более подходящимпредставляется -воспользоваться аналогией с вязким пограничным слоем на внутренней поверхности обычной хозяйственной воронки. Существует теория, определяющая гидродинамические параметры движения обычной жидкости по такой воронке[4]. В частности, для определения толщины пограничного слоя в конусообразной воронке известна аналитическая формула

$$\delta_r \approx 1.5(M^3 - M^{16})^{\frac{1}{2}} \cdot \left[\frac{\mu \cdot l^3 \cdot (\sin\alpha)^2}{R_0^2 \cdot \left(\frac{2\bar{P}}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}}}\right]^{\frac{1}{2}}, \qquad (3)$$

где -δ_r ,толщина вязкого пограничного слоя на внутренней поверхности конусообразной воронки, l_0-расстояние от вершины конуса до сечения радиуса R_0, l=L-l_0 (L -длина лавовой трубки), μ -кинематическая вязкость текущей через воронку жидкости, α- половина угла раствора конуса (рис.1). $M = \frac{l_0}{L} \leq 1$ - безразмерный параметр.

Кинематичекая модель скоростей. Известно, что точное решение задачи движения вязкой жидкости в цилиндрическом приближении, при произвольных граничных условиях, в общем виде является аналитически неразрешимой задачей. Поэтому, из-за возникновения математических проблем, связанных с решением уравнения Навье-Стокса, приходиться прибегать к упрощающим допущениям. Для этого, например, можно допустить некоторую симметрию в течении, или предположить, что движение являеться аксиально-переносным, т.е. радиальное течение внутри цилиндрической трубы отсутствует. Можно также считать, что нет расхода жидкости, т.е. движение среды в трубе является радиально- вращательным. Однако, существует способ, во многих задачах позволяющий избежать во многом столь искуственные ограничения, занижающие ценность упрощенных точных решений. Известно, что во многих задачах динамической метеорологии и гидравлики, в определенных условиях, для полноценного качественного и количественного анализов физических явлений достаточно воспользоваться т.н.кинематическим приближением. Суть этого метода заключается в задании априори поля скоростей при помощи какой-либо аналитической модели, удовлетворяющей определенным требованиям.Главным обязательным условием, которому должно подчиняться такое поле скоростей, заключается в удовлетворении уравнения неразрывности, как минимум, в относительно простом, несжимаемом приближении. Однако, существует проблема, заключающаяся в возможности практической реализации той или инной кинематической модели, поэтому вышеуказанное условие, хоть и обязательно, но является недостаточным. Необходимо, чтобы кинематичаская модель скоростей удовлетворяла также условию динамической возможности движения. Такое требование является необходимым не только для идеальной, но и для вязкой жидкости. Подобные модели широко эксплуатировались для решения разнообразных задач гидродинамики, динамической метеорологии и динамики околоземного космического пространства [5,6,7]. Безусловно, чтоограничения, накладываемые условиями динамической возможности суживают класс тех течений, которые могут быть смоделированы в кинематическом приближении., Однако, вместе с этим, они повышают ценность тех кинематических моделей, которые адекватны движениям, реализуемым в конкретных условиях. Например, для подтверждения физической состоятельностипредлогаемой в данной работе кинематической модели, полезной представляется задача моделирования вынужденного конвективного движения, возникшего в горизонтальном

бесконечном жидком цилиндре. Такое движение, происходящее из-за возмущения покоящейся жидкости, обеспечивается наличием вертикального температурного градиента в цилиндре. Этот механизм возникает из-за неоднородности распределения температуры в контактирующей с жидким телом твердой среде.Т.к. самосогласованное решение указанной математической задачи является невозможным, температурное поле было определено из упрощенного стационарного уравнения температуропроводности при помощи достаточно сложной кинематической модели скоростей. В частности, компоненты скорости вынужденного конвективного движения несжимаемой жидкости были представлены через полиномы определенных степеней по декартовым координатам [8]. Одновременно, было выполненоусловие периодичности движения вдоль оси симметрии бесконечного цилиндра, а также условие прилипания жидкости к его внутренней поверхности. В результате, из уравнения (2) неразрывности несжимаемой среды были определены одиннадцать независимых наборов компонент скоростей, в сумме составляющих полный пространственный базис, определяющий различные варианты топологической картины, представляющей развитие процесса конвективной неустойчивости. Согласно данному аналитическому представлению, движение жидкости на различных этапах неустойчивости, наряду с периодическими, содержало также и апериодические типы движений. Например, топологическая картина развития процесса конвективного переноса составляла плоские круговые движения, развитием которых очевидно было появление пары разнонаправленных вихрей (Фото-**4.**Фото**-5),** которые далее могли преобразоваться в четверку и т.д. Несмотря на различие этой задачи от задачи конвективного переноса жидкости, именно данное обстоятельство представляется особенно полезным с точки зрения физической правдоподобности кинематической модели, с точки зрения адекватности движения лавы по лавоводной трубке. Хотя конвективное движениеимеет малое сходство с гидродинамическим течением в цилиндрической трубе,тем не менее представляется, что существует обстоятельство, способствующее их топологическому сходству. Вероятней всего такое сходство обеспечивается наличием в обеих задачах вынуждающего механизма, закручивающего движущуюся жидкую среду. В первой задаче это обеспечивается неоднородностью температурного поля, во второй - эффектом конусообразности лавовой трубки, который вероятно усиливается шероховатостью внутренней поверхности трубки. В силу обязательного действия таких механизмов, для наглядного представления эффекта завихрения лавы, движущейся по конусообразному подземному руслу,можно считать, что сердцевина лавы, изолированная от поверхности русла вязким пограничным слоем, на определенном расстоянии от основания русла движется как поток идеальной жидкости. Радиус этой области: Ř=Ŗ$_0$-δ_r, где R_0- радиус некоторого сечения конусообразной лавовой трубки.Очевидно, что при δ_r , т.е. на границе раздела вязкой и идеальной областей, должно выполняться условие сшивания скоростей, а на внутренней поверхности лавовой трубки должноудовлетворяться условие прилипания лавы.Однко, для для физического анализа, не требующего особой математической строгости, можно поступить инным образом. Например, можно воспользоваться какой-либо кинематическоймоделью скоростей, в которой использована т.н. подстановка Кармана [2,3].Подобная модель применялась, например, для моделирования температурного поля неоднородного вращения ионосферной плазмы в полярном каспе [9]. Применительно к нашей задаче удобной представляется трансформация указанной модели,которая в неявном виде учитывает фактор вязкости, т.к. удовлетворяется условие прилипания лавы к внутренней поверхности подземного лавового русла.

Таким образом, воспользуемся полярной системой координат и рассмотрим плоскую кинематическую модель скоростей, соответствующую неравномерному вращательному движению лавы в поперечном сечении модельной трубки

$$V_\varphi = \bar{U}\frac{R_0-r}{R_0}(\cos\varphi - \sin\varphi),$$

$$V_r = \frac{\bar{U}}{2}\frac{R_0-r}{R_0}(\cos\varphi + \sin\varphi), \qquad (4)$$

где $0 \le r \le R_0$,угловая координата φ может меняться с периодом $2\pi n$, гдеn- целое число. $\bar{U}$ – характерная средняя скорость течения лавы, которая ниже будет определяться при помощи особого выражения.

Выражения (4) удовлетворяют плоское уравнение неразрывности

$$\frac{1}{r}\frac{\partial(rV_r)}{\partial r} + \frac{1}{r}\frac{\partial V_\varphi}{\partial \varphi} = 0. \qquad (5)$$

Как было указано, ценность кинематической модели скоростей повышается, если она, кроме уравнения (5), удовлеворяет еще одному условию динамической возможности движения. Это условие должно связать два уравнения, вытекающие из плоского уравнения Навье-Стокса

$$V_r\frac{\partial V_\varphi}{\partial r} + \frac{V_\varphi}{r}\frac{\partial V_r}{\partial \varphi} - \frac{{V_\varphi}^2}{r} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial r} + \mu\left[\frac{\partial^2 V_r}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial V_r}{\partial r} - \frac{V_r}{r^2} + \frac{1}{r^2}\frac{\partial^2 V_r}{\partial \varphi^2} - \frac{2}{r^2}\frac{\partial V_\varphi}{\partial \varphi}\right], \qquad (6)$$

$$V_r\frac{\partial V_\varphi}{\partial r} + \frac{V_\varphi}{r}\frac{\partial V_\varphi}{\partial \varphi} + \frac{V_r V_\varphi}{r} = -\frac{1}{\rho r}\frac{\partial P}{\partial \varphi} + \mu\left[\frac{\partial^2 V_\varphi}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial V_\varphi}{\partial r} - \frac{V_\varphi}{r^2} + \frac{1}{r^2}\frac{\partial^2 V_\varphi}{\partial \varphi^2} + \frac{2}{r^2}\frac{\partial V_r}{\partial \varphi}\right]. \qquad (7)$$

Выполнение дополнительного условия динамической возможности движения зависит от параметра: $\frac{\partial^2}{\partial r \partial \varphi}P$, который должен быть определен по отдельности из уравнений (6) и (7) при помощи кинематической модели (4). Равенство этих величин будет означать, что тестируемая модель является точным частным аналитическим решением уравнения движения. Такая ситуация возможна лишь в редких случаях, соответствующих определенным физическим условиям.Например, как было отмечено, кинематическая модель (4) оказалась точным аналитическим решением плоского уравнения движения, соответствующего задаче дифференциального вращения полярной ионосферы, где действует эффект Корриолиса [9]. К сожалению, данная модель в нашем случае не обладает таким качеством, чтовероятно вызвано ее несовершенством. В частности, тем, что она, кроме эффекта вязкости среды, в явном виде не воспринимает также эффект продольного движения.

Однако факт несовершенства кинематической модели (4)вряд ли является принципиально существенным с точки зрения качественного восприятия результата кручения потока лавы.Действительно, суть используемого нами представления гидродинамического поля скоростей заключается в наглядности физической причины неоднородного вращения лавового потока, следы которого вероятно отображаются на внутренних поверхностях многих подземных лавовых трубок.При этомформулы (4) допускают не только неоднородность вращения, т.е. изменение величины угловой скорости в зависимости от угла φ, но и изменение направления азимутальной скорости V_φ. Этот эффект,очевидно, должен отображать рождение вихрей, возникающих вследствие возмущения вращательного движения, например, из-за шероховатости поверхности, что порождает возвратные течения.Поэтому, первоначальная ламинарная топология движения в продольном направлении постепенно изменится на вращательное в поперечном сечении модельной лавовой трубки. При этом, по всей видимости, первоначально кручение потока будет проявляться в возникновений двух ассимметричных вихрей разного направленияФото-4.Фото-5, которые впоследствии могут многократно дробиться. Такое движение в поперечном сечении лавовой трубки, в некоторой степени, можно считать похожим абстрактному движению идеальной жидкости между двумя вращающимися коаксиальными цилиндрами, одновременно меняющими направление вращения [10]. Однако, из-за эффекта вязкости, проявляющемуся в пограничном слое, полностью занимающго второй цилиндр, синхронность вращения все более должна нарушаться по мере приближения к нижней границе пограничного слоя. В конце концов, вращательное движение, вследствие диссипации, должно полностью прекратиться. Если принять во внимание этот абстрактный результат и вернуться к лавовой трубке, вполне можно допустить эффект замедления вращениясо временем. В результате этого процесс застывания лавы, прилипшей к внутренней поверхности русла, может отображаться в круговой шероховатости.

Таким образом, согласно модели (4), внутри вязкого пограничного слоя движение, подобно движению в сердцевине потока лавы, также будет вихревым. Из формулы (3) очевидно, что на некотором удалении от основания модельной конусообразной трубкивязкий пограничный слойполностью займет ее поперечное сечение. Несмотря на то, что кинематическая модель скоростей (4) соответствует плоскому развитому вращательному движению жидкости, тем не менее она не противоречит возможностипостепенной трансформации первоначального ламинарного радиально-слоистого движения в вихревое, по мере удаления от основания лавовой трубки.Показательным параметром такой трансформации являеся изменение величины характерной гидродинамической скорости, которая в основании трубки, согласно уравнению Бернулли (1), зависит от уровня лавы в резервуаре.Т.к. модель (4) подчиняется плоскому уравнению неразрывности, формально следует, что продольная скорость течения лавы может быть произвольной величиной, в том числе, не зависящей от координаты Z. По этой причине, такая упрощенная модель, несмотря на ее физическую наглядность, не может считаться математически достаточно строгой. Действительно, очевидно, что в суживающемся конусообразном русле средняя скорость течения лавы должна зависеть от радиуса ее сечения. Однако, формально, данное ограничение можно избежать, если считать, что средняя скорость течения лавыпараметрически зависит от длины и угла растворамодельной лавовой трубки: $\overline{U}(L,\alpha)$. В таком случае для определения этого ключевого гидродинамического параметра, входящего в модель (4), можно воспользоваться выражением для средней гидродинамической скорости течения в круглой трубе [2]

$$\overline{U} = \sqrt{\frac{4R_0\Delta P}{\lambda L\varrho}}, \qquad (8)$$

которая обычно используется в модифицированной формуле Хагена-Пуазейля для оценки величины расхода вязкой жидкости

$$Q = \pi R_0^2 \overline{U}. \qquad (9)$$

Представляется, что формула (8), кроме модели (4), также может быть использована для оценки расхода лавы как воткрытом русле, так и в лавоводной трубке. В эту формулу, наряду с другими параметрами течения, входит коэффициент гидродинамического сопротивления λ . Эту характеристику лавового потока вполне можно определить по аналогии с коэффициентом гидродинамического сопротивления воды, текущей в круглой трубе.Следовательно, хотя аппроксимация лавовой трубки гидродинамической трубкой является абстрактным приемом, она,тем не менее, может оказаться достаточно удобной с точки зрения простоты детерминированиягидродинамичекогоэффекта завихрения потока лавы, очевидно возникающего внутри большинства лавоводных трубок.

Легко проверить ,что кинематическая модель (4) не удовлетворяет условию

$$\vec{v}\,rot\,\vec{v} = 0\,, \qquad (10)$$

выполнение которого означало бы существование нормального сечения лавовой трубки в условиях движения, определяемого конкретным полем скоростей. Однако, как показатель эффективнсти этой модели, более важной является компонента вихря скорости по контуру границы поперечного сечения лавовой трубки. Отличная от нуля величина этого параметра означает наличие расхода лавы независимо от формы поперечного сечения трубки. Однако, это заключение не может быть однозначным в том случае, если в лаве возникают отдельные вихревые трубки меньшего, чем основная трубка, поперечного масштаба. В этом плане кинематическая модель (4) допускает не только уменьшение расхода лавы с возрастаниемрасстояния, но даже его прекращение, т.е полное запирание лавовой трубки. Очевидно, что для реализации такой ситуации нужны особые условия. В

частности, развитию этого эффекта, в большой степени, может способствовать увеличение толщины вязкого пограничного слоя. Возникает естественный вопрос:какова топологическая структура вихревого движения,определенного кинематической моделью (4)? Ответ на этот вопрос заключается в величинециркуляции скорости, которая по этой модели вдоль контура поперечного сечения конусообразной трубки равна нулю. Однако, только это условие, являющееся свойством модели (4), не определяет однозначно топологические качестваплощади поперечного сечения модельной лавовой трубки. В общем случае, т.е. при наличии отдельных вихревых трубок, проходящих сквозь сечение главной трубки, площадь сечения будет многосвязанной областью, т.к. будет содержать, как минимум, два вихря разного направления (рис.2). Как было отмечено выше, из-за неустойчивости движения лавы, эти вихри могут подвергаться дальнейшему дроблению [10-12]. В процессе генерации продольных вихревых трубокпо контуру их поперечного сечениициркуляции (интенсивности)будут отличны от нуля. Однако, алгебраическая сумма этих циркуляцийдолжна быть равной нулевой циркуляции по основномуконтуру, охватывающему полное сечение модельной трубки.При этом,отсутствие нормального сечения для модели (4), не является ограничительным обстоятельством,т.е. форма контура площади сечения модельной трубки может быть произвольной. Кроме этого, в случае многосвязянной области также не исключается существование расхода лавы сквозь площади сечения, остающейся между отдельными вихревыми трубками. Поэтому, можно заключить, что в некотором поперечном сечении лавовой трубкивозможно возникновение сложного движения, которое является суперпозицией продольного течения вконусообразном русле и поперечного вращательного движения в плоскости сечения, а также более мелкомасштабного движения лавы по продольным вихревымтрубкам. Такое представление предполагает возникновение топологического неравновесия, без которого образование и дробление вихревых трубок является невозможным. Эти выводыдолжны быть справедливы и для модельной трубки сечения любой формы.

Фото 4.

Фото 5.

Таким образом, процесс движения лавы в модельной трубке можно качественно представить по следующей схеме: основание лавовой трубки непосредственно связано с резервуаром лавы с произвольным уровнем. Например,в случае достаточной нагрузки, само основание трубки может считаться высотой лавового резервуара. Даже в случае отсутствия наклона руслярезервуар может иметь достаточное гидростатическое давление, присутствующее в правой части уравнения (1). Поэтому, в процессе моделирования движения лавы, в случае малого наклона, изменением гидростатического давления в конусообразной трубке можно пренебречь. На начальном участке трубки лава может двигаться подобно ламинарному потоку идеальнойжидкости с характерной скоростью, величина которой близка к скорости, определяемой гидростатическим давлением на входе модельной трубки. При дальнейшем течении возможно постепенное закручивание потока лавы, которое должно достигнуть своего максимума на некотором удалении от основания лавовой трубки. Этому месту на рис.1 соответствует поперечное сечение радиуса R_0 . Можно допустить, что именно этому сечению более всегосоответствует кинематическая модель (4). Однако, следует также

учесть действие фактора вязкого пограничного слоя, способного уменьшать площадь той части сечения, в которой лава движется подобно идеальной жидкости. В результате может возникнуть такая ситуация, при которой расход лавы практически будет равен нулю. При этом, расход лавы по отдельным вихревым трубкам, находящимся внутри основной модельной трубки, будет отличен от нуля. Такое представление физически можно оправдать лишь генерацией продольных вихрей лавы. Отсюдя следует, что обсуждаемая модель допускает существование вдоль лавового русладостаточно крупных вихрей, возникающих в результате трансформации первоначального строго ламинарного движения во вращательное. Возникает вопрос, связанный с причиной, вызывающей постепенное закручивание лавового потока. Отметим, что такой возможной причиной, наряду с эффектом воронки, может также являться шероховатость внутренней поверхности лавовой трубки. Этот фактор может оказаться особенно действенным при повторном заполнении лавовой трубки,внутренная поверхность которой может стать шероховатой в процессе постепенного вытекания и охлаждения слоя лавы, прилипшей к земной породе. По этой причине, одновременно с появлением круговых желобков на поверхности освободившегося от лавы трубки, вполне возможно также возникновение продольных желобков, особенно на начальном участке трубки, где лава должна была двигаться подобно потоку ламинарной жидкости. Естественные примеры такого эффекта даны на фотографиях 2-5.

Для подкрепления качественных рассуждений соответствующими количественными оценками воспользуемся конкретным набором параметров модельной лавовой трубки. В частности, будем считать, что длина конусообразной трубки: *L= 1000 м* при половине угла раствора конуса:$\alpha = 1.5^0$. Первоначальную величину продольной скорости потока лавы на входе трубки можно определить из уравнения Бернулли (1)

$$U_0 = \left(\frac{2\bar{P}}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}} = (2Hg)^{\frac{1}{2}}, \qquad (11)$$

где высоту Н примем равной радиусу основания трубки. Т.к. *R=H=26 м ug=10м/с*, будем иметь:U_0= *23м/с.*Далее, определим величину гидродинамического сопротивления лавовой трубки. Для этогоможно воспользоватья либо формулой, справедливойдля гладкой трубы при малых числах Рейнольдса: $\lambda = \frac{64}{Re} = 0.27,$ либо известным полуэмпирическим соотношением Блазиуса [2.3]

$$\lambda = 0.316\ (Re)^{-\frac{1}{4}}, \qquad (12)$$

В этих выражениях для коэффициента гидродинамического сопротивления входит локальное число Рейнольдса, которое для выбранного сечения: $\mathrm{Re} = \frac{2R_0}{\mu}\bar{U}$. Без ограничения общности результатов радиус сечения конусообразной трубки можно считать свободным параметром модели. Например, если выбрать сечение, соответствующее длине:l_0=300*м*, тобудем иметь: $R_0 = l_0 \sin\alpha = 7.8м$. Теперь, можно определить величину характерной скорости течения при помощи формулы (5), в которую, наряду с другими уже известными параметрами, входит коэффициент кинематической вязкости лавы: μ=*5 м*^{2}*с*. Следует также учесть, что характерная скорость через число Рейнольдса входит также в коэффициент гидродинамического сопротивления, который будем определять по формуле (12). В результате, из (8), если считать, что $\Delta P = \bar{P}$, получим характерную величину, соответствующую выбранному сечению: $\bar{U} \approx 4.8$*м/с*. Далее, можно определить толщину вязкого пограничного слоя по формуле (3), в которой все величины, в том числе и безразмерный параметр*M*, уже известны: *M=0.3*. Таким образомполучим, что в выбранном сечении вязкий пограничный слой практически заполняет модельную лавовую трубку: $\delta_r = 6.9м$. Следовательно, в этом месте радиус площади, через которую лава движется подобно идеальной жидкости, является достаточно малым по сравнению с радиусом рассматриваемого сечения*:* $\check{R} = R_0 - \delta_r \approx 0.9м$. Поэтому, оценка полной циркуляции скорости по соответствующему этому радиусу контуру может привести к ошибке, т.к.

контур может и не охватывать все вихревые трубки. Однако, нас интересует только качественная оценка циркуляции, которая для отдельных вихревых трубок будет отлична от нуля:

$$\oint V^{|} dk \neq 0.$$

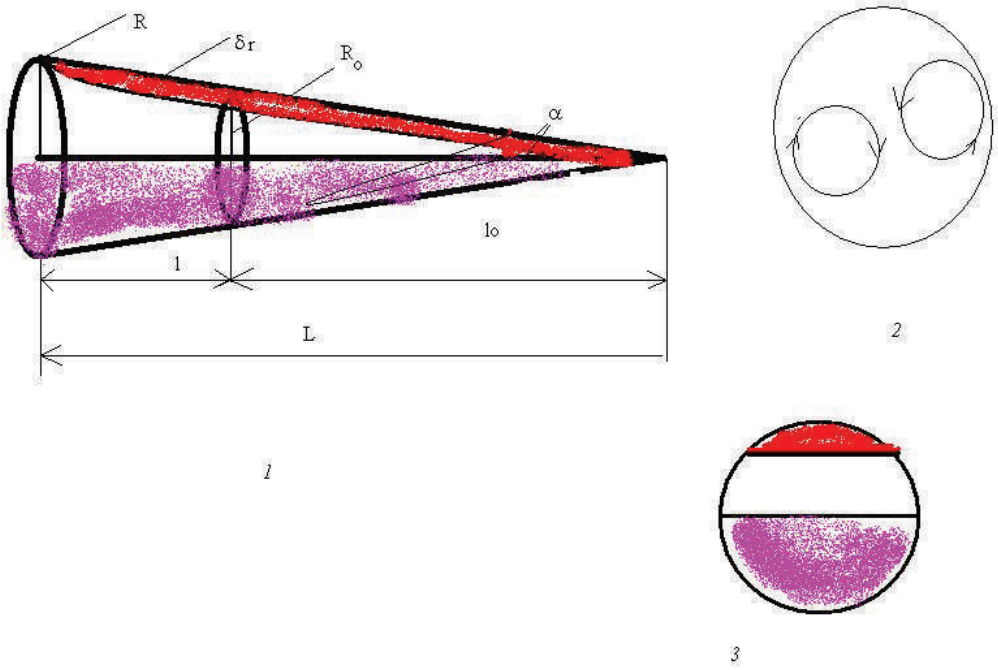


Рис. 1

Заключение. На основании анализа, проведенного при помощи кинематической модели скоростей (3) можно заключить, что если площадь,ограниченная контуром сечения модельной лавовой трубки, является односвязанной областью,то движение в такойлавоводной трубке является однозначно потенциальным. В противном случае, т.е. если лавовая трубка состоит из отдельных элементарных вихревых трубок , что соответствует многосвязанной области, движение в лавовой трубке может быть как вихревым, так и потенциальным. При этом, интенсивность лавовой трубки является алгебраической суммой интенсивностей отдельных вихревых трубок. Согласно модели (3), этот параметр является величиной, со временем уменьшающейся из-за большой вязкости лавы и диссипации энергии вихревого движения. Диссипативный эффект в лавовом потоке будет более мощным в случае возрастания толщины вязкого пограничного слоя. В приближении конусообразной трубки это означает,что максимальный диссипативный эффект будет достигаться в том случае, если пограничный слой полностью заполнит сечение лавовой трубки.Поэтому, со временем вихревое движение должно постепенно угаснуть.Если, к этому моменту времени первоначальная лавовая трубка окажется загруженной не полностью,т.е. в случае, когда расход лавы существенно уменьшается, можно предположить, что возникнут благоприятные условия для полного запирания трубки. Вследствие этого, на месте некоторой части лавовой трубкиможет образоваться полость (рис.1-3). Она может занять, например, пространство от основания лавовой трубки до или после места ее запирания. Поэтому, нельзя исключить также образование двоинойполости,состоящей из

частей, разделенных лавовой перегородкой (Фото 5). Для этого достаточно, чтобы после запирания оставшаяся за перегородкой лава продолжала течь либо до открытого выхода,либо через боковые ответвлениялавоводной трубки.

Литература

1. Бармин А.А., Мельник О.Э. Гидродинамика вулканических извержений. Успехи механики. №1. С. 207-212, 2002.
2. Г.Шлихтинг. Теория пограничного слоя. Гл. 20. Москва, Наука. 1974. 711 с.
3. Л.Г. Лойцянский. Механика жидкости и газа. Москва, Наука. 1973. 847 с.
4. X. Binnie A.M. Harris. D.P. The application of Bonndary-Layer Theory to Swirling Liquid Flow Through a Nozzle. Quart. J. Mech. and Applied,Math. v.3, 1950. pp. 89-106. 1950.
5. Ю.Д.Шевелев. Трехмерные задачи теории ламинарного пограничного слоя.Москва, Наука. 1977. 192 с.
6. Н.Е.Кочин, И.А. Кибель, П.В. Розе. Теоретическая гидродинамика, ч. 2, Гостехиздат. 1948. 608 с.
7. А.Г.Хантадзе. Некоторые вопросы динамики проводящей атмосферы. Тбилиси, Мецниереба, 1973. 278 с.
8. Г.З Гершуни, Е.М. Жуховицкий. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. Москва, Наука. 1972. 392 с.
9. V.Kirtskhalia, Z.Kereselidze, N.Dzhondzholadze and M.Chkitunidze. An Analytical Model of an Asymmetrical Temperature Field in the Polar and Auroral Ionosphere.Georgian International J. of Sci. and Tech. №4. 2012, pp. 381-90.
10. Л.Д. Ландау, Е.М. Лифшиц. Гидродинамика. Москва, Наука. 1988. 733 с.
11. Р.Бетчов, В.Криминале. Вопросы гидродинамической устойчивости. Москва, Мир. 1971. 340 с.
12. Гидродинамические неустойчивости и переход к турбулентности. Под редакцией Х.Суинни и Дж.Голлаба. Москва, Мир. 1984. 344 с.
13. Фотографии.Интернетресурсы.

კონუსისებრი მიწისქვეშა ლავური მილისჰიდროდინამიკური მოდელი

კერესელიძე ზ. 2ოდილავაძე დ.

რეზიუმე

ვულკანების ყელიდან ლავური ამონარქვევების მოძრაობის გამოკვლევა ბლანტი უკუმშვადი სითხის მიახლოებაში საკმარისად ზუსტად შეიძლება ერთსითხოვანი ჰიდროდინამიკის განტოლებებით. ამიტომ, ლავის მოძრაობის დინამიკური სურათის მოდელირებისათვის დასაშვებია ნავიე-სტოქსის განტოლების გამოყენება.ფორმალურად,ვულკანების ფერდებზე და დედამიწის ზედაპირზე მოძრავი ლავის კალაპოტებისათვის დასაშვებია ნებისმიერი ფორმის კვეთის მქონე არხით აპროქსიმაცია. თუმცა, არსებობs აგრეთვე სიღრმული დინებები, როცა ლავა ავსებს მიწისქვეშა სიცარიელეს ან ბზარებს, ან კიდევ, მიწისქვეშა მდინარეების მსგავსად, საკუთრივ ლავა მოძრაობის პროცესში აყალიბებს ლავურ მილს.საყოველთაოდ გავრცელებული ვულკანური წარმოშობის მქონე მღვიმეებისა და გამოქვაბულების სტრუქტურისა და გენეზისის მექანიზმის შესახებ საკმაოდ ცნობილია. თუმცა, უკანასკნელი ათწლეულების განმავლობაში აღმოჩენილი იქნა სპეციფიკური ლავა გამტარები, რომლებიც სტრუქტურულად საკმარისად განსხვავდებიან ჩვეულებრივი ვულკანური გამოქვაბულებისაგან. მათი მოდელირებისათვის ჩვენ გამოვიყენეთ ლავური მილის აპროქსიმაცია კონუსისებური ძაბრით, რომელსაც გააჩნია მცირე გაშლის კუთხე. ცხადია, რომ ასეთი მოდელური მილის კვეთას შეიძლება ჰქონდეს როგორც მრგვალი, ასევე თაღისებური ფორმა.

ჰიდროდინამიკის თეორიიდან ცნობილია, რომბლანტი სითხის ცილინდრულ მილში დინების ამოცანის ზუსტი ანალიზური ამოხსნა ზოგადი სახით, ნებისმიერი სასაზღვრო პირობებისათვის, პრაქტიკულად შეუძლებელია. ამიტომ,i ნავიე-სტოქსისi განტოლების ამოხსნისასiწარმოქმნილიiმათემატიკურიiპრობლემებისigამო, ხშირად იძულებულიivხვდებით გამოვიყენოთi გამამარტივებელიi დაშვებები. მაგალითად,i შეიძლებაi დავუშვათi დინების სიმეტრიულობა,i ანi წმინდაi გადატანითიi ხასიათი,i რაცi ნიშნავს,i რომi ცილინდრულიi მილის შიგნითi რადიალურიi მოძრაობაi არi არსებობს.i თუმცაi არსებობსi ხერხი,i რომლისიi საშუალებით ბევრi ამოცანაშიi შესაძლებელიაi თავიდანi ავიშოროთi ისi ხელოვნურიi შეზღუდვები,i რომლებიც ამცირებენigამარტივებისiშედეგადiiმიღებულიiiზუსტიiამონახსნებისiღირებულებას.iცნობილია, რომi გარკვეულi პირობებშიi ფიზიკურიi მოვლენებისi სრულფასოვანi რაოდენობრივ-თვისობრივიi ანალიზისათვისi საკმარისიაi ე.წ.i კინემატიკურიi მიახლოებისi გამოყენება.i ამ ხერხითi მიღებულიi i იყოi დინამიკურიi მეტეოროლოგიისაi დაi ჰიდრავლიკისi ბევრi ამოცანის ამონახსნი.კერძოდ,i ჩვენსi მიერi გამოყენებული იყო i i ბრტყელიi i სიჩქარეთაi კინემატიკური მოდელი,iრომელიციშეესაბამებაiლავის ბრუნვას კალაპოტის განივiკვეთაში

$$V_\varphi = \bar{U}\frac{R_0 - r}{R_0}(\cos\varphi - \sin\varphi),$$

$$V_r = \frac{\bar{U}}{2}\frac{R_0 - r}{R_0}(\cos\varphi + \sin\varphi), \qquad (1)$$

სადაც R_0- ლავურიiმილაკის რომელიღაციკვეთისiრადიუსია.

ამოცანის ძირითადიi ჰიდროდინამიკურიi პარამეტრებია: მახასიათებელი საშუალოi სიჩქარე $\bar{U}$ და ბლანტი სასაზღვროi ფენისi სისქეi ლავურიi მილაკისi შიდა ზედაპირზე δ_r. მათიi განსაზღვრისათვის გამოყენებულიაi i მრგვალi i მილშიi ბლანტიi i სითხის დინებისiცნობილიigამოსახულება

$$\bar{U} = \sqrt{\frac{4R_0\Delta P}{\lambda L\varrho}}\ , \qquad (2)$$

აგრეთვეi კონუსისებურიi ძაბრისi შიდაi ზედაპირზეi ბლანტიi სასაზღვროi ფენისi სისქის ანალიზურიiფორმულა

$$\delta_r \approx 1.5(M^3 - M^{16})^{\frac{1}{2}} \cdot \left[\frac{\cdot\mu l^3 \cdot(\sin\alpha)^2}{R_0^2 \cdot \left(\frac{2\bar{P}}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}}}\right]^{\frac{1}{2}}, \qquad (3)$$

სადაცl_0-მილია კონუსის წვეროდან R_0 რადიუსის მქონე კვეთამდე,l =L-l_0 (L -ლავური მილის სიგრძე),μ -ლავის კინემატიკური სიბლანტის კოეფიციენტი, α--კონუსის გაშლის ნახევარკუთხე, $M = \frac{l_0}{L} \le 1$ -განუზომელი პარამეტრი, $\Delta P = \bar{P}$-წნევათაiსხვაობა.

მიწისქვეშაi ლავურიi მილისi ჰიდროდინამიკურიi პარამეტრებისi კონკრეტული ნაკრებისათვის,i (1)i კინემატიკურიi მოდელისi დახმარებითi ჩატარებულიi ანალიზის საფუძველზე,i შეიძლებაi დავასკვნათ,i რომi i ლავურიi ნაკადისi თანდათანi ჩახვევის გამომწვევi მიზეზს,i ძაბრისi ეფექტთანi ერთად,შესაძლოაi წარმოადგენდესi ლავური მილისiშიდაi ზედაპირისi ხაოიანობა.i ესi ფაქტორიi შეიძლებაi განსაკუთრებითi ქმედითი

აღმოჩნდესi მილისi შიდაi ზედაპირზეi ქანებზეi მიკრულიi ლავისi თანდათან გამოდინებისაi დაi გაცივებისi დროს.iამiპროცესისiშედეგად,iგანივიiღარებისiგაჩენასთან ერთად,iლავურიi მილისi შიდაi ზედაპირზეi შეიძლებაi წარმოიქმნანi აგრეთვეi გასწვრივი ღარებიც.ასეთიi ეფექტიi განსაკუთრებითi ალბათურიაi მილისi საწყისi უბანზე,i სადაც ლავამi სავარაუდოდi უნდაi იმოძრაოსi ლამინარულიi სითხისi ნაკადის მსგავსად.კონუსისებურიi ძაბრისi მიახლოებაშიi მაქსიმალურიi დისიპაციურიi ეფექტი მიიღწევაi იმi შემთხვევაში,iროცაi ბლანტიi სასაზღვროi ფენაi სრულადi შეავსებსi ლავური მილისiკვეთას.iამიტომ,iდროთაiგანმავლობაში,iგრიგალურიiმოძრაობაiმილშიiმიილევა. თუi ამi მომენტისათვისi ლავურიi მილისi დატვირთვაi სრულიi არi აღმოჩნდა,i i ანუi როცა ლავისi ხარჯიi მნიშვნელოვნადi შემცირდება,i შეიძლებაi დავუშვათi i მილისi სრული ჩაკეტვისათვისiსაჭიროiპირობებისiარსებობა.iამისiშედეგადiლავურიiმილისiგარკვეულ მონაკვეთზეi შეიძლებაi წარმოიქმნასi სიღრუე,i რომელმაცi შეიძლებაi დაიკავოსi i სივრცე მილისi ფუძესაi დაi ჩაკეტვისi ადგილსi შორის,i ანi მისi შემდეგ.i აგრეთვე,i არi შეიძლება გამოირიცხოსi მხოლოდi i ტიხარითi განცალკევებულიi i ორმაგიi სიღრუისi წარმოქმნაც. ამისათვისi საკმარისია,i რომi ჩაკეტვისi შემდეგi ტიხარსi იქითi დარჩენილმაi ლავამ გააგრძელოსi დინებაi ანi ღიაi გამოსასვლელის,i ანi მიწისქვესაi კალაპოტისi გვერდითი განშტოებებისiმიმართულებით.

Гидродинамическая-модель-конусообразной-подземной-лавовой-трубки

Кереселидзе З.А.,iОдилавадзе Д.Т.

Реферат

Для конкретногоiнабораiгидродинамическихiпараметровiлавовойiтрубки,iприiпомощи плоскойi кинематическойi моделиi скоростей,i можноi заключить,i чтоi постепенное завихрениеiпотокаiлавыiможетiбытьiвызваноiдвумяiпричинами:

1. эффектомiгидродинамическойiворонки;
2. шероховатостью внутреннейiповерхностиiлавовойiтрубки.

Последнийi изi этихi факторовi можетi оказатьсяi весьмаi действеннымi вi процессе вытеканияiлавыiиiегоiохлаждения.iВiрезультатеiэтого,iнарядуiсiобразованием поперечных желобов,i наi внутреннейi поверхностиi лавовойi трубкиi могутi возникнутьi такжеi и продолные желобы.i Такойi эффектi следуетi ожидать наi начальномi участкеi трубки,i где вероятнееi всегоi лаваi должнаi двигатьсяi подобноi потокуi ламинарнойi жидкости.i При приближенииi конусообразной воронкиi максимальныйi диссипативныйi эффектi должен проявитьсяiвiтомiслучае,iеслиivязкийiпограничныйiслойiполностьюiзаполнитiпоперечное сечениеiтрубки.iВiслучаеiполногоiперекрытияiтрубкиiнаiееiопределеннойiдлинеiможет образоватьсяi полость,i которая,i например, можетi занятьi всеi пространствоi между основаниемiтрубкиiiiиiместомiееiзакрытия.

The hydrodynamic model of an underground conical lava tube

Kereselidze Z., Odilavadze D.

Abstract

Movement of lava eruptions of volcanic vents can accurately investigate the single-fluid hydrodynamics equations in the approximation of an incompressible viscous medium. Therefore, for the simulation of dynamic motion pictures of lava on the channel of any shape can be used Navier-Stokes equations. Approximation of open channel having a cross-section of any shape, fully corresponds to the lava beds on the slopes of volcanoes and Earth's surface. However, there are also ground lava flows, when it fills in the land existing voids and cracks, or like underground rivers, itself generates the motion lava tube. The structure and mechanism of the genesis meets with everywhere, studied in sufficient detail, grottoes and caves of volcanic origin known for a long time. However, in recent decades it has been discovered underground lava specific, are structurally quite different from ordinary volcanic caves. In particular, we used the approximation of underground lava tubes conical funnel having a small opening angle. Obviously, such a model that the cross section of the tube can be both round and arch form. From the hydrodynamic theory it is known that the exact solution of the problem of motion of a viscous fluid in a cylindrical tube, in general, for arbitrary boundary conditions is analytically challenging. Therefore, because of the emergence of mathematical problems related to the solution of the Navier-Stokes equations, have to resort to the simplifying assumptions. For example, the symmetry can be tolerated during, or assume that the motion axially portable, i.e. radial flow within the cylindrical pipe is missing. We can also assume that there is no fluid flow, i.e., motion of the medium in the pipe is radially rotating. However, there is a method in many problems avoiding artificial constraints to understate the value of simplified exact solutions. It is known that under certain conditions, for a full qualitative and quantitative analysis of the physical phenomena is sufficient to use kinematic approach. Thus it was obtained by solving many problems of dynamic meteorology and hydraulics. In particular, we used the following planar kinematic model velocity corresponding rotational motion in the cross section of lava bed

$$V_\varphi = \bar{U}\frac{R_0 - r}{R_0}(\cos\varphi - \sin\varphi),$$

$$V_r = \frac{\bar{U}}{2}\frac{R_0 - r}{R_0}(\cos\varphi + \sin\varphi), \qquad (1)$$

$$0 \le r \le R_0,$$

where R_0 - radius of a section of a lava bed. To determine the key hydrodynamic parameters, the characteristic velocity $\bar{U}$ and the thickness of the viscous boundary layer on the inner surface of the lava tube, we may use the well-known expression for the average velocity of fluid flow in a circular tube

$$\bar{U} = \sqrt{\frac{4R_0\Delta P}{\lambda L \varrho}}\ , \qquad (2)$$

as well as the analytical formula for the thickness of the viscous boundary layer on the inner surface of the conical funnel

$$\delta_r \approx 1.5(M^3 - M^{16})^{\frac{1}{2}} \cdot \left[\frac{\cdot \mu l^3 \cdot (\sin \alpha)^2}{R_0^2 \cdot \left(\frac{2\bar{P}}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}}} \right]^{\frac{1}{2}}, \qquad (3)$$

where l_0- distance from the apex of the cone section to the radius R_0, l =L-l_0 (L is the length of a lava bed), μ - kinematic viscosity of lava, α - Half angle of the cone, $M = \frac{l_0}{L} \leq 1$-dimensionless parameter, $\Delta P = \bar{P}$-presure.

On the basis of the analysis carried out by means of the kinematic velocity model (1) for a particular set of the hydrodynamic parameters of underground lava tubes can conclude that possible causes gradual twisting lava flows, together with the effect of the funnel, may also be an inner surface roughness lava tube. This factor can be particularly effective when re-filling lava tubes whose inner surface may be rough in the process of gradual outflow and cooling layer of lava, clinging to the rock of the earth. As a result, along with the advent of circular grooves in the outflow of lava on the inner surface of the underground lava tubes may be formed as longitudinal troughs. This effect is most likely during the initial portion of the tube through which lava has to move like a laminar flow of liquid. Natural examples of this effect are the photographs of various lava tubes. In the approximation of a conical funnel dissipative maximum effect will be achieved when the viscous boundary layer completely fills the cross section of an underground lava tube. Therefore, over time, a swirling motion in the tube must be extinguished .If this point in time lava tube will not fully loaded, so when the flow of lava considerably decreases, we can assume the appearance of favorable conditions for the complete closing of the tube. As a consequence in place of a segment tube lava can form a cavity. The cavity can take not only the space from the bottom of the lava tube to the point of its closing, but also after it. We can not exclude also the formation double cavity consisting of parts, separated by a lava wall. It's enough that after locking the rest of the partition or the lava continued to flow to the open outlet or through lateral branches of the underground channel.

მიხეილ ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ. LXVII, 2017
Transactions of Mikheil Nodia Institute of Geophysics, vol. LXVII, 2017
Труды Института геофизики им. Михаила Нодиа, т. LXVII, 2017

Численное исследование локальных циркуляций в атмосфере Кахети в случае фонового западного ветра

Сурмава А. А.

Институт геофизики им. М. З. Нодиа Тбилисского государственного университета, ул. Алексидзе No. 1, 0160, Тбилиси, Грузия
e-mail: aasurmava@yahoo.com

Введение

Кахети является приграничным регионом Грузии и одним из основных производителей сельскохозяйственных продуктов. Он имеет сложный рельеф и характеризуется различными локальными климатическими условиями в различных районах региона. Данные метеорологических наблюдений, проведенных за последние двадцать лет показывают, что и в Кахети происходят изменение климатических условий и интенсификация опасных метеоролотических условий [1].

В [2] предложена численная модель расчёта метеорологических полей, которые формируются над сложным рельефом Кахети при различных фоновых синоптических ситуациях, и выявлены особенности развития мезометеорологических атмосферных процессов над Кахети при фоновом восточном ветре. Настоящая работа является продолжением исследования [2] в случае стационарного фонового западного ветра.

Как и в [2], рассматривается прямоугольная область с горизонтальными размерами 236 км $\times$ 180 км. Она включает в себе Кахети, города Тбилиси, Рустави и прилегающие территории Грузии и Азербайджана. Предполагается, что выбранный регион обтекается фоновым западным стационарным ветром, в котором скорость ветра растёт от 1 м/с на уровне z = 10 м до 20. м/с - на уровне тропопаузы. Фоновая температура падает с юга на запад с постоянным градиентом 0.75 ^{o}C на 100 км. Фоновое значение относительной влажности равно 40 %, фоновое значение массовой доли водности равно нулю. В начальный момент времени приняты следующие условия: высота тропопаузы равна 9 км,; отклонения искомых метеорологических элементов от их фоновых значений равны нулю, температура и водность почвы, температура морских вод равны средним значениям для июня месяца; горизонтальные составляющие скорости ветра вычислены с помощью уравнений геострофического ветра.

Численное моделирование осуществдляется в выпрямленной области решения на прямоугольной конечно - разностной сетке $118 \times 90 \times 31$ с горизонтальными шагами 2 км и вертикальным шагом1/31. Высота приземного слоя равна 100 м. В приземном слое атмосферы количество вертикальных уровней равно 17, шаг сетки меняется от 2 м до 15м. Шаг по времени равен 10 сек. Вычисления проводились до 3 суток физической времени.

Анализ результатов моделирования

Ветер. На рис. 1 показаны расчётные поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра в полночь, когда t = 0 ч. Из рисунка видно, что величина приземного ветра (на высоте 10 м от поверхности Земли) на всей территории меняется от 0 до 3-4 м/сек. В окрестностях южного склона Главного Кавказского хребта, Цивгомборского хребта и над равнинными территориями, расположенными к востоку от Джавахетского хребта, скорость ветра не превышает 1.5 м/с. Штиль получен только в небольшом районе вблизи г. Лагодехи. На Элдарской низменности, в окрестностях Алазанской, Картлийской и Ширакской равнин скорость ветра не превышает 1 м/сек. Над Главным Кавказским и Триалетским хребтами скорость ветра находится в интервале 2-3 м/сек. Состояние штиля получено на северной части Алазанской долины, над Панкисским хребтом и в Лочинском ущелье.

Над вершинами горных хребтов скорость ветра быстро растёт с удалением от поверхности Земли и на высоте 100 м достигает 13 м/с. Над равнинными территориями наоборот, скорость ветра почти не изменяется с высотой, и на уровне 100 м она равна 3 м/с. Штиль получен в районе г. Гурджаани.

В западной части региона получен западный ветер. Чуть восточнее ветер меняет направление. Вблизи рек Кура и Алазани водух дует вдоль этих рек и становится северо–западным ветром. В восточной части региона, на высоте 100 м, под влиянием Главного Кавказского хребта, ветер делится на два потока.

В северно-восточной части региона, из-за воздействия Главного Кавказского хребта и спускающих от него маленьких ущелий, получены отдельные узкие горно-долинные ветры.

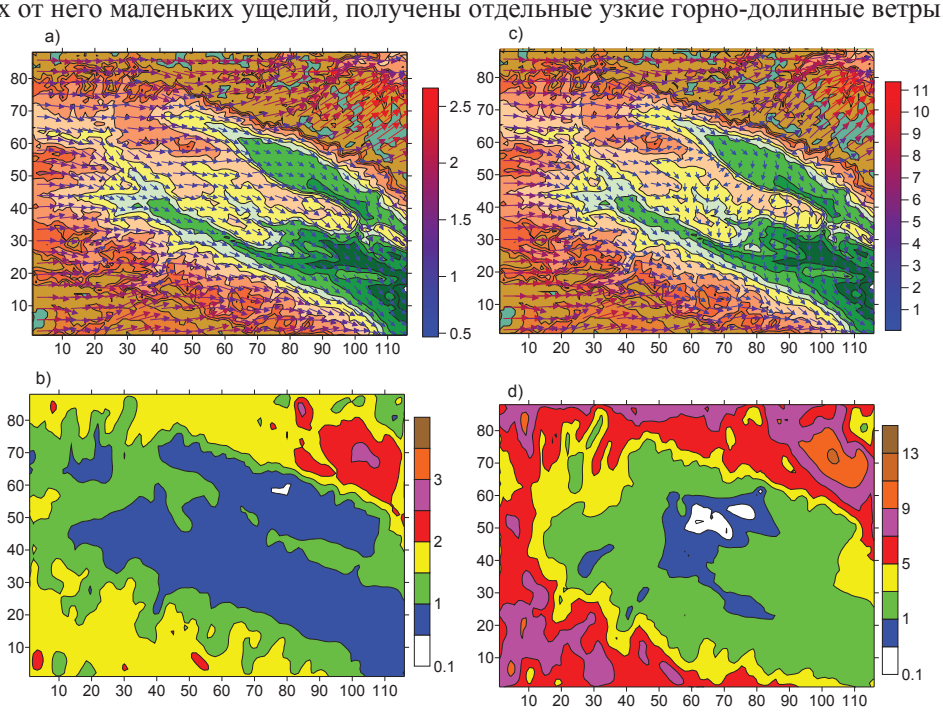


Рис. 1. Поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра (м/с) на высотах от Земли – z = 10 м – a), b) и z = 100 м – c), d), когда t = 0 ч.

С удалением от пограничного слоя атмосферы влияние локального рельефа на поле ветра ослабевает, скорость ветра постепенно увеличивается , становится близким к фоновому ветру на которое наложено волновое возмущение (Рис. 2). На высоте 3 км от уровня моря скорость ветра равна 6 -8 м/с, а на высоте 6 км - 14-18 м/с.

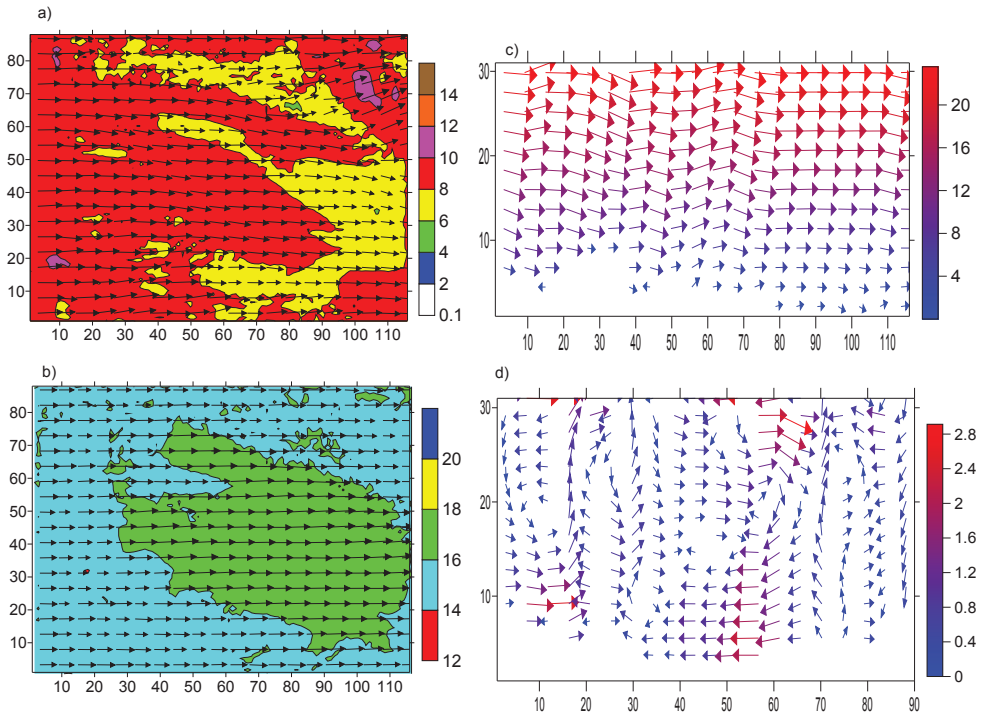


Рис. 2. Поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра (м/с) на высотах z = 3 км от уровня Земли – a), и z = 6 км, зональная составляющая скорост ветра в XOZ плоскости при y=20 – c) и меридиональная составляющая соролсти ветра в YOZ плоскости при x=20 – d) , когда t = 0 ч.

На Рис. 3 показаны поля ветра и модули скорости ветра, расчитанные при t = 14 ч. Из этого рисунка видно, что пространственное распределение ветра сложное, и оно отличается от распределения, полученного при t = 14 ч. В западной части региона, на уровне флюгера (Рис. 3 a), получен западный ветер который конвергируется в трёх ущельях восточной части Триалетского хребта. Восточнее, западный ветер делится на две части. Одна часть воздушного потока направлена на северо-восток, переваливат над Иорской возвышенностью и дует в сторону Главного Кавказского хребта. Другая часть воздушного потока направлена на юго-запад.

Главный Кавказский хребет является доминирующим фактором при формировании приземного ветра в восточной части региона. Он препятствует распространению воздуха в пограничном слое атмосферы на северо–восток, меняет направление перемещения воздуха и формирует северо-западный ветер над Алазанской равниной. Северо-западный ветер постепенно преобразуется в широкий поток северного ветра над Ширакской равниной и Елдарской низменностью.

Скорость приземного ветра в западной части региона над равнинами и горными территориями не превышает 2 м/с. В восточной части – в окрестностях Ширакской равнины и Елдарской низменности скорость ветра достигает 6 м/с.

Направления ветра над высокогорными районами при z = 10 м и 100 м почти одинаковые , а над равнинами и невысокими хребтами разные (Рис. 3 a) ,c) . Так например, на территориях, прилегающих к Триалетским и Главным Кавказским хребтам, более чётко выражены зоны конвергенции и дивергенции. В центральной части региона, в окрестностях Иорской возвышенности и Цивгомборского хребта получен юго-восточный ветер, который вместе с ветрами прилегающих территорий образует β-мезомасштабную антициклоническую циркуляционную систему движения.

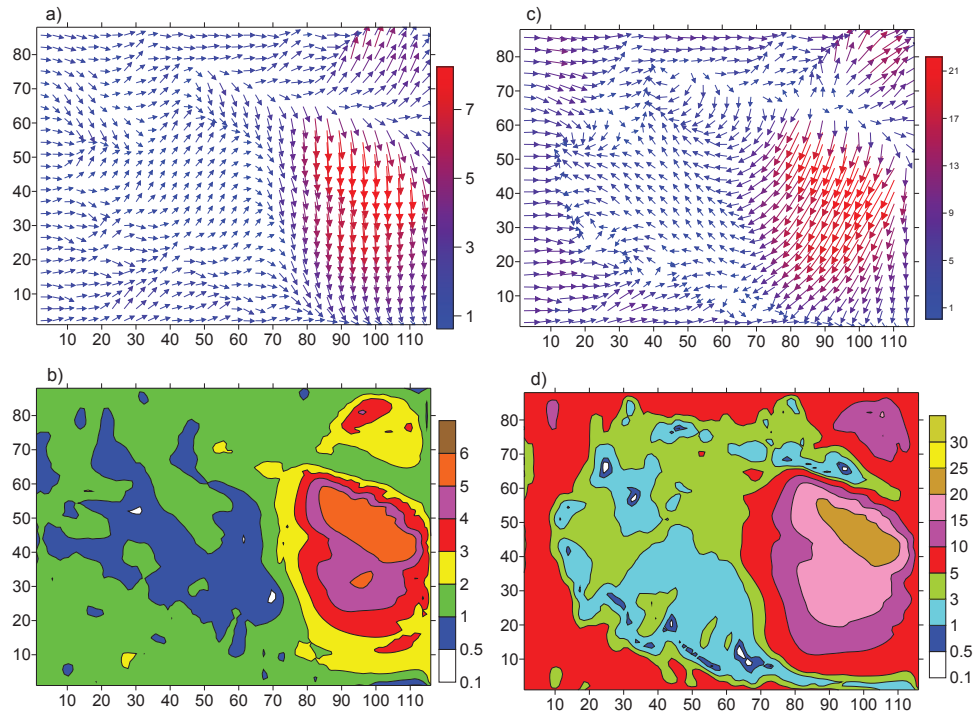


Рис. 3. Поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра (м/с) на высотах от поверхности Земли – z = 10 м – a), b) и z = 100 м – c), d) когда t = 14 ч.

Сильное бароклинное течение воздуха получено в восточной части региона в окрестностях южного склона юго-восточной части Главного Кавказского хребта на территориях Белоканского, Закаталинского районов и Ширакского поля. В этих районах скорость ветра в слое 10 -100 м растёт почти до 20 -25 м/с. Слабый ветер и штиль получены в нескольких отдельных участках вдоль р. Куры и в верхней части р. Иори.

Поля ветра, полученные на высотах z > 3 км, в момент времени t = 0 ч и 14 ч (Рис. 2 и Рис. 4) мало отличаются друг от друга, что прямо говорит о слабости влияния локальных особенностей суточного хода температуры на кинематику процесса обтекания рельефа Кахети.

Циркуляционные системы. Анализ распределения горизонтального, меридионального и зонального составляющих скорости ветра (Рис. 1-8) показывает, что процесс обтекания рельефа сопровождается возникновением мезомасштабных вихрей и волны. Они существуют постоянно и меняются по форме и интесивности циркуляций во времени. Волна распространяется с запада на восток – вдоль фонового течения. Амплитуда волны зависит от высоты препятствия. Она относительно большая в окреостности Главного Кавказского хребта и меньше над Цивгомборским и Джавахетским хребтами.

В зональной плоскости вертикальные вихри возникают не везде, а в некоторых районах в окрестностях хребтов и локализованы в узких зонах в пограничнем слое атмосферы (Рис. 4 c), (Рис. 5 a, c), (Рис. 6, 7). Вертикальные зональные вихри выражены меннее чётко в полночь, чем в полдень. Вихри ветра антициклонические и их вертикальные протяжённости небольшие (меньше 1 км) и формированы с подветренной стороны хребтов и в ложбинах расположенных между хребтами.

Вертикальные вихри в зональной плоскости в полдень выражены более отчётливо. Размеры этих вихрей существенно зависят от неровности рельефа, высоты хребта или ширины ущелья. Вертикальная протяжённость вихрей может достичь 2- 2.5 км (Рис. 7, 8), ширина меняется от нескольких км до 30-40 км.

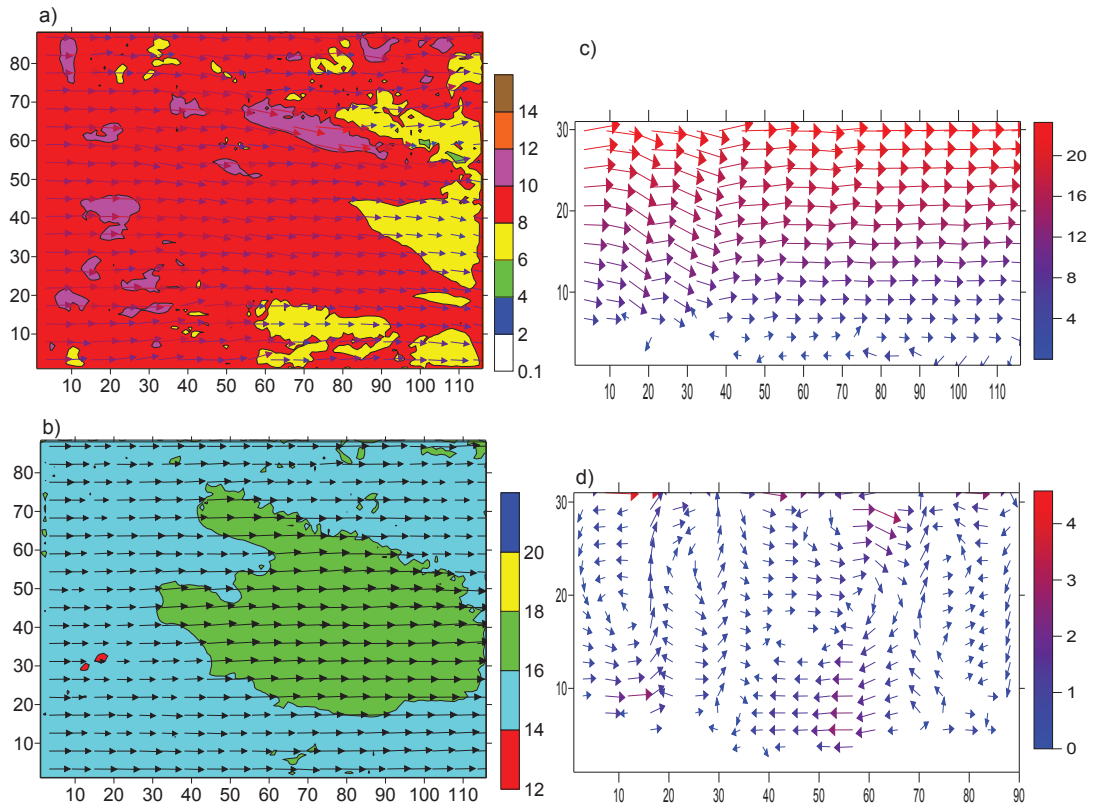


Рис. 4. Поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра (м/с) на высотах z = 3 км от уровня Земли – a), и z = 6 км, зональная составляющая скорость ветра в XOZ плоскости, когда y=20 – c) и меридиональная составляющая соролсти ветра в YOZ плоскости, когда x=20 – d) , когда t = 14 ч.

В меридиональной плоскости вихри получены и в свободной атмосфере и пограничном слое (Рис. 2 d), Рис. 4 d), Рис. 8-10). Когда t = 0 ч вихри антициклонические, при t = 14 ч они и циклонические, и антициклонические. В свободной атсосфере вихри формированы из-за совместного действия динамических и термических эффектов. Поэтому они в пограничном слое мощные и занимают почти всю толщину слоя. В районах, где имеется большой перепад высоты рельефа, образуется пара циклонического и антициклонического вихря (Рис. 10).

Если комбинировать циркуляции воздуха, полученные в меридиональной и зональной плоскостях, можно заключить, что в пограничном слое атмосферы имеет место вытянутое спирально подобное движение частиц воздуха. Оно интенсифицируется с нагреванием воздуха и ослабеват с уменьшением температуры.

Вертикальная скорость. Поле вертикальной скорости, полученное численным моделированием показывает, что оно имеет γ мезомасштабную структуру, в которой локальное восходящее движение меняется нисходящим, и наоборот (Рис. 11, 13). В центральной части региона на высоте 100 м, в районе Цивгомборского хребта, вдоль рек Куры, Алазани и Иори получены чередующие и напрвленные вдоль рельефа полосы восходящих и нисходящих движений. В этих полосах вертикальные скорости небольшие и находятся в интервале – 0.3 (м/с) до 0.1 (м/с). На высоте 3 км и выше, эти полосы разбиваются на более мелкие зоны с более интесивными вертикальными движениями. На территориях, где имеются большие перепады высот, горизонтальные распределения вертикальной скорости находятся в согласии с гребнями и ложбинами горных хребтов и ущелий. В этих местах модуль вертикальной скорости достигает 1 (м/с).

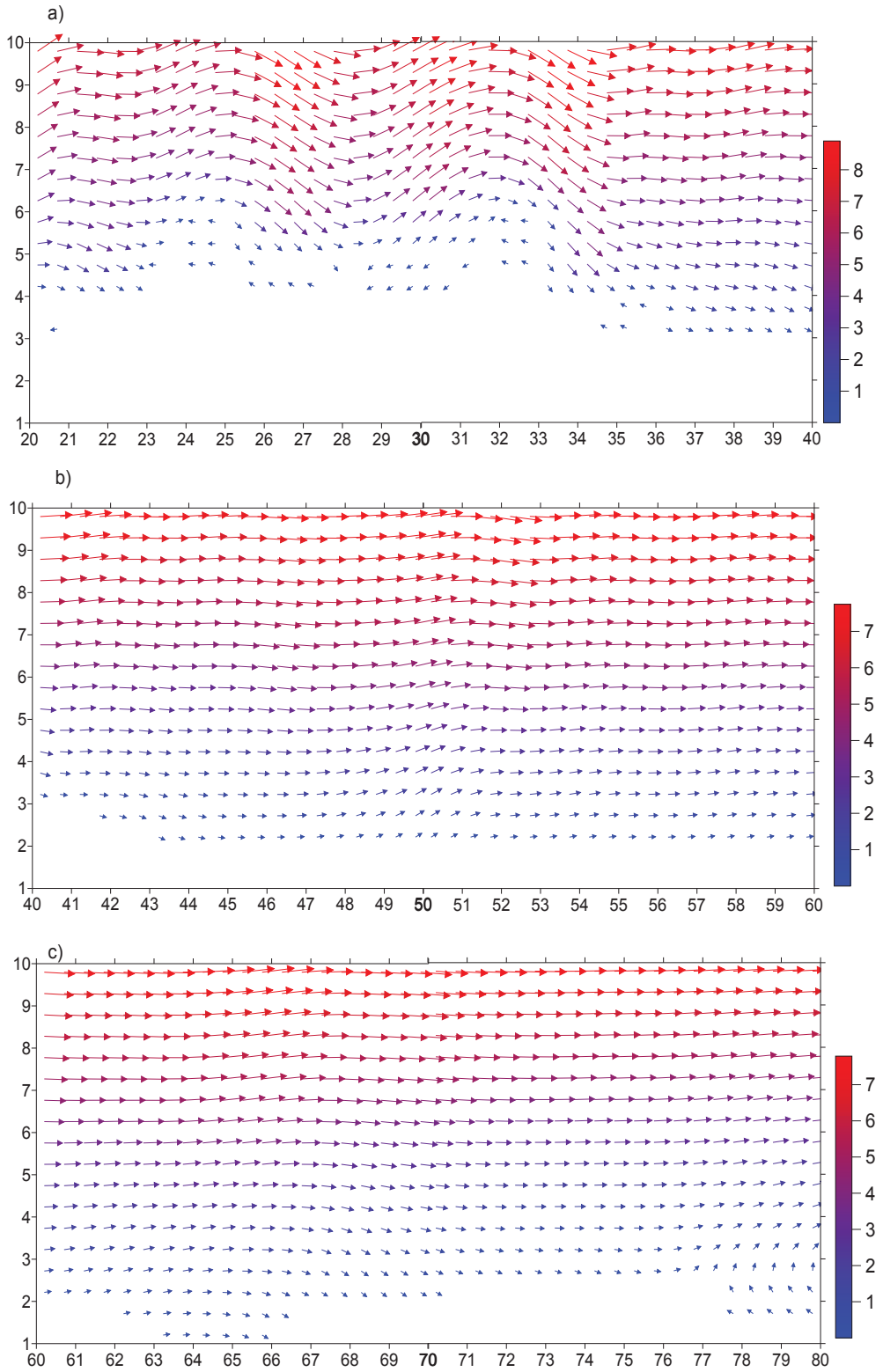


Рис. 5. Зональная составляющая скорости ветра в пограничном слое атмосферы в XOZ на высотах $z \leq 3$ км, $y = 30$ и при $20 \leq x \leq 40$ – a), $40 \leq x \leq 60$ – b) da $60 \leq x \leq 80$ – c), когда $t = 0$ ч.

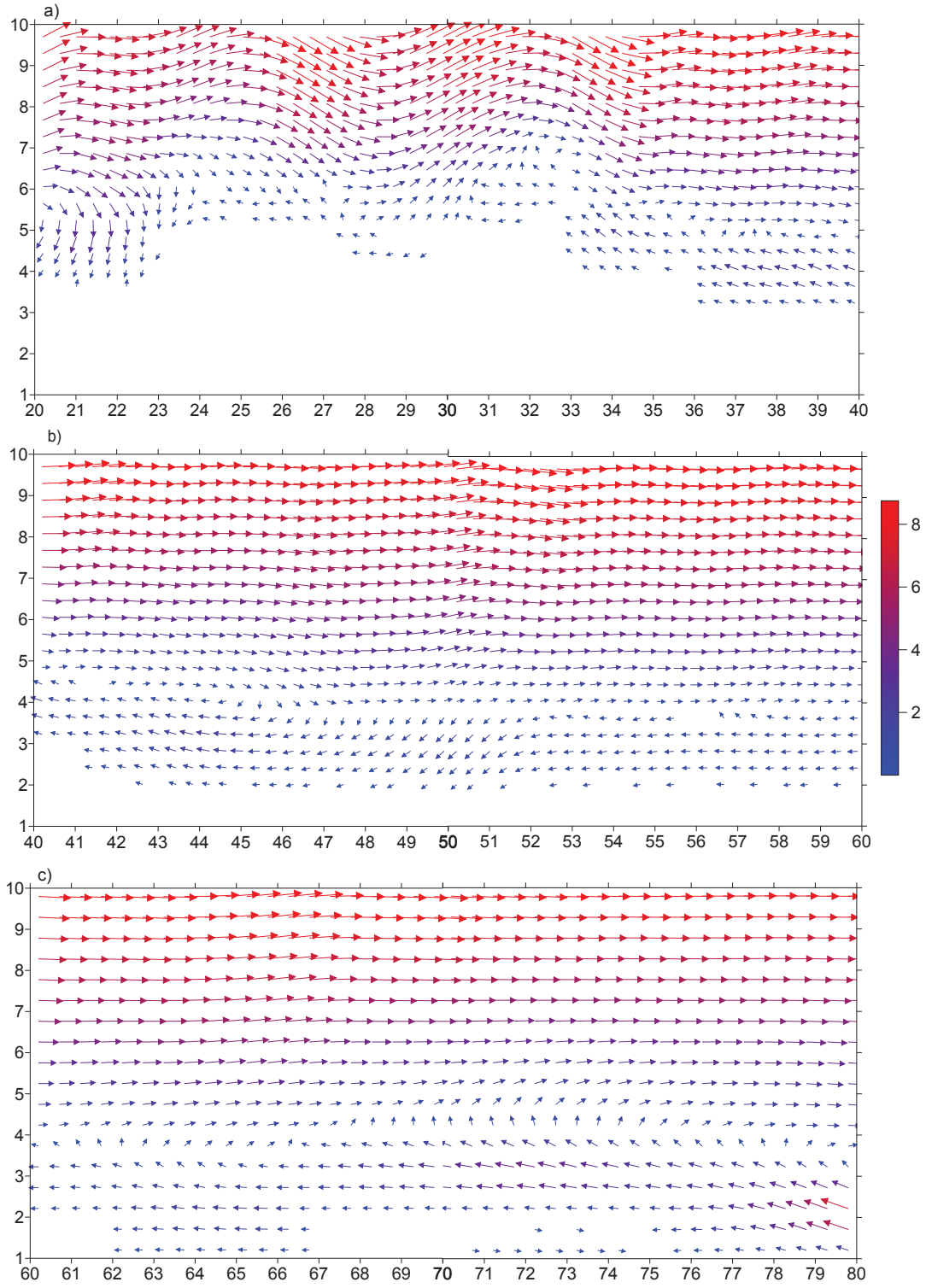


Рис. 6. Зональная составляющая скорости ветра в пограничном слое атмосферы в XOZ на высотах $z \leq 3$ км, $y = 30$ и при $20 \leq x \leq 40$ – a), $40 \leq x \leq 60$ – b) da $60 \leq x \leq 80$ – c), когда $t = 14$ ч.

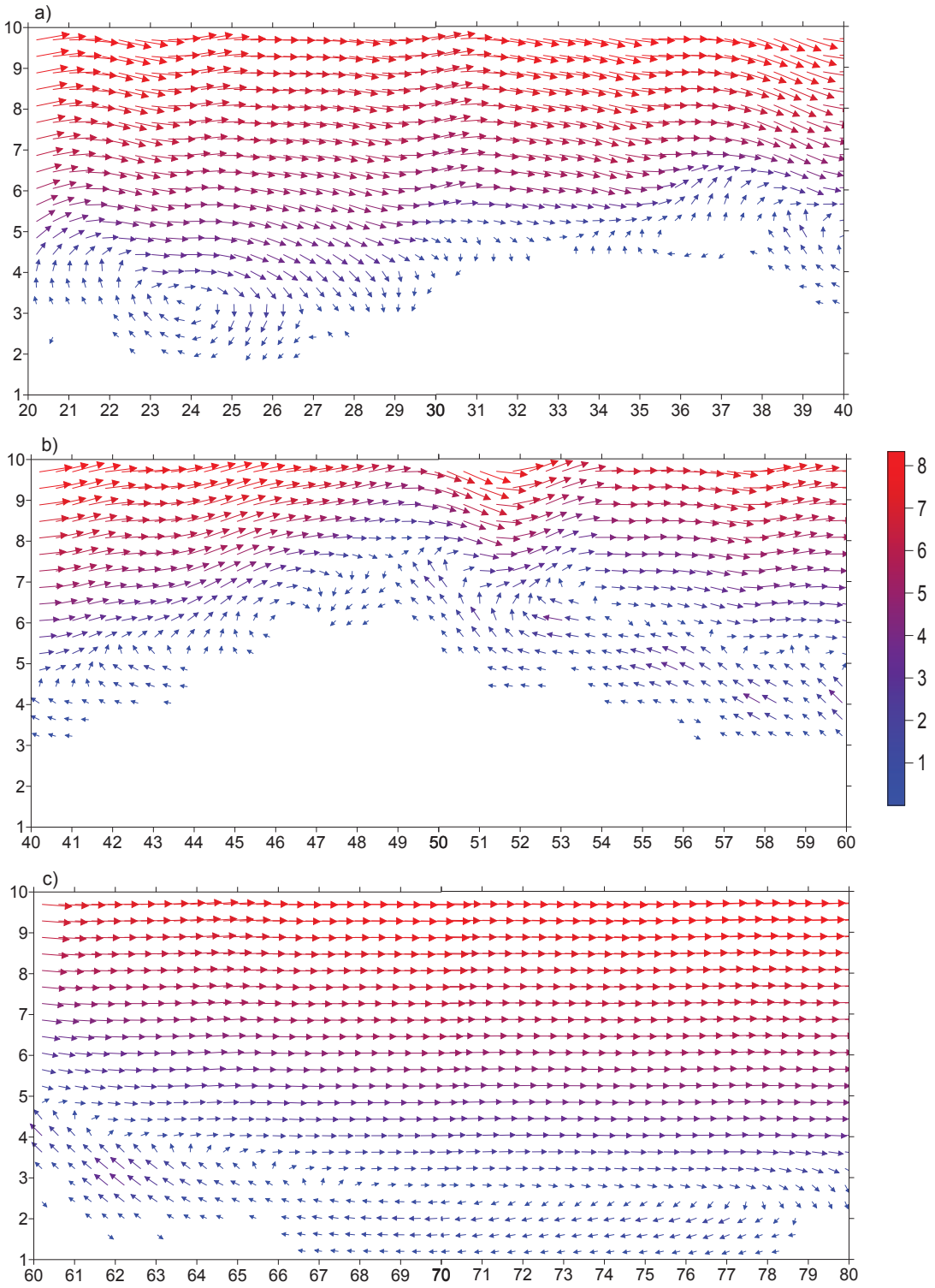


Рис. 7. Зональная составляющая скорости ветра в пограничном слое атмосферы в XOZ на высотах $z \leq 3$ км, $y = 60$ и при $20 \leq x \leq 40$ – a), $40 \leq x \leq 60$ – b) da $60 \leq x \leq 80$ – c), когда $t = 14$ ч.

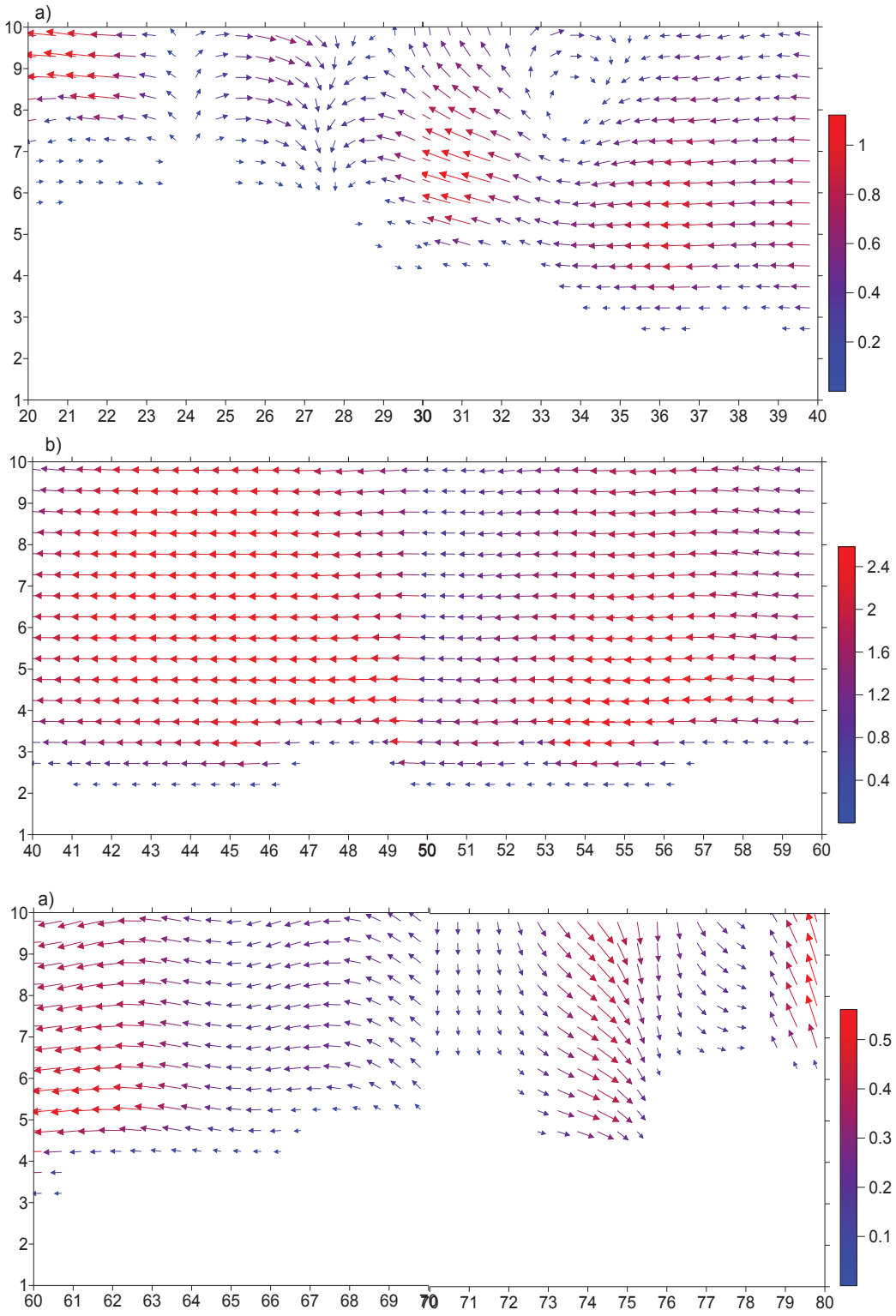


Рис. 8. Меридиональная составляющая скорости ветра в пограничном слое атмосферы в YOZ на высотах $z \leq 3$ км, $x = 30$ и при $20 \leq y \leq 40$ – a), $40 \leq y \leq 60$ – b) и $60\ y \leq \leq 80$ – c), когда $t = 0$ ч.

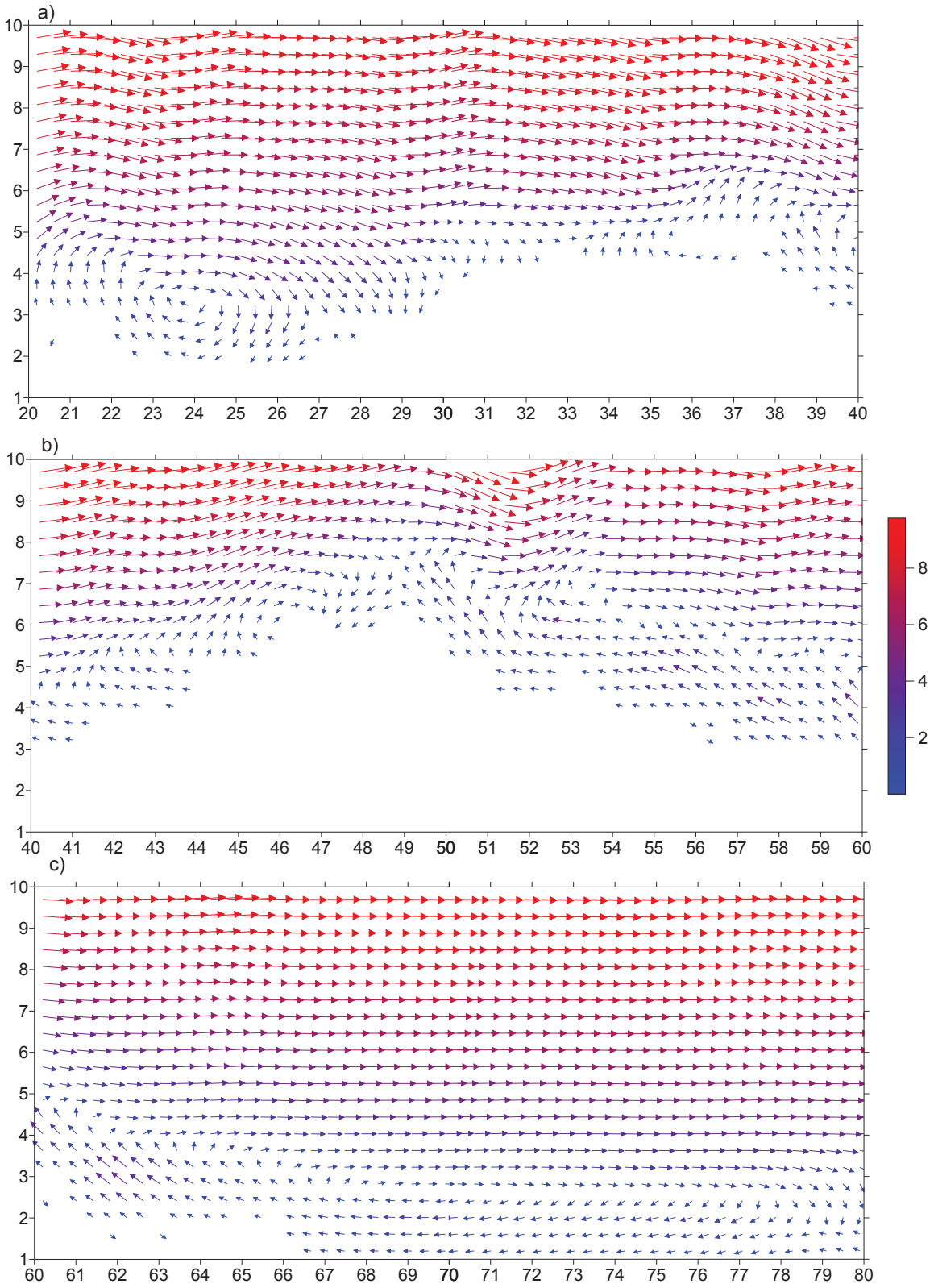


Рис. 9. Меридиональная составляющая скорости ветра в пограничном слое атмосферы в YOZ на высотах $z \leq 3$ км, x = 30 и при $20 \leq y \leq 40$ – a), $40 \leq y \leq 60$ – b) и $60\ y \leq \leq 80$ – c), когда t = 14 ч.

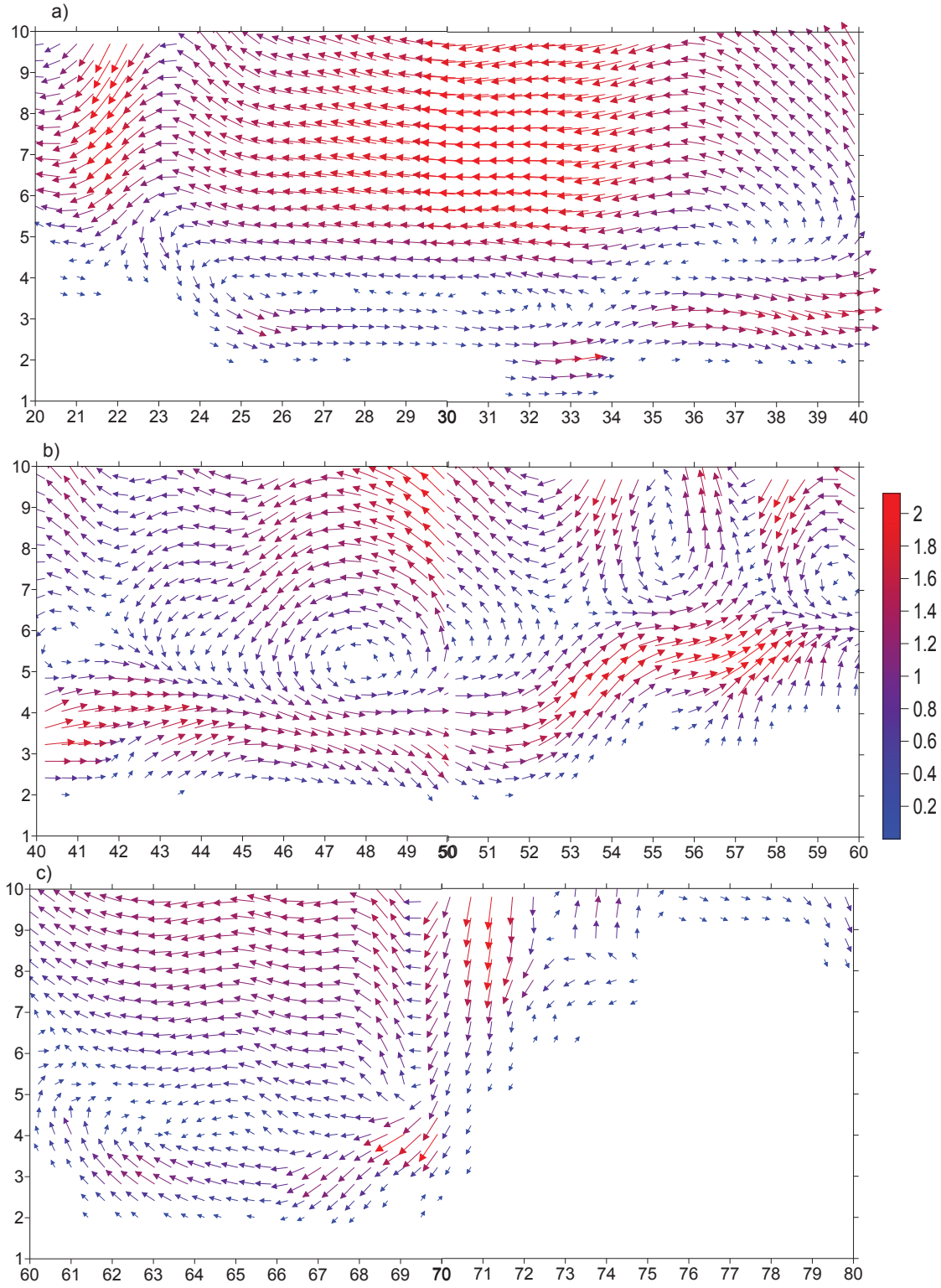


Рис. 10. Меридиональная составляющая скорости ветра в пограничном слое атмосферы в YOZ на высотах $z \leq 3$ км, x = 60 и при $20 \leq y \leq 40$ – a), $40 \leq y \leq 60$ – b) и $60 y \leq \leq 80$ – c), когда t = 14 ч.

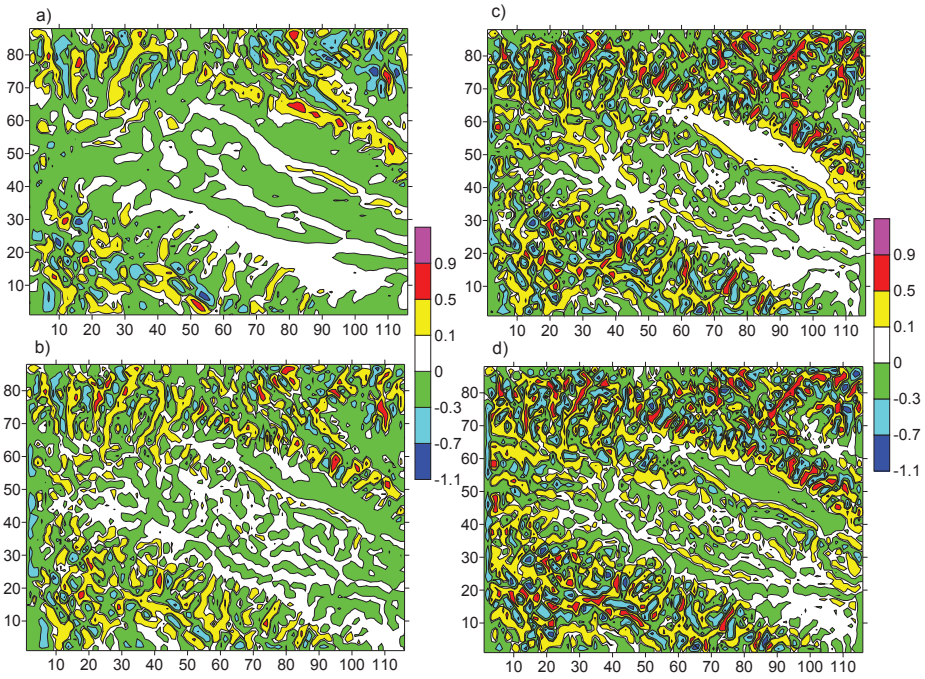
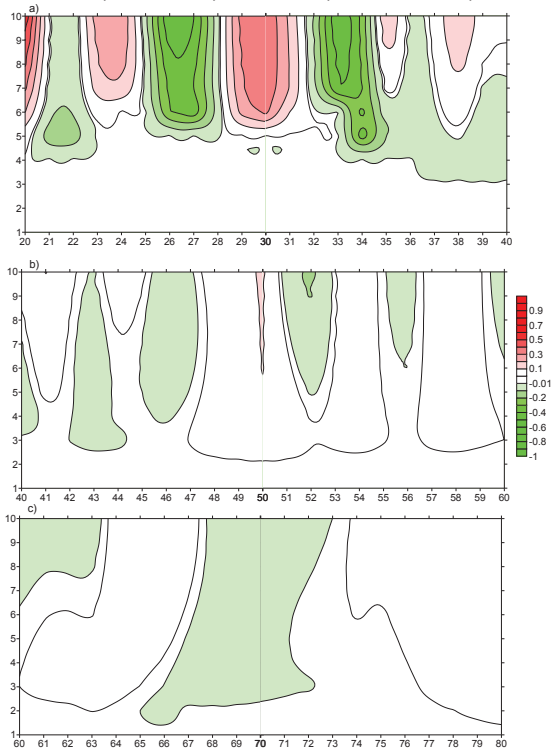


Рис. 11. Поля вертикальной скорости (м/с) на высотах от поверхности Земли 100 м – a), 3 км– b), 6 км – c) da 8 км – d) когда t = 0 ч.



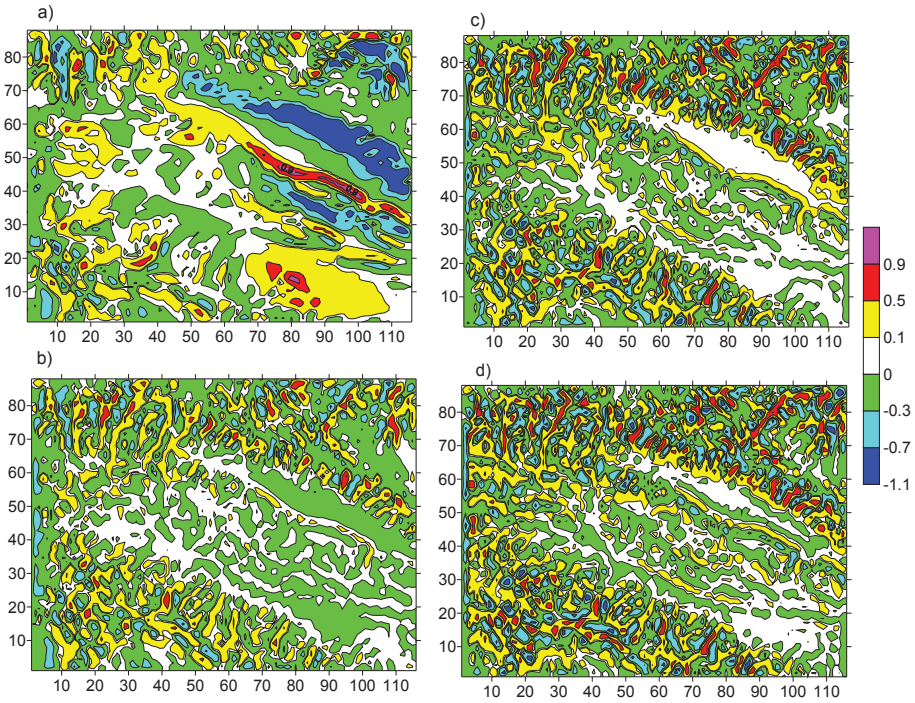


Рис. 12. Поля вертикальной скорости (м/с) на высотах от поверхности Земли 100 м – a), 3 км– b), 6 км – c) da 8 км – d) когда t = 14 ч

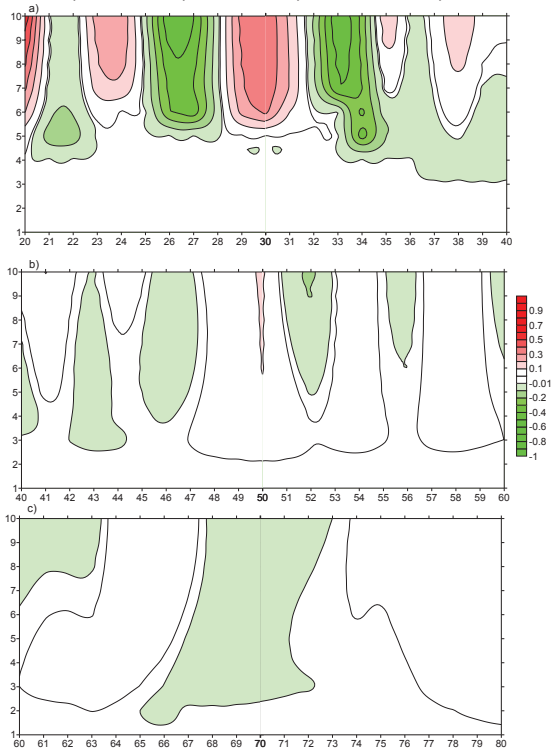


Рис. 13. Изолинии вертикальной скорости (м/с) в XOZ плоскости при $z \leq 3$ км, $y = 30$, $20 \leq x \leq 40$ – a), $40 \leq x \leq 60$ – b) и $60 \leq x \leq 80$ – c), когда t = 0 ч.

В течение суток поле вертикальной скорости меняется, но общая картина её распределения сохраняется. В полдень, в соответствии интенсификациям мезомасштабных циркуляций, усиливаются вертикальные движения в приземном и пограничном слоях атмосферы (Рис. 12). Совместное действие динамических и термических процессов вызывает образование удлинённой полосы интенсивного восходящего движения в окрестностях восточного склона Цивгомборского

хребта и Иорской возвышенности. Длина полосы приблизительно равна 150 км , ширина- 5-7 км. В этих полосах скорости восходящего движения на высоте 100 м достигают 1 м/с. Выше пограничного слоя пространственное распределение вертикальной скорости мало меняется во времени и не зависит от суточного хода приземной температуры. Это указывает на то, что в свободной атмосфере поле вертикальной скорости образовано, главным образом, динамическими процесами, которые происходят во время взаимодействия рельефа и фонового потока воздуха

Температура и давление. На Рис. 14 показано расчётное поле температуры в пограничнем слое и свободной атмосфере при t = 0 ч. Видно, что температура подстилающей поверхности в окрестностях Мингечаурского водохранилища и в полосе вдоль рек Алазани и Иори равна температуре воздуха на высоте 2 м. Это значит, что в этих районах в приземном подслое образована вертикальная изотермия. Выше 2 м получен рост температуры, и на высоте 100 м температура воздуха почти везде больше температуры приземного подслоя. Следовательно сформирована сильная термическая инверсия. Максимальная разница температур между 2м и 100 м достигает 5 ^{o}C.

К t = 12 ч, температура подстилающей поверхности растёт быстро, и в окрестности Мингечаурскрго водохранилища и вдоль р. Иори она доходит до 36 ^{o}C (Рис. 15). На высоте 2 м температура максимальна в окрестности Елдарской низменности и равна 25 ^{o}C.. Изолинии температуры имеют сложную форму.

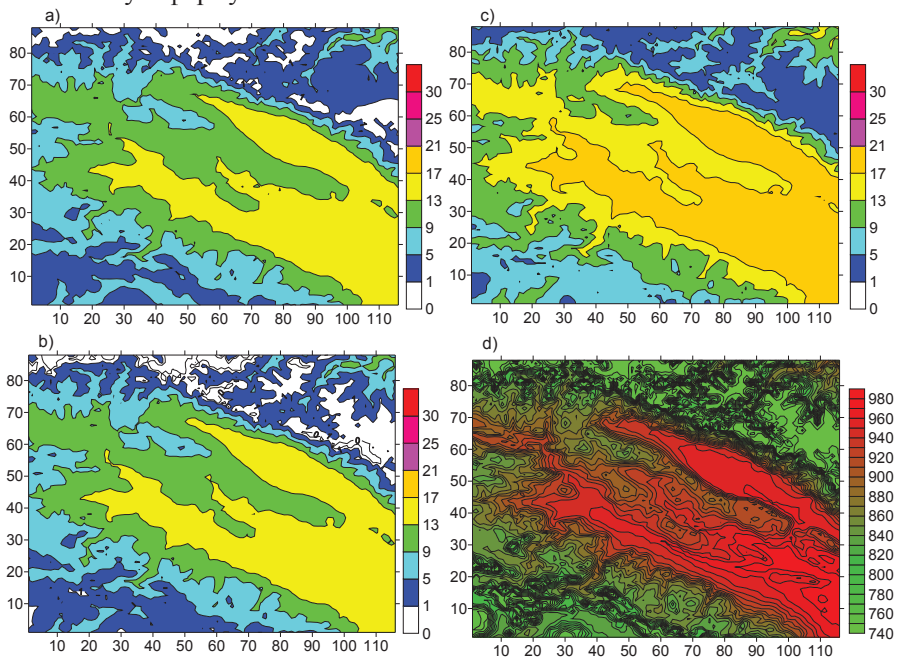
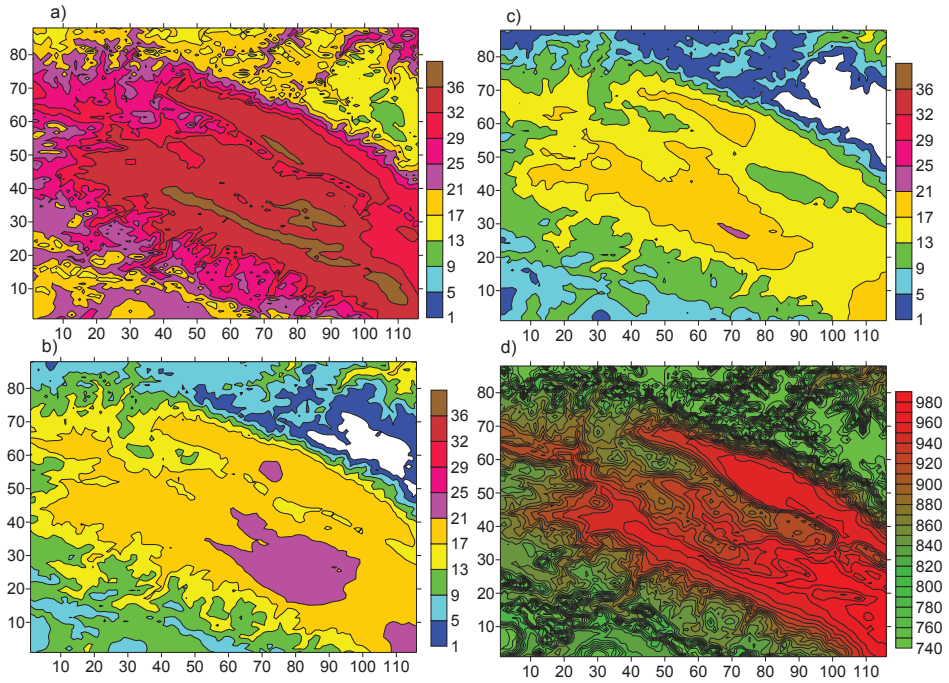


Рис. 14. Поле температуры на подстилающей поверхности – a), на высотах от поверхности Земли z = 2 м, 100 м – b), c), и приземное поле давления (мб),



при t = 0 ч.

Рис. 15. Поле температуры на подстилающей поверхности – a), на высотах от поверхности Земли z = 2 м, 100 м – b), c), и приземное поле давления (мб),

при t = 12 ч.

Приземные поля давления, полученные расчётами при t = 0 и 12ч, показаны на Рис. 14 d) и Рис. 15 d). Видно, что приземное давление максимальное в окрестностях Мингечаурского водохранилища и равно 1000 мб. В остальных местах оно уменьшается в соответствии с ростом высоты местности и давления, в окрестностях вершин Главного Кавказского хребта падает до 760 мб. Суточное изменение приземного даления небольшое. Его максимальное значение не превышает 2 мб.

3. Заключение

С помощью предложенной численной модели проведено исследование влияния рельефа Кахети на фомирование мезомасштабных метеорологических полей. Показано, что если скорость фонового восточного ветра в приземном слое воздуха не превышает 3 м/с, тогда под влиянием рельефа и термического поля в пограничнем слое атмосферы, образуются горизонтальные и вертикальные вихри, и мезомасштабная волна, направлена вдоль фонового течения. Аналогичные вихри, в рамках плоских моделей, были раньше получены в [4]. Горизонтальные протяженности орографических вихрей могут меняться от нескольких километров до 20-30 км.

Вертикальные вихри образуются как с наветренной, так и с подветренной сторон Главного Кавказского и Триалетского хребтов. Они формируются также у некоторых малых хребтов. Горизонтальный вихрь формируется над низменной территорией, окаймленной высокими хребтами.

Орографическая волна существует во всей области моделирования. Её амплитуда максимальна вблизи высоких хребгов и мала над равнинами или холмами.

Поле вертикальной скорости имеет ячейковую структуру, в которую локальные области восходящего и нисходящего движений чередуются друг с другом. Максимальная вертикальная скорость в ячейках восходящего движения приблизительно равна 1 м/с.

Исследовано распределение и изменение температуры во времени. Получено, что распределение температуры в приземнем слое атмосферы сложное. В этом слое в одно и то же время, вертикальная стратификация может быть различной в различных местах региона. Она зависит от времени дня, от геометрических и термических характеристик подстилающей поверхности. С удалением от приземного слоя атмосферы, влияние рельефа уменьшается, вертикальная стратификация становится

подобной стратификации планетарного пограничного и на верхней границе пограничного слоя максимальное изменение температуры за сутки может составить около 1-2 ^{o}C.

Качественно полученные результаты находятся в рамках, принятых мезометеорологических представлений [5]. По своему характеру они близки с результатами, полученными при моделировании обтекания рельефа Кахети фоновым восточным ветром [3]. Проведённое моделирование термодинамических полей осуществлено только для одного случая фонового западного ветра. Соответственно оно не может показать все возможные мезометеорологические особенности изучаемого процесса. Поэтому, целесообразно проводить аналогичные исследования и для других синоптических ситуаций.

Благодарность. Работа выполнена в рамках плана научно-исследовательских работ Института геофизики М. Нодиа и Института гидрометеорологии.

Литература

[1] Georgia's third national communication to the UNFCCC. www.ge.undp.org/.../georgia/.../enabling-activities-for-t.
[2] Сельское хозяйство Кахети и изменение климата. UNDP Georgia.- 2014, -pp. 361. (на грузинском)
[3] А. Сурмава. Исследование локальных циркуляцй в атмосфере Кахети в случае фонового западного ветра. Тр. Ин-та геофизики им. М. З. Нодиа Тбилисского Государственного университета. (в печати) - 2016.
[4] Э. Пальмен, Ч. Ньютон.Циркуляционные системы атмосферы. Гидрометеоиздат.- 1973.
[5] Д. И. Деметрашвили. Нестационарная задача о мезомасштабных процессах в свободной атмосфере над орографически неоднородной поверхностью Земли. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. т. 15. № 7. 1979. с. 699-709.

კახეთის ატმოსფეროში ლოკალური ცირკულიაციების რიცხვითი გამოკვლევა ფონური დასავლეთის ქარის დროს

სურმავა ა.

რეზიუმე

კავკასიაში ატმოსფერული პროცესების განვთარების რეგიონალური და ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის პარამეტრიზაციის მოდელების გამოყენებით შექმნილია კახეთის ტერიტორიაზე მეზომასშტაბის ატმოსფერული პროცესებიოს ევოლუციის რიცხვთი მოდელი.

რიცხვითი მოდელირებით ნაჩვენებია, რომ კახეთის რელიეფი მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს მეტეოროლოგიური ველების ფორმირებაზე ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში. რელიეფის გავლენა თავისუფალ ატმოსფეროში მნიშვნელოვნად სუსტია. რეგიონის რელიეფის მოქმედება ფონურ დინებაზე ჰორიზონტალური, ვერტიკალური გრიგალებისა, და ფონური დინების გასწვრივ მიმართული ტალღების წარმოშობას იწვევს. ტალღა არსებობს როგორც ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში, ასევე თავისუფალ ატმოსფეროში. ვერტკალური გრიგალები ფორმირებული არიან მთავარი მცირე კავკასიონის ქედების ქარპირა და ქარზურგა მხარეს, ზოგიერთი მცირე ქედების მიდამოებში. წარმოშობილი გრიგალის ზომები დამოკიდებულია ქედის სიგანეზე და სიმაღლეზე, ან ხეობის სიღრმეზე.

Численное исследование локальных циркуляций в атмосфере Кахети в случае фонового западного ветра

Сурмава А. А.

Реферат

С помощью региональной модели атмосферных процессов на Кавказе и метода параметризации приземного слоя атмосферы проведено численное исследование пространственного распределения метеорологических полей в случае фонового западного ветра.

Показано, что рельеф Кахети существенно влияет на формирование локальных метеорологических полей в атмосферном пограничном слое. В свободной атмосфере влияние значительно слабее. Воздействие рельефа на фоновое движение воздуха вызывает возникновение мезомасштабных горизонтальных и вертикальных вихрей и волны,направленной вдоль фонового движения воздуха. Волна существует как в пограничном слое, так и в свободной атмосфере. Вертикальные вихри формируются с наветренной и подветренной сторон орографического препятствия. Размеры возникших вихрей зависят от ширины и высоты, или глубины горного хребта или ущелья, соответственно. Исследован термический режим в приземном слое атмосферы и показан, как он изменяется с суточным ходом температуры и как зависит от рельефа локальной местности.

Numerical investigation of the local circulations in the atmosphere of Kacheti in the case of the background western wind

Surmava A.

Abstract

By means of regional model of development of atmospheric processes in the Caucasian Region the spatial distributions of the meteorological fields in the atmosphere of Kakheti Region in case of the eastern background wind are investigated. For more detailed description of influence of underlaying surface on meteorological processes in surface and boundary layers the parameterization model of surface layer is used.

The numerical simulation shows, that the relief of the Kakheti significantly influences on the local meteorological fields in the atmospheric boundary layer. In the free atmosphere this influence is significantly weak. An action of regional relief of background wind cause forming a mesoscale horizontal vortex, vertical vortex and waves. The wave exists both in free atmosphere and boundary layer, and is directed along background flow. The vertical vortexes are formed in downward and lee sides in vicinity of high Main and Minor Caucasus Ridges. Its sizes depend on the vertical and horizontal scales of ridges and valley. The local features of air vertical motion, temperature and pressure fields are also investigated.

მიხეილ ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ. LXVII, 2017
Transactions of Mikheil Nodia Institute of Geophysics, vol. LXVII, 2017
Труды Института геофизики им. Михаила Нодиа, т. LXVII, 2017

Численное исследование локальных циркуляций в атмосфере Кахети в случае фонового восточного ветра

Сурмава А. А.

Институт геофизики им. М. З. Нодиа Тбилисского государственного университета,
ул. Алексидзе No. 1, 0173, Тбилиси, Грузия,
e-mail:aasurmava@yahoo.com

1. Введение

Кахети является приграничным регионом Грузии и одним из основных производителей сельскохозяйственных продуктов. Кахети имеет сложный рельеф и характеризуется различными локальными климатическими условиями в различных районах региона. Данные метеорологических наблюдений, проведенных за последние двадцать лет показывают, что и в Кахети происходят изменения климатических условий и интенсификация опасных метеоролотических условий [1].

Чтобы учесть влияние глобального потепления при решении определённых практических задач, необходимо изучить распределение локальных метеорологических полей, условия возникновения отдельных метеорологических процессов и механизмы их развития.

В настоящее время многие учёные активно изучают мезомасштабные атмосферние процессы, которые развиваются над неровной орографией. Эта проблема сложная и её решение тесно связано с разными важными задачами динамической метеорологии, в том числе и с проблемой атмосферной турбулентности в горных регионах [2-5].

Настоящая работа является первой попыткой численного моделирования и теоретического исследования мезомаштабных меторологических полей, которые формируются в отдельных синоптических ситуациях в Кахети. С этой целью используется региональная модель атмосферных процессов на Кавказе [6], адаптированная для региона Кахети и метод параметризации приземного слоя атмосферы, разработанный в [7].

2. Постановка задачи

Рассматривается прямоугольная область с горизонтальными размерами 236 км × 180 км вдоль параллели и меридиана. Она включает в себе Кахети, города Тбилиси, Рустави и прилегающие территории Грузии и Азербайджана (Рис. 1).

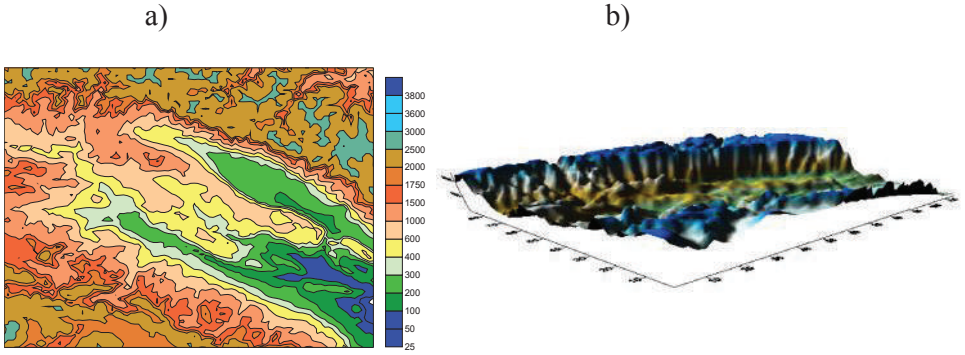


Рис. 1. Топография области моделирования – a) и форма рельефа – b).

Основные уравнения модели имеют вид:

а) для тропосферы:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{\overline{P}}{\overline{\rho}}\frac{\partial \varphi}{\partial x} + lv + g(1+0.61q)\vartheta\frac{\partial z}{\partial x} + \mu\tilde{\Delta}u + \frac{1}{\rho h^2}\frac{\partial}{\partial\zeta}\rho\nu\frac{\partial u}{\partial\zeta},$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{\overline{P}}{\overline{\rho}}\frac{\partial \varphi}{\partial y} - lu + g(1+0.61q)\vartheta\frac{\partial z}{\partial y} + \mu\tilde{\Delta}v + \frac{1}{\rho h^2}\frac{\partial}{\partial\zeta}\rho\nu\frac{\partial v}{\partial\zeta},$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \zeta} = \frac{g}{R\overline{T}}(1+0.61q)\vartheta h, \quad \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} + \frac{\partial \tilde{w}h}{\partial\zeta} + \frac{1}{\rho}\frac{d\rho}{dz}wh = 0, \qquad (1)$$

$$\frac{\partial \vartheta'}{\partial t} + u\frac{\partial \vartheta}{\partial x} + v\frac{\partial \vartheta}{\partial y} + \tilde{w}\frac{\partial \vartheta}{\partial \zeta} + Sw = \mu\tilde{\Delta}\vartheta + \frac{1}{\rho h^2}\frac{\partial}{\partial \zeta}\rho\nu\frac{\partial \vartheta}{\partial \zeta} + \frac{L}{\rho C_p}\varphi_{con} - \frac{\partial \theta}{\partial t},$$

$$\frac{\partial q'}{\partial t} + u\frac{\partial q}{\partial x} + v\frac{\partial q}{\partial y} + \tilde{w}\frac{\partial q}{\partial \zeta} = \mu\tilde{\Delta}q + \frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial \zeta}\rho\nu\frac{\partial q}{\partial \zeta} - \varphi_{con} - \frac{\partial Q}{\partial t}, \qquad (1)$$

$$\frac{\partial m'}{\partial t} + u\frac{\partial m}{\partial x} + v\frac{\partial m}{\partial y} + \tilde{w}\frac{\partial m}{\partial \zeta} + w_0\frac{\partial m}{\partial z} = \mu\tilde{\Delta}m + \frac{\partial}{\partial \zeta}\nu\frac{\partial m}{\partial \zeta} + \varphi_{con} - \frac{\partial M}{\partial t} - \frac{\partial N}{\partial t},$$

$$w = \frac{\partial z}{\partial t} + u\frac{\partial z}{\partial x} + v\frac{\partial z}{\partial y} + \tilde{w}h, \frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u\frac{\partial}{\partial x} + v\frac{\partial}{\partial y} + \tilde{w}\frac{\partial}{\partial\zeta}, \quad \Delta = \frac{\partial}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial y^2},$$

б) для активного слоя почвы:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}D(c)\frac{\partial C}{\partial z} - \frac{\partial E(c)}{\partial z}, \frac{\partial T_s}{\partial t} = K_s\frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} \quad \text{, при } \delta_1 > z > Z_s; \qquad (2)$$

в) для слоя воды водохранилища:

$$\frac{\partial T_R}{\partial t} = K_R\frac{\partial^2 T_R}{\partial z^2} + \frac{1}{c\rho_{sea}}\frac{\partial I}{\partial z}, \qquad \text{при}\,\delta_1 > z > Z_R, \qquad (3)$$

где t - время; x, y и z– оси декартовых координат, направленные на восток, север и вертикально вверх, соответственно; $\zeta = (z-\delta)/h$ - безразмерная вертикальная координата; δ высота рельефа; h = H- δ ; $H(t,x,y)$ - высота тропопаузы;u , v, w и $\tilde{w}$ - составляющие скорости ветра вдоль осей x, y, zи ζ, соответственно; $\vartheta = T'/\overline{T}, \varphi = P'/\overline{P}(z)$ - аналоги температуры и давления, соответственно; $\overline{T} = 300K$; T' , P' - отклонения температуры и давления от стандартного вертикального распределения $T(z) = \overline{T} - \gamma z$ и $\overline{P}(z)$, соответственно; γ - стандартный вертикальный градиент температуры; ϑ и θ -аналог температуры и фоновое значение аналога температуры, соответственно; $\vartheta' = \vartheta - \theta$; q и Q –массовая доля водяного пара и фоновая массовая доля водяного пара, соответственно; $q' = q - Q$;m и M- массовая доля облачной воды и фоновая массовая доля облачной воды, соответственно; $m' = m - M$; T_s и T_R - температуры почвы и воды, соответственно; C - объёмное содержание почвенной воды; ρ (z) -стандартное вертикальное распределение плотности сухого воздуха;*g*-ускорение свободного падения; R- универсальная газовая постоянная для сухого воздуха; C_p - удельная теплоёмкость сухого воздуха при постоянном давлении; S – параметр термической устойчивости; L- скрытая теплота конденсации; ϕ_{con} – скорость конденсации; μ - коэффициент горизонтальной турбулентности; ν - коэффициент вертикального турбулентного обмена; $\partial N/\partial t$ - интенсивность выпадения осадков; D - коэффициент диффузии воды в почве; E - коэффициент фильтрации воды в почве; I - поток суммарной солнечной радиации в морской воде; K_s и K_R коэффициенты температуропроводности в почве и водохранилище, соответственно. Z_s=Z_R= 2м.

Коэффициенты горизонтальной турбулентности определяются с помощью формулы

$\mu = \Delta x \Delta y \sqrt{2\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}\right)^2 + 2\left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2}$, коэффициент вертикальной турбулентности выше приземного слоя атмосферы и определяется по формуле $\nu = (0.05\Delta z)^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + 2\left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 - \frac{g}{\rho}\frac{\partial \rho}{\partial z}}$ [8,9]. В приземном слое воздуха метеорологические поля и коэффициенты вертикальной турбулентности определяются с помощью метода параметризации [7]:

$$\frac{\partial |\vec{u}|}{\partial z} = \frac{u_*}{\chi z}\varphi_u(\varsigma),\ \frac{\partial p}{\partial z} = \frac{p_*}{z}\varphi_\vartheta(\varsigma),\ (p_* = \vartheta, q),\ \varsigma = \frac{z}{L},\ L = \frac{u_*^2}{\lambda \chi^2 \vartheta_*^2} \qquad (4)$$

$$|\vec{u}| = \frac{u_*}{\chi} f_u(\varsigma, \varsigma_u),\ p - p_0 = p_* f_\vartheta(\varsigma, \varsigma_0),\ \varsigma_u = \frac{z_u}{L},\ \varsigma_0 = \frac{z_0}{L},\quad \text{если } z \le z_{sur}$$

где z_u - шероховатость; z_ϑ - параметр, который зависит от свойства подстилающей поверхности и является известной функцией; z_{sur} и z_0 – известные постоянные; u_* - динамическая скорость; λ и χ параметры плавучести и постоянная Кармана; $\varphi_u(\varsigma), \varphi_\vartheta(\varsigma)$, $f_u(\varsigma, \varsigma_u)$ и $f_\vartheta(\varsigma, \varsigma_0)$ являются универсальными функциями теории подобия.

В начальный момент времени приняты следующие условия: высота тропопаузы равна 9 км; отклонения искомых метеорологических элементов от их фоновых значений равны нулю; температура и водность почвы, температура морских вод равны средним значениям для июня месяца; горизонтальные составляющие скорости ветра вычислены с помощью уравнений геострофического ветра.

На боковых границах области интегрирования горизонтальные градиенты составляющих скорости ветра и отклонений метеорологических элементов от фоновых значений равны нулю.

На поверхности тропопаузы отсутствуют потоки количества движения, тепла, влажности и водности, отклонение давления определяется из условия неразрывности давления на этом уровне [10]. На верхней границе приземного слоя атмосферы турбулентный поток водности равен нулю, турбулентные потоки количества движения, тепла и влажности расчитываются из (4) в соответствии теории [7].

На поверхности разделов почва – атмосфера и вода – атмосфера в качестве граничных условий используется уравнение баланса тепла. Объёмное содержание воды в почве равно пористости почвы в случае выпадения осадков. При отсутствии осадков используется условие баланса потоков водности и водяного пара. Значения физических параметров модели, которые характеризуют состояние атмосферы, почвы и воды, взяты из [11].

Фоновые значения полей температуры и давления выбраны так, чтобы моделировать обтекание рельефа Кахети восточным стационарным фоновыми ветром. Скорость фонового ветра растёт от 1 м/с на уровне z = 10 м до 20. м/с - на уровне тропопаузы. Фоновое значение относительной влажности равно 40 %, фоновое значение массовой доли водности равно нулю.

Численное интегрирование уравнений (1) осуществлено с помощью схемы Ф. Шумана и Л. Говермейла [12], а уравнений (2), (3) – с помощью схемы Кранка-Никольсона и метода расщепления [13]. Использована прямоугольная конечно - разностная сетка $118 \times 90 \times 31$, с горизонтальными шагами 2 км и вертикальным шагом 1/31. Высота приземного слоя равна 100 м от уровня почвы. В приземном слое атмосферы количество вертикальных уровней равно 17, а вертикальный шаг сетки меняется от 2 м до 15м. Шаг по времени равен 10 сек. Вычисления проводились до 3 суток.

3. Анализ результатов моделирования

Ветер. На рис. 2 a) и b) показаны расчётные поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра. Из рисунка видно, что величина приземного ветра на всей территории меняется от 0 до 3 м/сек. В окрестностях Элдарской низменности и Алазанской, Картлиийской, Ширакской равнин скорость ветра не превышает 1 м/сек. Скорость ветра в интервале 2-3 м/сек получена в окрестностях Главного Кавказского и Триалетского хребтов и в прилегающих к ним территориях. Состояние штиля получено в трех районах - в северных частях Алазанской долины, Панкисского хребта и Лочинского ущелья.

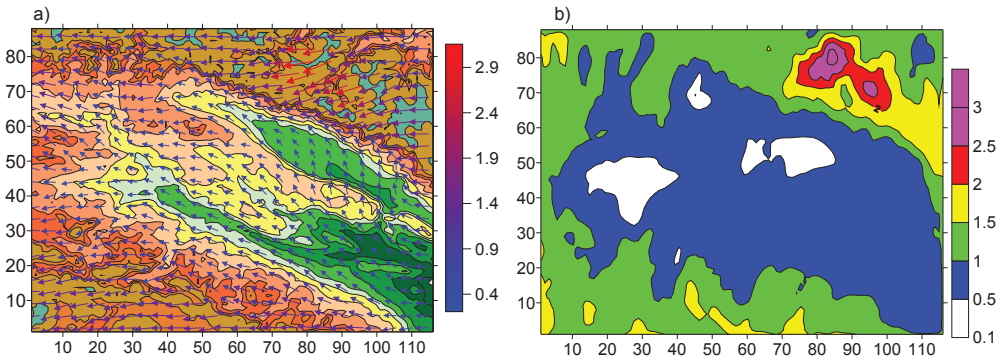


Рис. 2. Поля вектора ветра –a) и изолинии модуля скорости ветра (м/с) – b) на высоте z = 10 м от земли при t = 0 ч.

На Рис. 3 показаны расчётные поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра на высоте 100 м. Из рисунка выдно, что направление ветра в окрестностях Мингечаурского водохранилища, вдоль рек Куры и Алазани совпадают с ориентациями равнинных территорий, и модуль скорости ветра над ними находится в интервале от 0. 5 м/сек до 3 м/сек. Аналогичное распределение поля ветра получено также в широком ущелье, которое расположено в восточной части Триалетского хребта. Скорость ветра растёт с высотой, и на Главном Кавказском хребте, в приземном слое воздуха она достигает 10-15 м/сек.

Выше пограничного слоя атмосферы, в свободной атмосфере, влияние рельефа на пространственное распределение скорости ветра существенно слабеет (Рис. 4), Соответственно, скорость ветра растёт с удалением от Земли, а направление ветра приближается к фоновому направлению. На высоте 3 км от уровня моря скорогсть ветра меняется в интервале 6 м/с – 12 м/с. выше z = 6 км – в пределях 11 м/с - 17 м/с.

На одной и той же высоте, поверхностное распределение ветра неодинаковое. В некоторых местах в окрестностях южного склона Главного Кавказского хребта скорость ветра мала, а высока в окрестностях как над равнинными территориями, так и над холмистыми местами.

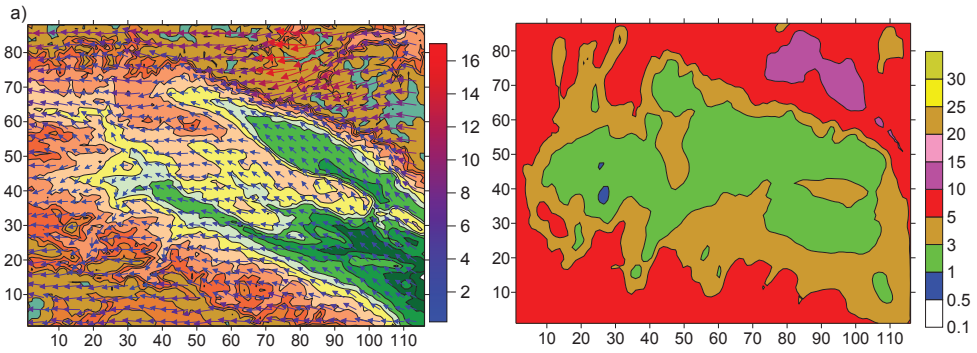


Рис. 3. Поля вектора ветра –a) и изолинии модуля скорости ветра (м/с) – b) на высоте z = 100 м от Земли при t = 0 ч.

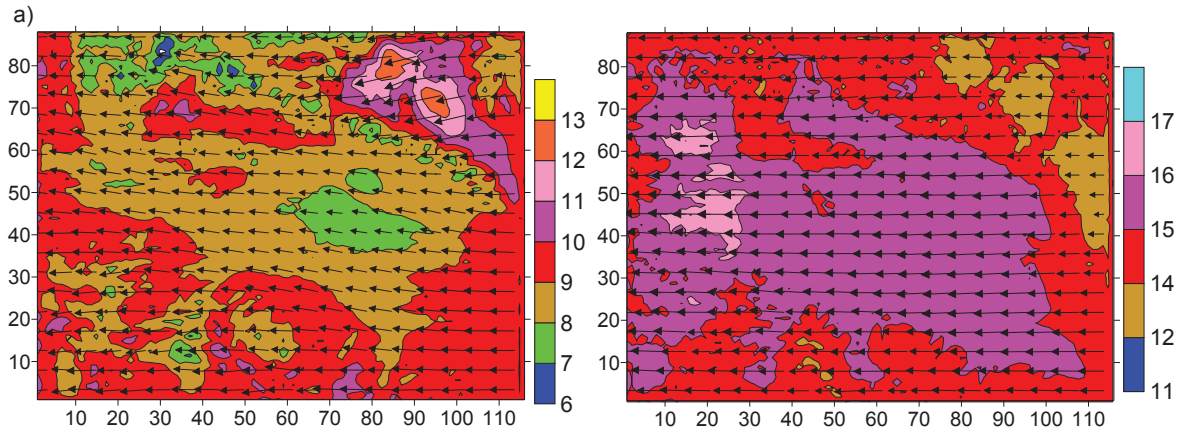


Рис. 4. Поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра (м/с) на высотах z = 6 км –a) и z = 8 км –b) от уровня моря при t = 0 ч.

В соответствии с суточным ходом радиационного режима меняются и метеоролотические поля в атмосферном пограничном слое атмосферы. На Рис. 5 показано распределение скорости и модуля ветра в приземнем слое атмосферы, когда t = 12 ч. Если сравним поля ветра, приведённые на Рис. 2, 3 с) Рис. 5, заметим качественное различие между ними. Конкретно, из-за влияния орографии и изменения температуры подстилающей поверхности за 12 часов, произошло изменение направления ветра, и возникли отдельные локальные потоки воздуха и мезомасштабные горизонтальные циклонические и антициклонические вихри. Эти вихри возникли на уровне 100 м от поверхности Земли в восточной части региона, в окрестностях Алазанской ранины, Иорской долины и Цивгомборсого хребта.

Циркуляционные системы. На Рис. 6 и 7 показаны поля зональной скорости ветра в плоскости XOZ. Из рисунка видно, что имеет место обтекание рельефа потоком воздуха, которое сопровоаждается возникновением зональной волны и вертикальных вихревых структур в нижней тропосфере. Вертикальный вирхрь формирован также в меридиональной плоскости (Рис. 7), в верхней тропосфере. Горизонтальный размер меридионального вихря больше размера зонального вихря.

Расчёты показали, что зональная волна и мезомасштабные вихри сохраняются во времени. Однако изменяются амплитуда волны и размеры вихрей (Рис. 8). Амплитуда волны в полдень меньше амплитуды в полночь, что, по-видимому, связано с суточным изменением температуры и стратификацией атмосферы в пограничном слое.

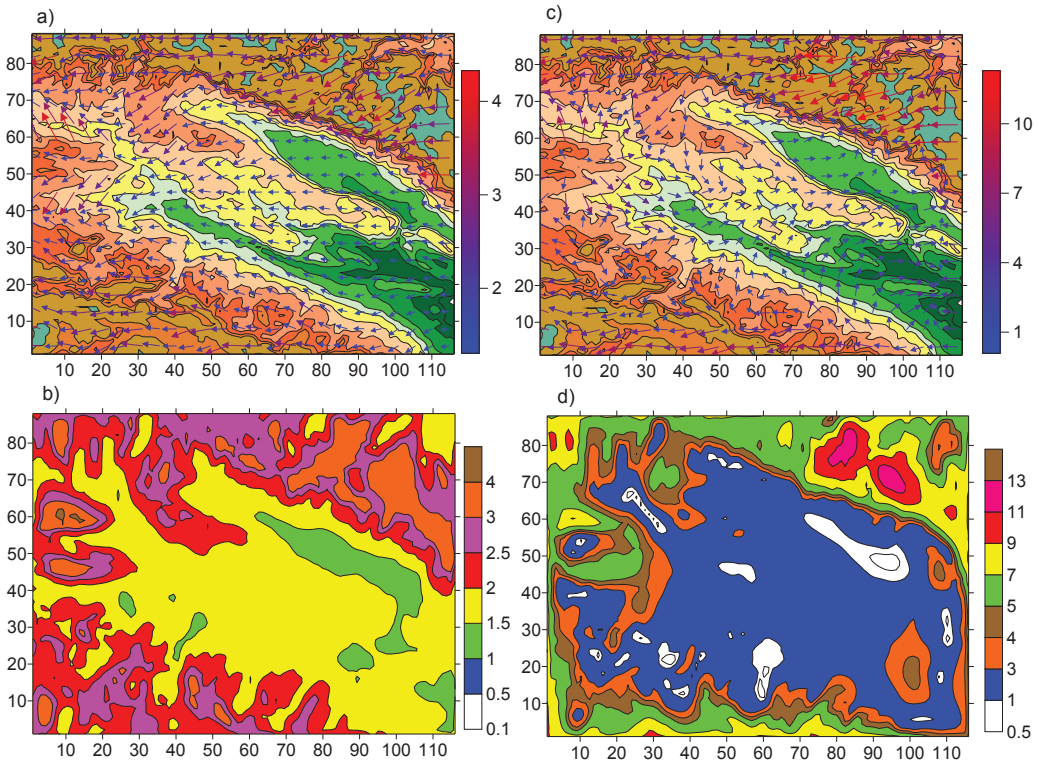


Рис. 5. Поля вектора ветра и изолинии модуля скорости ветра (м/с) –a), b) и c), d) на высотах z = 10 м и z = 8 км от уровня моря, соответственно, при t = 12 ч.

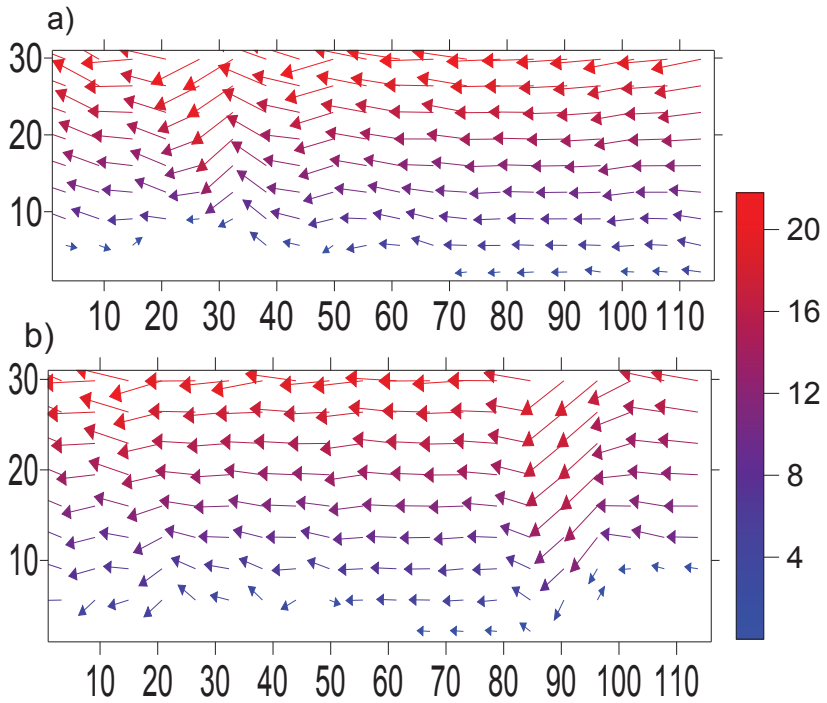


Рис. 6. Поле зонального компонента скорости ветра (м/с) в XOZ плоскости при y = 20 -Aa) и y = 60 - b) когда t = 0 ч.

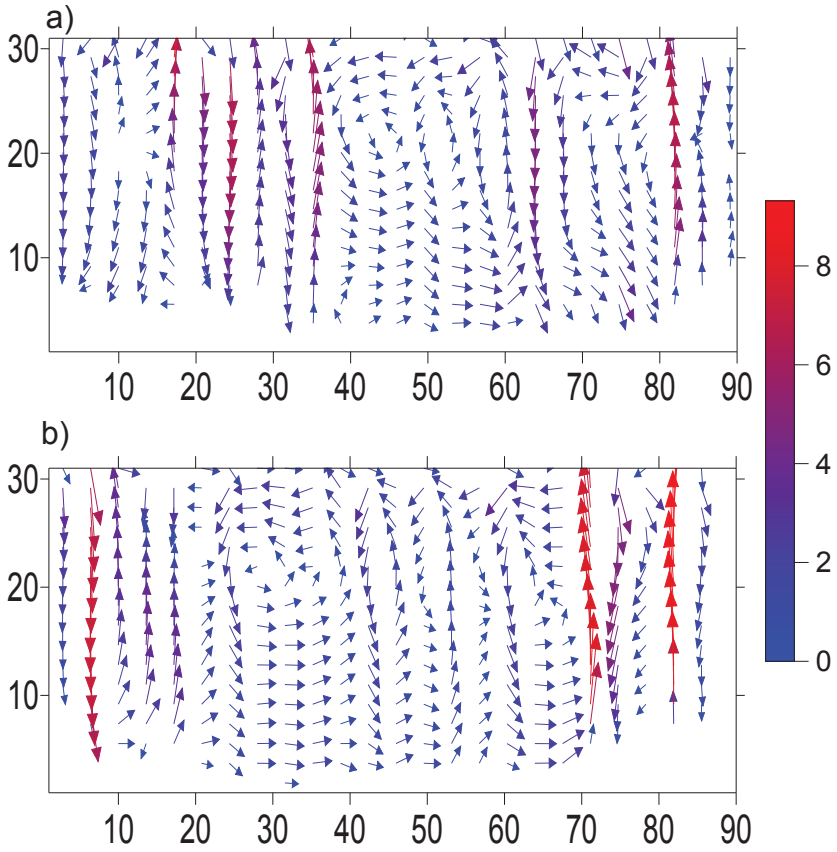


Рис. 7. Поле меридионального компонента скорости ветра (м/с) в YOZ плоскости при x = 20 -Aa) и x = 60 - b) когда t = 0 ч.

Вертикальная скорость. Поле вертикальной скорости, полученное численным моделированием показывает, что оно имеет γ мезомасштабную структуру, в которой локальное восходящее движение меняется нисходящим, и наоборот (Рис. 9). В районе Цивгомборского хребта, вдоль рек Кура, Алазани и Иори скорости вертикальних движений меняются от – 0.3 (м/с) до 0.5 (м/с). В окрестностях отдельных ущелий и хребтов, которые находятся на Главном Кавкаском хребте, модуль вертикальной скорости достигает 1 (м/с). В течение суток поле вертикальной скорости меняется, но общая картина её распределения сохраняется.

Температура и давление. На Рис. 10 показано расётное поле температуры в пограничнем слое и свободной атмосфере, когда t = 0 ч. Видно, что температура подстилающей поверхности в окрестностях Мингечаурского водохранилища и в узкой полосе вдоль р. Алазани, из-за большой теплоемкости водных объектов, падает медленнее и равна температуре воздуха на высоте 2 м. Это значит, что в этих районах образована вертикальная изотермия. На остальных территорях температура подстилающей поверхности меньше температуры воздуха, полученной на уровне 2 м. Максимальная разница этих температур достигает 7-8 ^{o}C.

Рапределение температур на высотах 2 м и 100 м качественно одинаковые. Разница между ними количественное. В некоторых районах температера на уровне 2 м больше температуры, полученной на высоте 100 м, а в других меньше или равны. Это значит, что в ночные часы температурная стратификация воздуха в приземном слое зависит от места расположения конкретного пункта. Она может быгь устойчивой, неустойчивой или нейтральной.

В тропосфере температурное поле изменчиво в меньшей мере. Меридиональный градиент температуры не превышает 2-3 ^{o}C на 100 км. При этом, напраление градиента температуры изменяется с высотой. На высоте 3 км температурный градиент направлен с Севера на Юг, на высоте 6 км температура максимальна в центре области и меньше на краях, а на высоте 8 температурный градиент направлен с Юга на Север.

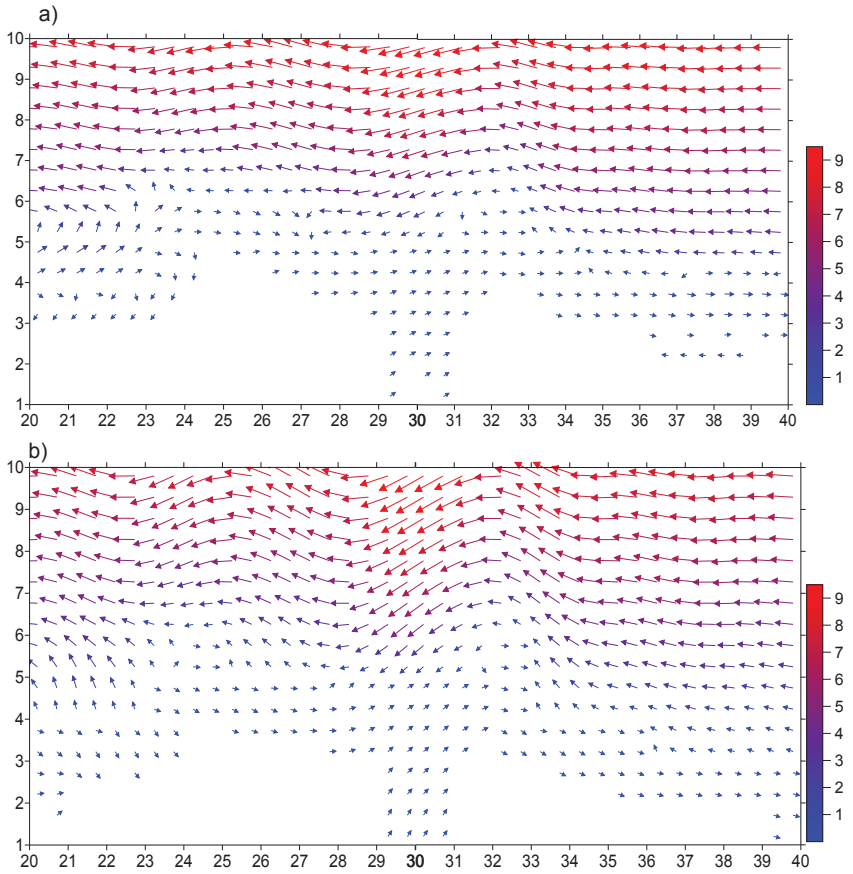


Рис. 8. Поля зонального компонента скорости ветра (м/с) в XOZ плоскости при y = 20, когда t = 12 ч -Aa) и t = 24 ч - b).

К t = 12 ч, температура подстилающей поверхности растёт, и в окрестности Мингечаурскрго водохранилища и Иорской возвышености она доходит до 36 ^{o}C. Вдоль р. Иори температура на высоте 2 м больше температуры полученной в окрестностях р. Куры и р. Алазани. Изолинии температуры имеют сложную форму. По очертании они отличаются от формы изогипсов. Причиной отличия являются локальные орографические факторы (различия в наклонах поверхности Земли), турбулентность и различные условия теплового баланса на поверхности раздела почва-земля. На высоте 100 м поле температуры более гладкая, поскольку турбулентность сглаживает неоднородности в поле температуры, и её изолинии принимают форму похожую на форму изогипсов.

Приземное поле давления полученное расчётами, при t = 0 ч, показано на Рис. 11. Видно, что приземное давление максимальное в окрестностях Мингечаурского водохранилища и равно 1000 мб. В остальных местах оно уменьшается в соответствии с ростом высоты местности и давления, в окрестностях вершин Главного Кавказского хребта, падает до 760 мб. Суточное изменение приземного даления небольшое. Её максимальное значение не превышает 2 мб.

3. Заключение

С помощью предложенной численной модели проведено исследование влияния рельефа Кахети на фомирование мезомасштабных метеорологических полей. Показано, что если скорость фонового восточного ветра в приземном слое воздуха не превышает 3 м/с, тогда под влиянием рельефа и термического поля в пограничнем слое воздуха, образуются горизонтальные и вертикальные вихри и мезомасштабная волна, направленная вдоль фонового течения. Аналогичные вихри, в рамках плоских моделей, были ранше получены в [14, 15]. Орографические вихри имеют горизонтальные размеры от нескольких километров до 20-30 км.

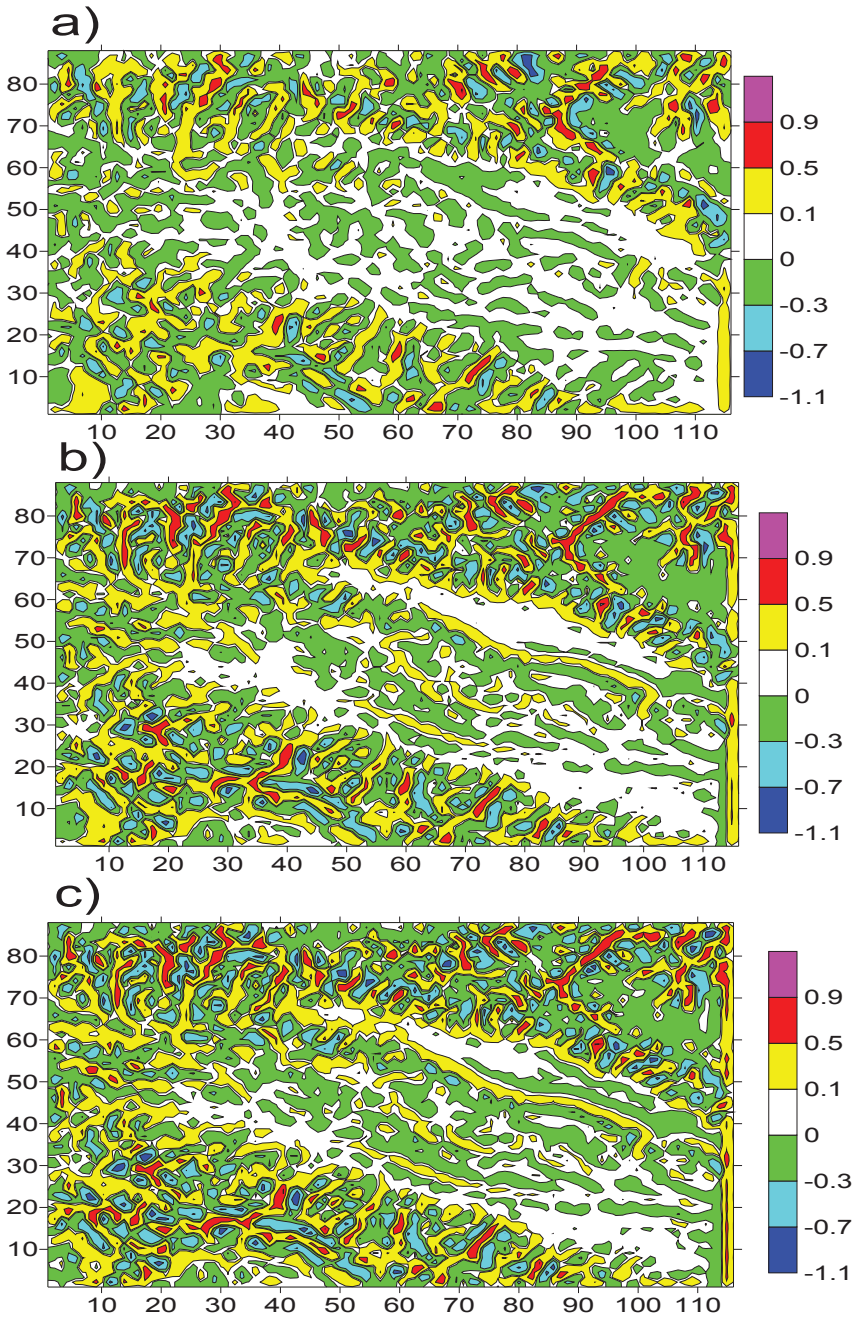


Рис. 9. Поле вертикальной скоргости (м/с) на высотах от поверхности Земли z = 3 км–a), z = 6 км - b) и z = 6 км, при t =12 ч.

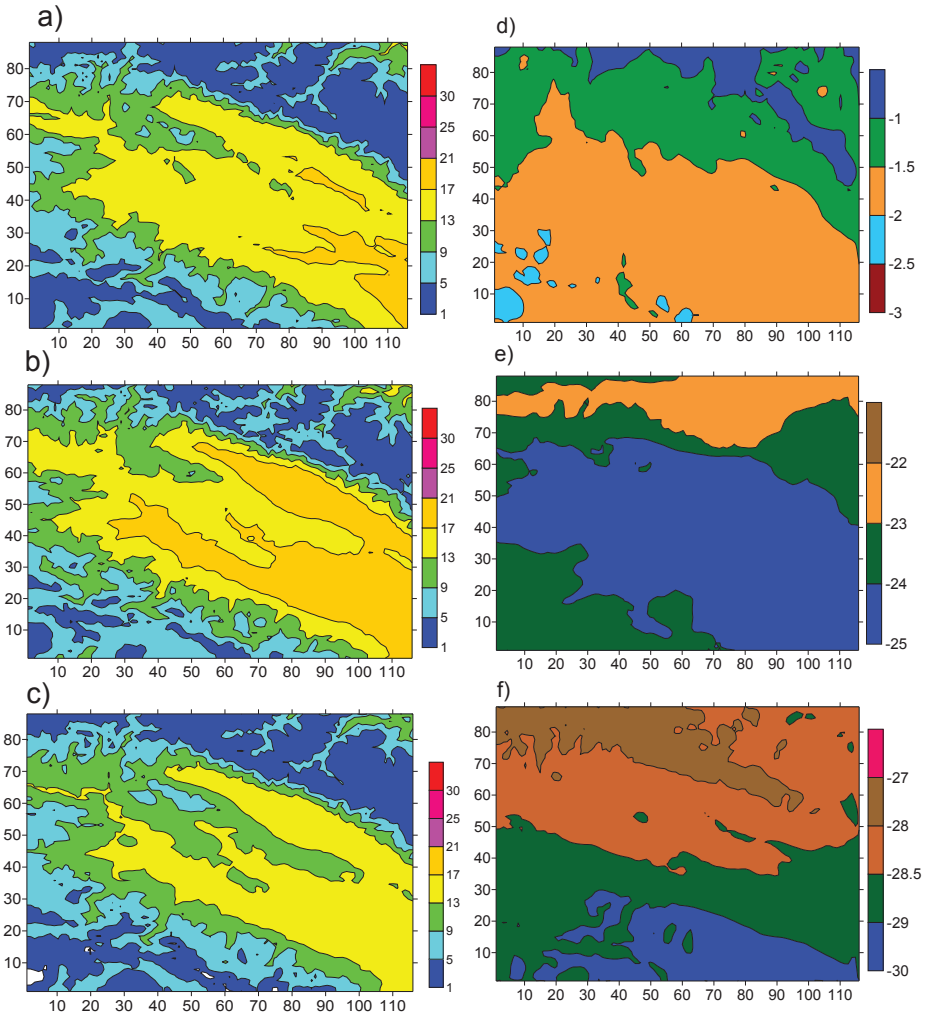


Рис. 10. Поле температуры на подстилающей поверхности –a) и на высотах от поверхности Земли z = 2 м, 100 м, 3 км, 6 км и 8 км – b), c), d), e) и f), соответственно, при t = 0 ч.

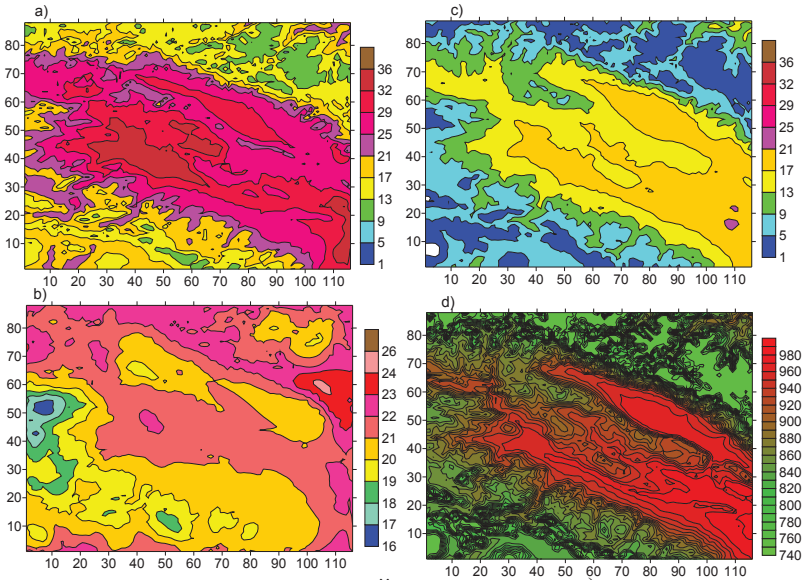


Рис. 11. Поле температуры на подстилающей поверхности – a), на высотах от поверхности земли z = 2 м, 100 м – b), c), и приземное поле давления (мб), при t = 12 ч.

Вертикальные вихри образуются как с наветренной, так и с подветренной сторон Главного Кавказского и Триалетского хребтов. Они формируются также у некоторых малых хребтов. Горизонтальный вихрь формируется над низменной территорией, окаймленной высокими хребтами.

Орографическая волна существует во всей области моделирования. Её амплитуда максимальна вблизи высоких хребгов и мала над равнинами или холмами.

Поле вертикалной скорости имеет ячейковую структуру, в которую локальные области восходящего и нисходящего движений чередуются друг с другом. Максимальная вертикальная скорость в ячейках восходящего движения приблизительно равна 1 м/с.

Исследовано распределение и изменение температуры во времени. Получено, что поверхностное распределение в приземнем слое атмосферы сложное. В этом слое в одно и то же время, вертикальная стратификация может быть различной. Она зависит не только от времени дня, но и от геометрических и термических характеристик местности. С удалением от приземного слоя атмосферы, влияние рельефа уменьшается, вертикальная стратификация становится подобной стратификации планетарного пограничного и на верхней границе пограничного слоя максимальное изменение температуры за сутки может составить около 1-2^{o}C.

Качественно полученные результаты находятся в рамках принятых мезометеорологических представлений [1]. К сожалению, из-за технической трудности, невозможно получить реальные данные метеорологических наблюдений и количественно оценить точность численного моделирования.

Проведённое моделирование термодинамических полей осуществлено только для одного случая фонового восточного ветра. Оно не может показать все возможные мезометеорологические особенности местности. Поэтому, целесообразно проводить аналогичное исследование и для других синоптических ситуаций.

Благодарность. Работа выполнена в рамках плана научно-исследовательских работ Института геофизики М. Нодиа и Института гидрометеорологии.

Литература

[1] Georgia's third national communication to the UNFCCC. www.ge.undp.org/.../georgia/.../enabling-activities-for-t.

[2] A. P. Weigel, F. K. Chow and M. W. Rotach. On the nature of turbulent kinetic energy in a steep and narrow Alpine valley. Boundary-Layer Meteorology Springer Science-Business Media B.V. -2006.- V. 123.- pp. 177-199. doi:10.1007/s10546-006-9142-9.

[3] S. Kirkwood, M. Mihalikova, T. N. Rao and K. Satheesan. Turbulence associated with mountain waves over Northern Scandinavia–a case study using the ESRAD VHF radar and the WRF mesoscale model. Atmospheric Chemistry and Physics Discussions. 2009. V. 9. No. 5. pp. 20775-20817.doi:10.5194/acpd-9-20775-2009

[4] M. Weissmann F. J. Braun L. Gantner G. J. Mayr S. Rahm and O. Reitebuch The Alpine Mountain–Plain Circulation: Airborne Doppler Lidar Measurements and Numerical Simulations. DOI: http://dx.doi.org/10.1175/MWR3012.1

[5] Gantuya Ganbat, Jong-Jin Baik. Local circulations in and around the Ulaanbaatar, Mongolia, metropolitan area. DOI: 10.1007/s00703-015-0374-4

[6] A. A. Kordzadze, A. A. Surmava, D. I. Demetrashvili, and V. G. Kukhalashvili, Numerical investigation of the influence of the Caucasus relief on the distribution of hy-drometeorological fields. Izvestia, Atmospheric and Oceanic Physics. 2007. V. 43. No. 6, pp. 783-791. doi:10.1134/S0001433807060060.

[7] A. L. Kazakov and G. L. Lazriev. About parameterization of the surface layer of the atmosphere and active layer of the soil. Izvestia AN SSSR, Atmospheric and Oceanic Physics. 1978. V. 14. No. 3.-pp. 257-265.

[8] С. С. Зилинтикевич, Ф. С. Монин. Турбулентность в динамических моделях атмосферы. Л. Наука. -1971.

[9] Г. И. Марчук, В. П. Кочергин, А. С. Саркисян и др. Математические модели океанских циркуляций. Новосибирск. Наука. 1980.

[10] Л. Н. Гутман, Введение в нелинейную теорию мезометеорологии. Л. Гидрометеоиздат. 1969, 296 с.

[11] Л. Т. Матвеев, Курс общей метеорологии. Ленинград. Гидрометеоиздат. -1984. -751 с.

[12] F. G. Shuman and L. R. Hovermale, "An operational six-layer primitive equation model," Journal of Applied Mechanics. 1968, V. 7, № . 4. pp 525-547.

[13] Г. И. Марчук Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Ленинград. Гидрометеоиздат. 1974. 302 с.
[14] Д. И. Деметрашвили. Нестационарная задача о мезомасштабных процессах в свободной атмосфере над орографически неоднородной поверхностью Земли. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1979. Т. 15. № 7. с. 699-709.
[15] Э. Пальмен, Ч. Ньютон.Циркуляционные системы атмосферы. Гидрометеоиздат. 1973.

კახეთის ატმოსფეროში ლოკალური ცირკულიაციების რიცხვითი გამოკვლევა ფონური აღმოსავლეთის ქარის დროს

სურმავა ა.

რეზიუმე

კავკასიაში ატმოსფერული პროცესების განვთარების რეგიონალური და ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის პარამეტრიზაციის მოდელების გამოყენებით შექმნილია კახეთის ტერიტორიაზე მეზომასშტაბის ატმოსფერული პროცესების ევოლუციის რიცხვთი მოდელი.

რიცხვითი მოდელირებით ნაჩვენებია, რომ კახეთის რელიეფი მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს მეტეოროლოგიური ველების ფორმირებაზე ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში. რელიეფის გავლენა თავისუფალ ატმოსფეროში მნიშვნელოვნად სუსტია. რეგიონის რელიეფის მოქმედება ფონურ დინებაზე ჰორიზონტალური, ვერტიკალური გრიგალებისა, და ფონური დინების გასწვრივ მიმართული ტალღების წარმოშობას იწვევს. ტალღა არსებობს როგორც ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში, ასევე თავისუფალ ატმოსფეროში. ვერტკალური გრიგალები ფორმირებული არიან მთავარი მცირე კავკასიონის ქედების ქარპირა და ქარზურგა მხარეს, ზოგიერთი მცირე ქედების მიდამოებში. წარმოშობილი გრიგალის ზომები დამოკიდებულია ქედის სიგანეზე და სიმაღლეზე ან ხეობის სიღრმეზე.

Численное исследование локальных циркуляций в атмосфере Кахети в случае фонового восточного ветра

Сурмава А. А.

Реферат

С помощью региональной модели атмосферных процессов на Кавказе и метода параметризации приземного слоя атмосферы разработана численная модель эволюции мезомасштабных атмосферных процессов на территории Кахети.

С помощью численного моделирования показано, что рельеф Кахети существенно влияет на формирование локальных метеорологических полей в атмосферном пограничном слое. В свободной атмосфере влияние значительно слабое. Воздействие рельефа на фоновое движение воздуха вызывает возникновение мезомасштабных горизонтальных и вертикальных вихрей и волны, паправленной вдоль фонового движения воздуха. Волна существует как в пограничном слое, так и в свободной атмосфере. Вертикальные вихри формируются с наветренной и подветренной сторон орографического препятствия. Размеры возникших вихрей зависят от ширины и высоты, или глубины горного хребта или ущелья, соответственно.

Numerical investigation of the local circulations in the atmosphere of Kacheti in the case of the background eastern wind

Aleksandre A. Surmava

Abstract

By means of regional model of development of atmospheric processes in the Caucasian Region the spatial distributions of the meteorological fields in the atmosphere of Kakheti Region in case of the eastern background wind are investigated. For more detailed description of influence of underlaying surface on meteorological processes in surface and boundary layers the parameterization model of surface layer (A. L. Kazakov and G. L. Lazriev,1978) is used.

The numerical simulation shown, that the relief of Kakheti significantly influences on the local meteorological fields in the atmospheric boundary layer. In the free atmosphere this influence is significantly weak. An action of regional relief of background wind cause forming a mesoscale horizontal vortex, vertical vortex and waves. The wave exists both in free atmosphere and boundary layer, and is directed along background flow. The vertical vortexes are formed as in downward and lee sides in vicinity of high Main and Minor Caucasus Ridges. Its sizes depend on the vertical and horizontal scales of ridges and valley. The local features of air vertical motion, temperature and pressure fields are investigated, also.

მიხეილ ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ. LXVII, 2017
Transactions of Mikheil Nodia Institute of Geophysics, vol. LXVII, 2017
Труды Института геофизики им. Михаила Нодиа, т. LXVII, 2017

О СВЯЗИ АНОМАЛИЙ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ И ЗОН СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА ПРИМЕРЕ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

Сакварелидзе Е.А., Кутелия Г.А.

Тбилисский государственный университет им. И. Джавахишвили,Тбилиси, проспект И.Чавчавадзе 1,evgeni.sakvarelidze@tsu.ge

Изучение теплового режима Земли представляет собой одну из актуальнейших проблем в геологии и геофизики. Внутреннее тепло Земли играет существенную роль в процессе ее развития, тепловая энергия определяет тектоническую, сейсмическую и вулканическую активности. В основе динамики Земли лежит заключенный в ней запас тепловой энергии. Тектонические движения и деформации непосредственно обусловлены механической и кинетической энергиями, но эти энергии представляют собой продукт преобразования тепловой энергии, порождающей явления разуплотнения или уплотнения, растяжения или сжатия вещества верхних твердых оболочек Земли. Связь тектонических процессов с тепловым полем Земли проявляется двояко. С одной стороны, при усилении тектонической активности изменяется структура и строение литосферы, что приводит к перераспределению тепловых источников и изменению условий переноса тепла, в результате чего изменяется распределение температур и тепловых потоков, возникают зоны повышенных и пониженных тепловых потоков. С другой стороны, в периоды тектонической активности из недр поднимается дополнительная тепловая энергия, вследствие чего увеличивается температура в коре, а также растут величины тепловых потоков. Связь между тепловым состоянием и динамикой недр проявляется, в первую очередь, в виде совпадения зон максимальной тектонической активности и напряженного состояния с зонами повышенных значений тепловых потоков и температур. Сравнительно стабильные температуры характеризуют отдельные крупные тектонические элементы. Температуры резко изменяются при переходе между блоками разных геологических историй.

Вследствие неравномерного распределения потоков и глубинных температур в Земле образуются горизонтальные температурные градиенты, вследствие чего создаются термоупругие напряжения. При предельных значениях этих напряжений может произойти разрыв и землетрясение. Обычно максимальные горизонтальные температурные градиенты наблюдаются при переходе от древних блоков коры в геосинклинальные и рифтовые зоны. Таким образом, при оценке сейсмической опасности одной из основных задач является изучение теплового поля и выделение его аномальных зон.

В настоящей работе предпринята попытка поиска возможной корреляции между аномалиями теплового поля и зонами сейсмической опасности для тектонически активного региона Кавказа.

Данные о тепловом поле Кавказа использованы из выполненной нами ранее работы [1], а данные сейсмической активности – из работы [2]. На рисунках 1-4 приведены карты распределения глубинных температур на границах Конрада и Мохо и вероятностные карты сейсмической опасности для Кавказского региона.

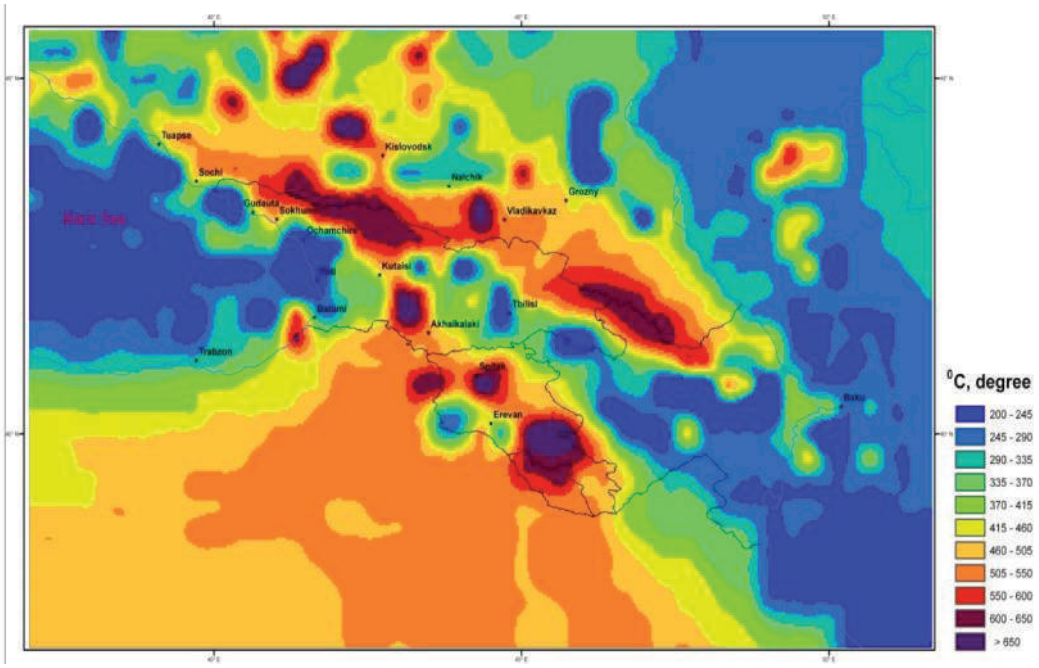


Рис.1. Распределение глубинных температур на границе Конрада

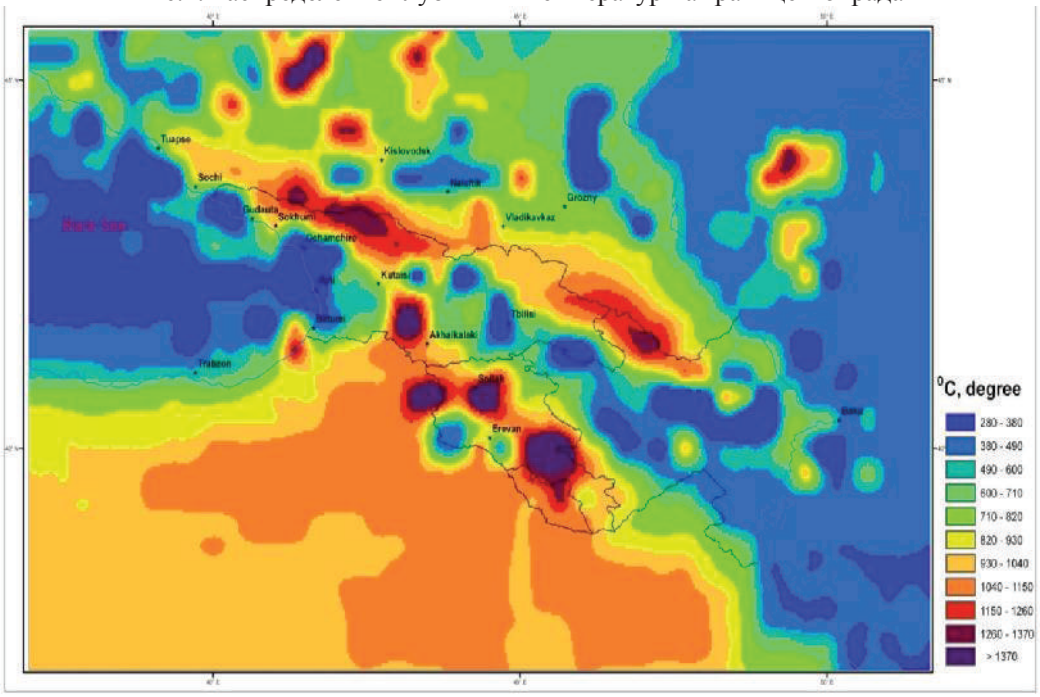


Рис.2. Распределение глубинных температур на границе Мохо

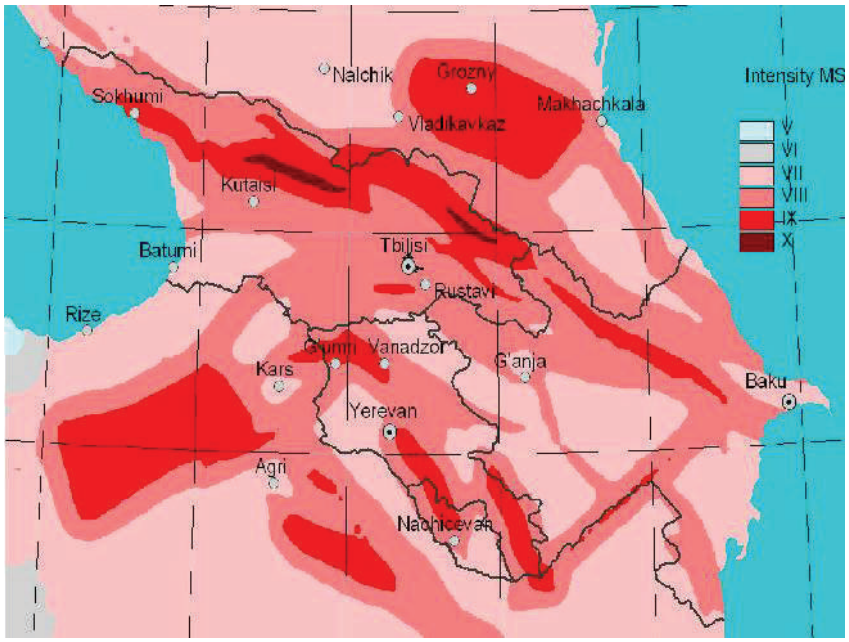


Рис.3. Вероятностная карта сейсмической опасности Кавказского региона в макросейсмической интенсивности (шкала MSK) с 2%-й вероятностностью превышения в течение 50 лет.

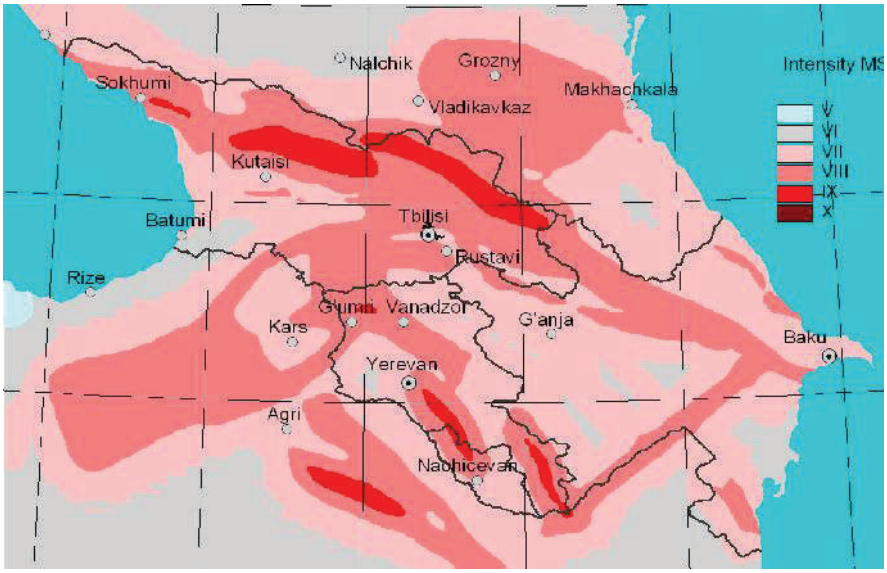


Рис.4. Вероятностная карта сейсмической опасности Кавказского региона в макросейсмической интенсивности (шкала MSK) с 5%-й вероятностью превышения в течение 50 лет

Сравнивая представленные карты, можно отметить хорошо прослеживаемую корреляцию между зонами аномальных значений глубинных температур и зонами сейсмической опасности для исследуемого региона, которая особенно наглядно прослеживается на Большом Кавказском хребте, Джавахетском и Армянском нагорьях.

В западной части Большого Кавказа, севернее г. Сухуми и г. Очамчири, имеются большие температурные аномалии, наибольшие из которых на границах Конрада и Мохо достигают соответственно 650 ^{0}C и 1300 ^{0}C. Аналогичные аномалии наблюдаются в центральном и восточном районах хребта (в районах Сванети, Рача-Лечхуми, Кахети, а также городах Владикавказ, Закаталы). Вышеперечисленным аномалиям соответствуют зоны сейсмической опасности с интенсивностью X и IX по шкале MSK.

На Джавахетском нагорье наблюдаются максимальные температурные аномалии, также достигающие 650 ^{0}C и 1300 ^{0}C для вышеуказанных границ, которым соответствуют зоны сейсмической опасности с интенсивностью IX и VIII по шкале MSK.

Армянское нагорье в пределах Армении также характеризуется высокими температурными аномалиями в районах Спитака, Нахичевани и западнее Спитака на границе с Турцией. Этим аномалиям соответствуют зоны сейсмической опасности с интенсивностью IX и VIII по шкале MSK.

На Северном Кавказе имеются локальные температурные аномалии (Кисловодск, Нальчик, Впадикавказ). Владикавказской аномалии соответствует зона сейсмической опасности (интенсивность IX по шкале MSK).

Высокие температуры наблюдаются в горных районах севера-восточной части Турции (до 550 ^{0}C на границе Конрада и 1100 ^{0}C на границе Мохо), которым соответствуют зоны сейсмической опасности с интенсивностью IX и VIII по шкале MSK.

Резюмируя представленный материал, можно заключить, что на территории исследованного региона Кавказа наблюдается явная корреляция между аномалиями теплового поля и зонами сейсмической опасности.

Литература

1. E. Sakvarelidze, I. Amanatashvili, G. Kutelia, V. Meskhia. Thermal Field of the Caucasian Region. Journal of the Georgian Geophysical Sosieti. Physics of Solid Earth, vol. 18A, 2015.
2. Javakhishvili Z., Elashvili M., Godoladze T., Jorjiashvili N. Seismic Hazard Assessment of the Caucasus Region. In the Atlas of GIS based maps of natural disaster hazards for the Southern Caucasus. Editor T. Chelidze, Tbilisi, 20007, pp. 3-6.

სითბური ველის ანომალიებსა და სეისმური საშიშროების ზონებს შორის კავშირის შესახებ კავკასიის რეგიონის მაგალითზე

საყვარელიძე ე. ქუთელია გ.

რეზიუმე

ნაშრომი ეძღვნება სითბურ ანომალიებსა და სეისმურ საშიშროებას შორის კავშირის დადგენას კავკასიის რეგიონისათვის. გამოყენებულია ტემპერატურების სიღრმითი განაწილების რუკები კონრადისა და მოხოს ზედაპირებისათვის, აგრეთვე სეისმური საშიშროების რუკები საკვლევი რეგიონისათვის. ამ რუკების შედარების საფუძველზე დადგენილია კორელაცია ტემპერატურული ანომალიების ზონებსა და სეისმური საშიშროების ზონებს შორის, რომელიც განსაკუთრებით კარგად მჟღავნდება კავკასიონზე და ჯავახეთისა და სომხეთს ზეგნებზე.

О связи аномалий терлового поля и зон сейсмической опасности на примере Кавказского региона

Сакварелидзе Е.А., Кутелия Г.А.

Реферат

Работа посвящена установлению связи между тепловыми аномалиями и сейсмической опасностью для Кавказского Региона.Использованы карты распределения глубинных температур на границах Конрада и Мохо, полученные авторами ранее, а также карты сейсмической опасности для исслкдуемого региона. На основе сравнения этих карт установлена корреляция зон температурных аномалий с зонами сейсмической опасности, которая особенно хорошо проявляется на Большом Кавказе и на Джавахетском и Армянском нагорьях.

ABOUT CORRELATION OF THERMAL FIELDS ANOMALIES AND ZONES OF SEISMIC HAZARD ON AN EXAMPLE OF CAUCASIAN REGION

Sakvarelidze E.Kutelia G.

Abstract

Correlation between thermal anomalies and seismic activity of the Caucasian region is considered. Maps of distribution of deep temperatures on Conrad and Mokho's borders and maps of seismic hazard of the studied region were used. On the basis of comparison of these maps correlation between zones of temperature anomalies and seismic hazard is established. This correlation is especially well shown on the Greater Caucasian ridge and on Javakheti and Armenian uplands.

მიხეილ ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ. LXVII, 2017
Transactions of Mikheil Nodia Institute of Geophysics, vol. LXVII, 2017
Труды Института геофизики им. Михаила Нодиа, т. LXVII, 2017

Кинематическая модель неравномерного вращения жидкой среды

[1]Чхитунидзе М.С., [2]Жонжоладзе Н.И., [1]Хведелидзе И.Б.

[1]Тбилиский Государствений Университет им. Ив. Джавахишвили, Институт Геофизики
[2]Телавский Государствений Университет им. И. Гогебашвили
marina_chxitunidze@yahoo.com

Введение: При вращениижидкости скорость частиц жидкости может меняться произвольным образом. Это означает, что равномерное вращение является лишь частным случаем, т.е. такое движение может происходить лишь в определенных, редких случаях, реализация которых обычно имеет место в технических установках или приборах. В природе стабильные вращательные движения встречаются в различных проявлениях, например: в околоземной атмосфере, морской среде, а также на некоторых участках рек, там, где имеются условия для стационарного существования водяных вихрей. Математической основой для исследования вращательных движений в вязкой жидкой среде является уравнение Навье-Стокса, которое, в случае идеальной среды, меняет уравнение Эйлера. В природе вращательное движение бывает стабильным лишь в пределах характерного временного масштаба. Например, глобальный атмосферный циклон (антициклон) может существовать втечение от нескольких часов до нескольких дней, в то время, как обычный речной омут (вихрь) является практически постоянным. В общем, можно сказать, что практически любое вращательное движение может подвергаться возмущениям, вследствие которых оно способно потерять стабильность. Так происходит с атмосферными вихрями, а также с морскими вихрями, вызванными штормами достаточно высокой интенсивности. Формально, развитие возмущений в области движущейся жидкости можно рассматривать, как нарушение равномерного движения, следствием которого во многих случаях является зарождение и развитие неоднородного вращения. Полноценное моделирование такого процесса, связанного с решением уравнения движения, может оказаться либо очень сложным, либо практически невозможным из-за конкретных математических проблем. В таком случае, задача состоит в приблизительной аппроксимации поля скоростей вращения, которая должна быть достаточно адекватной с реальном движением. В некоторых случаях такая цель достигается при помощи какой-либо кинематической модели скоростей. По строгому требованию, она должна удовлетворять определенным критериям, т.н. динамическим условиям движения [1,2].Однако, модели, в полной мере удовлетворющие этим условиям,достаточно сложно построить. Для наглядности сутиэтой проблемы ниже будет рассмотрена одна из кинематических моделей, которая, несмотря на определенные недостатки, в некоторых случаях может оказаться полезной из-за ее физической простоты. Эта модель первоначально была применена для моделирования асимметричного температурного поля в высокоширотной ионосфере[3]. Известно, что в области пространства полярного каспа самосогласованное действие динамических и термических факторов определяет крупномасштабное ветровое движение на уровне верхней атмосферы. Эта кинематическая модель используется также и в работе [4], представленной в данном сборнике. В ней исследуется

возможный гидродинамический механизм, способствующий образованию подземной горизонтальной лавовой трубки.

1.Асимметричное вращение среды в полярной ионосфере. Для наглядности требований, предъявляемым к кинематичеким моделям скоростей, достаточно удобным представляется краткое обсуждение основы работы [3]. В ней используется физическая аналогия между формой полярного каспа и обычной воронкой.Движение жидкости сквозь такое тело подчиняется обычным уравнениям гидродинамики, представленным в цилиндрических координатах [5]. Подобная система координат использовалась также в [3], центр основания которой совпадал с магнитным полюсом Земли. Ось z этой системы была направлена вертикально вверх, азимутальный угол φ отсчитывался от условной точки на внешней границе поверхности аппроксимирующего полярный касп, цилиндра. Было допущено, чтодвижение несжимаемой ионосферной среды является плоским, т.е. по предположению оно происходит в горизонтальной плоскости. В таком случае вертикальный перенос в ионосфере отсутствует, ввиду чего могут существовать лишь радиальная и азимутальная компоненты скорости

$$V_z = 0;\ V_r = V_r(r,\varphi); V_\varphi = V_\varphi(r,\varphi) \qquad (1)$$

В случае плоского вращательногодвижения сила Корриолиса, вызванная вращением Земли вокруг собственной оси, имеет только две компоненты

$$F_z = -\rho 2\omega_0 V_\varphi;\ F_\varphi = \rho 2\omega_0 V_r \qquad (2)$$

где $2\omega_{0z} = 2\omega_0 \sin\chi \approx 2\omega_0$, ($\chi$ -коширота), ω_0-угловая скорость врашения Земли, ρ - плотность ионосферы.

В случае несжимаемой среды из уравнения Эйлера в линейном приближении следует, что для обеспечения вращательного движения горизонтального нейтрального ионосферного ветра должны выполняться следующие соотношения[2]

$$\frac{\partial P}{\partial r} = 2\omega_0\rho_0 V_\varphi;\ -\frac{1}{r}\frac{\partial P}{\partial \varphi} = 2\omega_0\rho_0 V_r, \qquad (3)$$

где *P*- давление.

Очевидно, что поле скоростей в несжимаемой среде должно подчиняться уравнению неразрывности: $div\vec{V} = 0$

$$div\vec{V} = \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}(rV_r) + \frac{1}{r}\frac{\partial V_\varphi}{\partial \varphi} = \frac{1}{2\omega_0\rho}\left\{\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial \varphi}\frac{\partial P}{\partial r} - \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial \varphi}\frac{\partial P}{\partial r}\right\} = 0, \qquad (4)$$

а также условию существования гидродинамического вихря

$$rot_z\vec{V} = \frac{1}{2\omega_0\rho_0}\Delta P, \qquad (5)$$

где Δ-цилиндрический оператор Лапласа, $rot_z\vec{V}$ -вертикальная компонентавихря. В выражениях (4) и (5) заключается фундаментальный результат. Согласно [1] именно они определяют необходимые требования к полю скоростей, топология которого может задаваться кинематической моделью. Действительно, выражения (4) и (5) показывают, что при пренебрежении вертикальным движением поле скоростей всегда является соленоидальным $\left(div\vec{V} = 0\right)$ и вихревым $\left(rot_z\vec{V} \neq 0\right)$. Эти требования, накладывающие достаточно жесткое ограничение на поле скоростей, во многом сужают класс кинематических моделей. Следовательно, полностью адекватными могут быть лишь отдельные модели, обычно позволяющие корректно определять поле скоростей, только лишь в наиболее простых случаях.Однако, такие модели достаточно широко эксплуатировались для решения некоторых задач гидродинамики, динамической метеорологии и динамики околоземного космического пространства [6]. Тем не менее, можно допустить,что некоторые кинематические модели, лишь в отдельных задачах удовлетворяющие критериям динамической возможности движения, иногда

могут быть вполне пригодными с точки зрения представления вероятного пути эволюции динамической картины вращения жидкости.Именно такой можно считать кинематичекую модель, ипользованную в работе[3]

$$V_r = \frac{1}{2} u_0 \left(\frac{r}{R_0}\right)(cos\varphi + sin\varphi), \qquad (6)$$
$$V_\varphi = u_0 \left(\frac{r}{R_0}\right)(cos\varphi - sin\varphi),$$

где радиус поперечного сечения цилиндра R_0 является линейным масштабом задачи, u_0 – характерная скорость неитрального полярного ветра.

Легко проверить, что модель скоростей (6) вполне удовлетворяет выражениям (4) и (5). Поэтому, эти выражения для компонет скоростей определют динамическую картину вращения ионосферной среды только в поперечном разрезе полярного каспа, т.е. в плоскости полярного овала, в частности, при помощи модели (6) динамическое давление P можно получить из формулы (5) в квадратурах, что полностью однозначно определяется картина движения через динамические параметры полярной среды: $P, \nabla P, V_r, V_\varphi$. Это является вполне достаточным для моделирования циркуляционного (вихревого) движения. Существование такого движения в полярной области подтверждено экспериментальными данными [7]. Однако, для более сложного, по сравнению с уравнениями (3), стационарного вращательного движения кинематическая модель (6) может оказаться недостаточно корректной, что видно на примере гидродинамической модели лавовой трубки.

2.Гидродинамическая модель горизонтальной лавовой трубки. Несмотря на очевидное различие между задачами конвективного переноса ионосферной среды игидродинамического течения лавы, обе онипредставляются достаточно полезными с точки зренияподтверждения физической эффективности кинематической модели скоростей (6). Согласно [4], результаты вращательного движения магматической среды являются вполне очевидными по характерным следам, оставленным на внутренних поверхностях лавовых трубок. Несмотря на то, что конвективное движение ионосферных масс имеет малое подобие с гидродинамическим течением в цилиндрической трубе, тем не менее может существовать обстоятельство, способствующее топологическому подобию этих процессов. В частности, очевидно, что некоторое сходство задачи [3] с задачей [4] состоит в существовании определенных вынуждающих механизмов, закручивающих ионосферную газообразную, либо магматическую лавовую среду. В первой задаче вращение обеспечивается неоднородным температурным полем, во втором- конусообразной формой лавовой трубки, подобной гидродинамической воронке. В процессе движения лавы вращение может еще более усилиться появлением на внутренней поверхности лавового руславолнообразной шероховатости. Одновременное действие этихфакторов, каждый из которых вызывает завихрение лавы будет происходить в гравитационном поле, которое должно оказывать влияние на перераспределение масс в конусообразном подземном русле. Однако, в отличие от ионосферного газа, вязкость лавы является существенным фактором, действие которого должно приводить к образованию пограничного слоя. Это означает, что для выполнения условия прилипания лавы к внутренней поверхности лавового русла необходимо определенным образом изменить кинематическую модель (6)

$$V_\varphi = \bar{U}\frac{R_0 - r}{R_0}(\cos\varphi - \sin\varphi), \quad (8)$$
$$V_r = \frac{\bar{U}}{2}\frac{R_0 - r}{R_0}(\cos\varphi + \sin\varphi),$$

где $0 \le r \le R_0$, угловая координата φ может меняться с периодом 2πn, где n - целоечисло. $\bar{U}$– характерная средняя скорость течения лавы.

Обсуждение. Очевидно, что ограничения, накладываемые условиями динамической возможности, суживают класс тех течений, которые могут быть моделированы в кинематическом приближении. Однако, вместе с этим, эти ограничения повышают ценность тех кинематических моделей, которые в достаточной степени адекватны некоторым типам движений, реализация

которых возможна в конкретных условиях.Как было отмечено, кинематическая модель (6) частично теряет свои качества в рамках другой задачи, хотя представляется, что в этом случае она остается достаточно полезной с точки зрения объяснения физических следствий неравномерного вращения [4]. В часности, модель (8) является ограниченной, т.к. предполагает отсутствие поступательного движения. Однако, если отказаться от такого представления, можно считать, что (8) соответствует вращательному движению только на некотором участке подземного лавового русла, на котором вязкие силы настолько возрастают, что полностью тормозят поступательное движение лавы. Кроме этого, поле скоростей по кинематической модели (6) вполне пригодно для сравнительного анализа с другими модельными полями. Например, можно указать на вихревую картину вынужденного конвективного движения, возникающего в горизонтальном бесконечном жидком цилиндре квадратного сечения. По условиям этой задачи вращательное движение, происходит из-за распространения теплового возмущения в покоящейся несжимаемой жидкости. Это возмущение обеспечивает температурный градиент, действующий в плоскости поперечного сечения жидкого цилиндра. Для моделирования этого процесса была использована довольно сложная кинематическая модель скоростей [8]

$$\begin{aligned} v_y &= f_2(x,y)k\cos kz, \\ v_x &= f_1(x,y)k\cos kz, \\ v_z &= f_3(x,y)\sin kz, \end{aligned} \qquad (7)$$

где $f_i = (1-r^2)\sum_{m,n}^{i} C_{m,n}^{i}\, x^m y^n$, где K -волновое число по оси цилиндра, вдоль которого распространяются периодические пространственные возмущения, x,y-поперечные координаты.

Согласно [8], при помощи модели (7) из уравнения неразрывности устанавливаются связи между полиномами $C_{m,n}^{i}$ и строится система нескольких независимых базисных функций, определяющих возможные типы конвективных движений в плоскости поперечного сечения цилиндра. В этой модели является важным то, что базисные движения допускают возникновение не только единичного вихря, но также и вихревых пар.

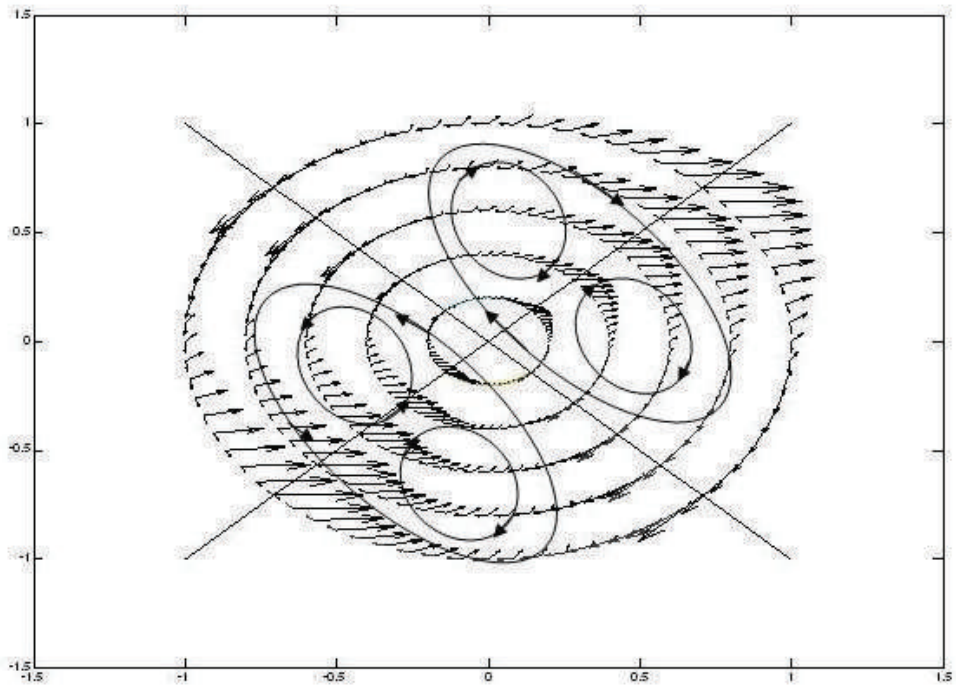


Рис.1

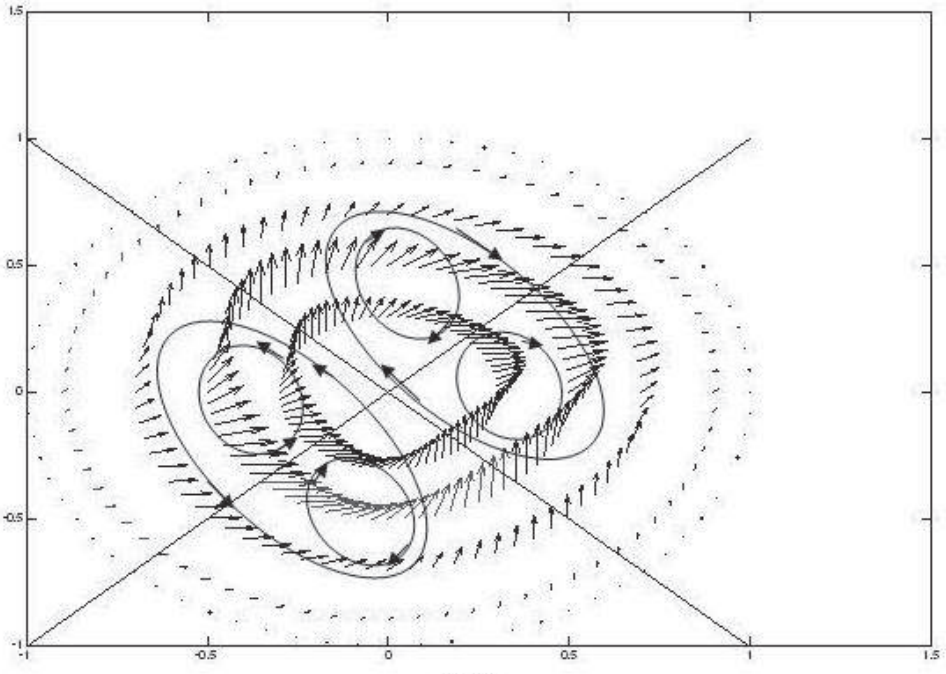


Рис.2

Визуальное представление. Для наглядности кинематических моделей (6) и (8) служат рис.1 и рис.2, на которых изображены картины вращения, нормированные на характерную скорость движения. Очевидно, что эти графические представления, имеющие симметричную секториальную структуру, являются в некоторой мере искусственными. Тем не менее, они

являются достаточно полезнымы, если представить развитие этих рисунков во времени. В частности, физически очевидно, что эволюция полей должна происходить в направлении попарного возникновения вихрей, линейные размеры которых должны последовательно уменьшаться. Физически, вихревая цепочка может рассматриваться, как результат развития гидродинамической неустойчивости, приводящей к размыванию границ последовательно возникающих секторов, имеющих все более мелкие линейные масштабы, как это происходит при турбулентном движении.

Литература

1. Н.Е.Кочин, И.А. Кибель, П.В. Розе. Теоретическая гидродинамика, 2. Гостехиздат. 1948, 608 с.
2. А.Г.Хантадзе.Некоторые вопросы динамики проводящей атмосферы. Тбилиси, Мецниереба. 1973. 278 с.
3. V.Kirtskhalia, Z.Kereselidze, N.Dzhondzholadze and M.Chkitunidze. An Analytical Model of an Asymmetrical Temperature Field in the Polar and AuroralIonosphere.Georgian International Journal of Science and Technology. V.3. №4. pp.381-90. 2012.
4. З.Кереселидзе, Д.Одилавадзе. Гидродинамическая модель конусообразной лавовой трубки. Труды Института геофизики (Т.LXVIIв данном зборнике статьей)2016.
5. X. Binnie A.M. Harris. D.P. The application of Bonndary-Layer Theory to Swirling Liquid Flow Through a Nozzle. Quart. Joun. Mech and Applied, Math1. V.3. p1. 1950.pp. 89-106.
6. А.Г.Хантадзе, Г.Д.Абурджания. О проблеме сверхвращения верхней атмосферы в полярной области. Известия РАН, Физика атмосферы и океана. Т.40.№3.2004.с.418-32.
7. С.И. Акасофу, С.Чепмен. Солнечно-земная физика,ч.1. Москва. Мир. 1974. 509 с.
8. З.Гершуни,Е.М.Жуховицкий.Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости.Москва,Наука.1972. 392 с.

თხევადი გარემოს არათანაბარი ბრუნვის კინემატიკური მოდელი

ჩხიტუნიძე მ., ჟონჟოლაძე ნ., ხვედელიძე ი.

რეზიუმე

მოძრავი სითხის არეში შეშფოთების განვითარება ფორმლურად შეიძლება განვიხილოთ, როგორც თანაბარი მოძრაობის დარღვევა, რომლის შედეგს უმრავლეს შემთხვევაში წარმოადგენს არათანაბარი მოძრაობის გაჩენა და განვითარება. ასეთი პროცესის სრულფასოვანი მოდელირება, რომელიც დაკავშირებულია მოძრაობის განტოლების ამონახსნთან, შეიძლება აღმოჩნდეს ან ძალიან რთული ან სრულიად შეუძლებელი კონკრეტული მათემატიკური პრობლემების გამო. ამ შემთხვევაში ამოცანა მდგომარეობს ბრუნვის სიჩქარეთა ველის მიახლოებით აპროკსიმაციაში, რომელიც უნდა იყოს საკმარისად ადექვატური რეალური მოძარაობის. ზოგიერთ შემთხვევაში ასეთი მიზანი მიღწევადია რომელიმე სიჩქარეთა კინემატიკური მოდელის დახმარებით. მკაცრი მოთხოვნების მიხედვით ის უნდა აკმაყოფილებდეს განსაზღვრულ კრიტერიუმებს, ე.წ. მოძრაობის დინამიურობის პირობებს. სწორედ ასეთად შეიძლება ჩავთვალოთ კინემატიკური მოდელი

$$V_r = \frac{1}{2} u_0 \left(\frac{r}{R_0}\right)(cos\varphi + sin\varphi),$$

$$V_\varphi = u_0 \left(\frac{r}{R_0}\right)(cos\varphi - sin\varphi),$$

სადაც რადიუსი წარმოადგენს ამოცანის წრფივ მასშტაბს. u_0-ნეიტრალური პოლარული ქარის მახასიათებელი სიჩქარეა.

ცხადია, რომ შეზღუდვები, რომლებიც დინამიურობის შესაძლებლობის გამოედება, ავიწროებს იმ დინებების კლასს, რომლებიც შეიძლება მოდელირებული იყვნენ კინემატიკურ მიახლოებაში. თუმცა, ამავე დროს, ეს შეზღუდვები ზრდის იმ კინემატიკური მოდელების ღირებულებას, რომლებიც საკმარისად ადექვატურები არიან ზოგიერთი ტიპის მოძრაობის, რომელთა რეალიზაცია შესაძლებელია ზოგიერთ შემთხვევაში.

Кинематическая модель неравномерного вращения жидкой среды

Чхитунидзе М.С., Жонжоладзе Н.И., Хведелидзе И.Б.

Реферат

Формально, развитие возмущений в области движущейся жидкости можно рассматривать, как нарушение равномерного движения, следствием которого во многих случаях является зарождение и развитие неоднородного вращения. Полноценное моделирование такого процесса, связанного с решением уравнения движения, может оказаться либо очень сложным, либо практически невозможным из-за конкретных математических проблем. В таком случае задача состоит в приблизительной аппроксимации поля скоростей вращения, которая должна быть достаточно адекватной с реальным движением. В некоторых случаях такая цель достигается при помощи какой-либо кинематической модели скоростей. По строгому требованию, она должна удовлетворять определенным критериям, т.н. динамическим условиям движения.

Именно такой можно считать кинематичекую модель

$$V_r = \frac{1}{2} u_0 \left(\frac{r}{R_0} \right) (\cos\varphi + \sin\varphi) \quad .$$

$$V_\varphi = u_0 \left(\frac{r}{R_0} \right) (\cos\varphi - \sin\varphi),$$

где радиус является линейным масштабом задачи, u_0 -характерная скорость неитрального полярного ветра.

Очевидно, что ограничения, накладываемые условиями динамической возможности, суживают класс тех течений, которые могут быть моделированы в кинематическом приближении. Однако, вместе с этим, эти ограничения повышают ценность тех кинематических моделей, которые в достаточной степени адекватны некоторым типам движений, реализация которых возможна в конкретных условиях.

The Kinematic Model of Nonuniform Rotation of Liquid Medium

Chkhitunidze M., Zhonzholadze N., Khvedelidze I.

Abstract

Development of perturbances in a liquid medium may be formally considered as a failure of uniform rotation, the result of which in most cases is initiation and development of nonuniform motion.

Perfect modeling of such process, regarding the solution of motion equation, may appear either very difficult or completely impossible due to specific mathematical problems. In this case the matter is the approximation of the rotation velocity field, which must be sufficiently adequate for the real motion. In some cases such goal is reached by means of some kinematic model of velocities. By strict standards it must satisfy certain criteria, so called conditions of motion dynamics.

We consider the above criteria are fulfilled by the following kinematic model

$$V_r = \frac{1}{2} u_0 \left(\frac{r}{R_0}\right)(cos\varphi + sin\varphi),$$

$$V_\varphi = u_0 \left(\frac{r}{R_0}\right)(cos\varphi - sin\varphi),$$

where the radius is a linear scale of the problem, u_0 is a characteristic velocity of the neutral polar wind.

It is obvious that the restrictions imposed by the probable dynamics reduce the class of the flows, which may be modeled in kinematic approximation. However, at the same time the restrictions raise the value of the kinematic models, which are sufficiently adequate for some types of motions realized in some cases.

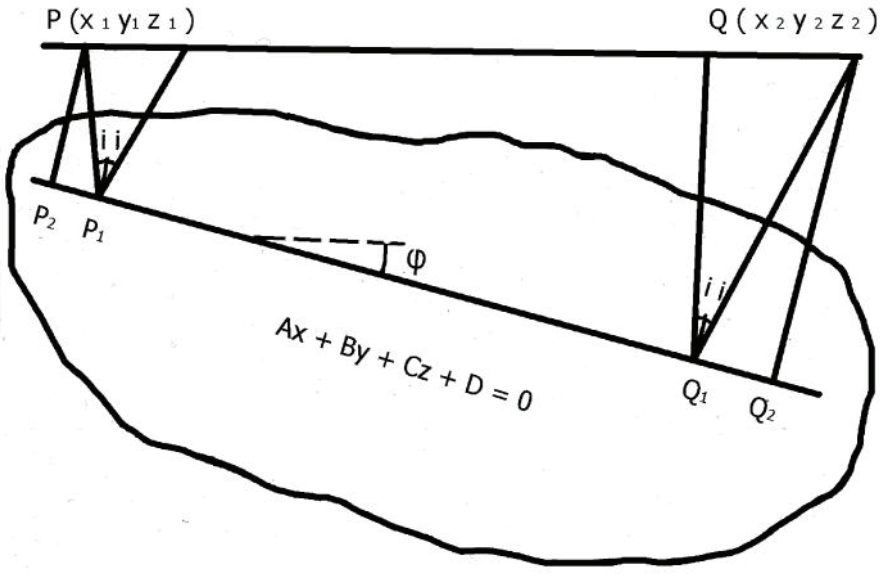
მიხეილ ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ. LXVII, 2017
Transactions of Mikheil Nodia Institute of Geophysics, vol. LXVII, 2017
Труды Института геофизики им. Михаила Нодиа, т. LXVII, 2017

სეისმური საზღვრის დადგენის ერთი მეთოდის შესახებ

დავით კიტოვანი
მ. ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტი
dkitovani@ yandex. ru

დედამიწის სიღრმული აგებულების დადგენა ყველაზე დიდი სიზუსტით, სეისმური მეთოდებით არის შესაძლებელი. ამიტომ სეისმოძიებას ენიჭება პრიორიტეტი დედამიწის ქერქის შესწავლისას. მაგრამ ჯერ ერთი: ყველა ე.წ. კლასიკური მეთოდი საკმაოდ შრომატევადი და ძვირადღირებულია და მეორე: მათი ჩატარება საქართველოში, რომელიც რთული რელიეფით, მოსახლეობისა და სასოფლო–სამეურნეო სავარგულების მაღალი სიმჭიდროვით ხასიათდება, სათანადო დეტალობით და მაშასადამე სიზუსტით პრაქტიკულად შეუძლებელია. ამიტომ ჩვენი მიზანი იყო ისეთი მეთოდის შემუშავება,რომელიც არ მოითხოვდა საექსპედიციო სამუშაოებს და მათთან დაკავშირებულ მნიშვნელოვან ხარჯებს და გამოიყენებდა რეგიონული სეისმური სადგურების მონაცემებს.

მეთოდის არსი მდგომარეობს შემდეგში: თუ გვაქვს ორი სხვადასხვა სიჩქარის მქონე გარემო და მოცემულია დრეკადი ტალღების წყარო (ერთი ან რამოდენიმე), მაშინ შესაძლებელია აღძრული ტალღების დაკვირვების პუნქტების ქვეშ აიგოს სიბრტყე, რომელიც იქნება ამ ორი გარემოს გამყოფი ანუ სეისმური ტალღების გარდამტეხი ზედაპირი და რომ ის იქნება ერთადერთი.



ვთქვათ გვაქვს ორფენიანი გარემო, მოცულობითი ტალღების გავრცელების შესაბამისი სიჩქარეებით V_1 და V_2. მათი გამყოფი ზედაპირი კარგი მიახლოებით შეგვიძლია შევუსაბამოთ სიბრტყეს, რომლის განტოლებაა $Ax+By+Cz+D=0$. როგორც ვხედავთ გვაქვს 6 უცნობი: A,B,C,D,V_1 და V_2. შესაბამისად, ამოცანას რომ ქონდეს ერთადერთი ამონახსნი, საჭიროა 6 დამოუკიდებელი

განტოლება, ე.ი. თუ გვაქვს ტალღების აღძვრის 1 წყარო, უნდა გვქონდეს დაკვირვების მინიმუმ 6 პუნქტი მაინც, ხოლო 2 წყაროს შემთხვევაში საკმარისია დაკვირვების 3 პუნქტი.

დავაკავშიროთ სიბრტყის განტოლებაში შემავალი ცვლადები A,B,C,D გარემოს გეომეტრიასთან.

ვთქვათ $P(x_1, y_1, z_1)$ არის წყაროს კოორდინატები, ხოლო $Q(x_2, y_2, z_2)$ დაკვირვების პუნქტია. მაშინ მათ შორის მანძილი იქნება: $PQ = \sqrt{(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2 + (z_2 - z_1)^2}$

ნორმალის განტოლება მოცემული წერტილიდან სიბრტყემდე გამოისახება ასე:

$PP_2 = (Ax_1 + By_1 + Cz_1 + D)/(\sqrt{A^2 + B^2 + C^2})$ $QQ_2 = (Ax_2 + By_2 + Cz_2 + D)/(\sqrt{A^2 + B^2 + C^2})$

$PP_1 = PP_2/\cos i = PP_2\sqrt{1-(V_1/V_2)}$ $QQ_1 = QQ_2/\cos i = QQ_2\sqrt{1-(V_1/V_2)}$ $V_1/V_2=\sin i$

სადაც V_1 არის I გარემოს საშუალო სიჩქარე, ხოლო V_2 კი II გარემოს, ანუ საძიებელი სიბრტყის საზღვრითი სიჩქარე.

$P_1 Q_1 = P_2 Q_2 - P_2 P_1 - Q_2 Q_1$

$P_2 Q_2 = P Q \cos\varphi$ $\cos\phi = \sqrt{1-\sin^2\phi}$

სადაც φ არის გარდამტეხი სიბრტყის დახრის კუთხე.

$\sin\phi = (A(x_2 - x_1) + B(y_2 - y_1) + C(z_2 - z_1))/(PQ\sqrt{A^2 + B^2 + C^2})$

სეისმური წანაცვლებები $P_2P_1=PP_1 tgi$ $Q_2Q_1=QQ_1 tgi$

ხოლო სეისმური ტალღის პირველი შემოსვლის დრო განისაზღვრება ფორმულით:

$t=(PP_1 + QQ_1)/V_1 + P_1 Q_1/V_2$

სეისმური ტალღების წყაროდ მიზანშეწონილია გამოვიყენოთ ტირნიაუზის (ჩრდილო კავკასია, იალბუზის მიმდებარე რაიონი) და კაზრეთის კარიერებზე (გეოგრაფიული კოორდინატები შესაბამისად $\varphi=43^0\ 24'$ $\lambda=42^0\ 50'$ და $\varphi=41^0\ 28'$ $\lambda=44^0\ 45'$) წარმოებული აფეთქებები. (აფეთქებების რეგულარობა, ფეთქებადი მუხტის საკმაო სიდიდე, რის გამოც მათი დაფიქსირება ხერხდებოდა საქართველოს თითქმის ყველა სეისმური სადგურის მიერ, აფეთქების მომენტის და კოორდინატების ზუსტი განსაზღვრა და სხვა).

ამ კარიერებზე წარმოებული აფეთქებების რეგისტრაცია ხდებოდა იმ დაახლოებით 40 სეისმოსადგურის მიერ, რომლებიც არც თუ შორეულ წარსულში ფუნქციონირებდნენ საქართველოში, შესაბამისად, სეისმური სადგურების ქვეშ (სეისმური წანაცვლების გათვალისწინებით) შესაძლებელია გარდამტეხი სიბრტყის დადგენა.

ლიტერატურა

1.ЕпинатьеваА.М. Физические основы сейсмических методов разведки М. Изд-во МГУ 1970
2.ПогореловА.В. Аналитическая геометрия М. Изд-во ” Наука “1978

სეისმური საზღვრის დადგენის ერთი მეთოდის შესახებ

კიტოვანი დ.

რეზიუმე

შემოთავაზებული მეთოდი საშუალებას იძლევა სეისმოლოგიური მონაცემების საფუძველზე აგებულ იქნეს გარდამტეხი სიბრტყე, დაკვირვების პუნქტების ქვეშ.

Об одном методе определения сейсмической границы

Китовани Д.Ш.

Резюме

Представлен метод определения преломляющей поверхности под пунктами наблюдения по сейсмологическим данным.

A method of establishment of a seismic boundary

Kitovani D.

Sammery

The essence of the method is the following: if we have two layers of various velocity, and several sources of elastic waves and registration points of generated waves are given, than it is possible to construct a plane under these points.

მიხეილ ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ. LXVII, 2017
Transactions of Mikheil Nodia Institute of Geophysics, vol. LXVII, 2017
Труды Института геофизики им. Михаила Нодиа, т. LXVII, 2017

Эффект вертикальной зональности в магматических породах по остаточной намагниченности I_n

Гогуа Р.А.

Институт геофизики им. М. З. Нодиа Тбилисского государственного университета, ул. Алексидзе No. 1, 0160, Тбилиси, Грузия
e-mail: Zazagogua73@gmail.com

Изучение магматических (изверженных) пород – одна из наиболее фундаментальных задач геологии [1].

Согласно подсчетам Г.С. Дзоценидзе, магматические породы занимают около 30% территории Грузии. На основании буровых работ и геофизических исследований, проведенных в последнее время, можно предполагать, что эти образования занимают более обширную площадь, чем это установлено по данным поверхностных геологических наблюдений.

Изучению стратиграфии, петрологии, минералогии и связи магматических пород с полезными ископаемыми посвящено много работ грузинских геологов, что нельзя сказать о геомагнитной изученности этих пород.

Геомагнитные исследования магматических пород на территории Грузии [2-5, 6,7] показали, что в этих породах фактор Кенигсбергера Q>1, причем остаточная намагниченность I_n имеет как прямое (N) (соответствующее направлению полного вектора современного геомагнитного поля), так и обратное (R) направление. Это обстоятельство в магматических породах основного состава вызывает вертикальную зональность по направлению остаточной намагниченности In.

Экспериментальным доказательством вышесказанного является проведенное нами исследование на Ахалкалакском плато у селения Токи в южной Грузии, которое полностью покрыто четвертичными лавами основного состава.

Мощность Токского разреза более 300м., он сложен 63 лавовыми потоками. Разрез тщательно изучен двумя самостоятельными группами – Тбилисских (Л.В. Векуа и др.) и С.-Петербуржских (Л.Е. Шолпо и др.), палеомагнитологов. Обнаружено, что в разрезе Токи запечатлена полная геомагнитная инверсия, которая произошла $2{,}43 \cdot 10^{-6}$ лет тому назад, т.е. на границе геомагнитных эпох Гаусс-Матуяма [8].

На Токском разрезе нами детально был исследован как полный вектор геомагнитного поля T, так и его вертикальный градиент $\frac{DT}{Dh}(h = 1m)$ (рис. 1.2.).

Верхний горизонт Токского разреза намагничен обратно и характеризуется средними магнитными параметрами: æ = $753 \cdot 10^{-5}$, $I_n = 10000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, Q = 2÷146, J= - (54÷66°), породы представлены сферическими базальтами и долеритами. Нижний горизонт разреза намагничен прямо, представлен сферическими базальтами и имеет следующие магнитные параметры: æ = $750 \cdot 10^{-5}$, $I_n = 2512 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, Q = 1÷6, J= 41÷68.

Как видно из рис. 1., знак и интенсивность аномалии магнитного поля находятся в прямой зависимости от знака и величины остаточной намагниченности I_n. На горизонтальном участке профиля знакопеременное магнитное поле представляет собой суммарное поле от отрицательно и положительно намагниченных пластов пород. Последнее подтверждается и знакопеременным вертикальным градиентом магнитного поля, величина которого меняется от

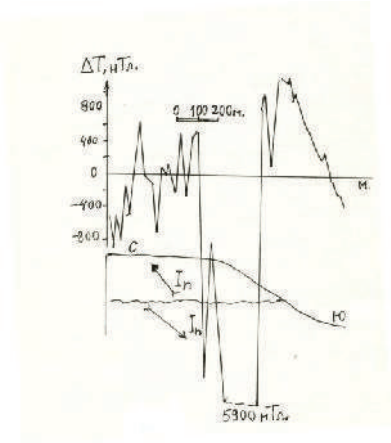


Рис. 1

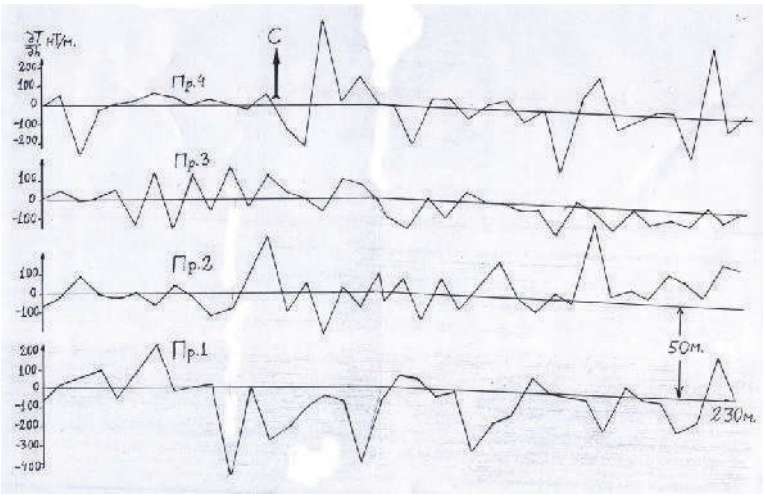


Рис. 2

Эффект вертикальной зональности в наблюденном магнитном поле, когда аномалия вызвана интрузивным телом.

Известно, что условия формирования интрузивных пород резко отличаются от условий формирования эффузивов. Различны и условия намагничивания ферромагнитных минералов, содержащихся в этих породах, поскольку интрузивное тело остывает длительное время. Несмотря на это, и в интрузивных телах может существовать вертикальная зональность по направлению к остаточной намагниченности I_n. Естественно, что чередование зон различной полярности и их количество в вертикальном сечении интрузива зависят от скорости остывания интрузивного тела и частоты инверсий геомагнитного поля в данный геологический период. Если интрузивное тело маломощное и инверсии редки, то интрузив может иметь одинаковую полярность намагниченности на всей глубине и наоборот, если интрузивное тело имеет штокообразную форму и распространяется на глубину нескольких километров и инверсии происходят часто, тогда в интрузивном теле будут зоны с разным направлением остаточной намагниченности I_n.

Естественно, возникает вопрос, какое влияние оказывает зональность в интрузивах основного состава на интенсивность магнитного поля.

Известно [9], что с глубиной, при остывании геологического тела, размер зерен магнитных минералов постепенно растет, это аналогично росту магнитной восприимчивости æ, причем, чем больше остывается порода (мощное тело), тем более отчетливо проявляется эта закономерность. Следовательно, вклад остаточной намагниченности в эффективную намагниченность ($I_{эф.} = æн \pm I_n$) интрузива с глубиной уменьшается. В результате, над мощным интрузивным телом всегда фиксируется положительная магнитная аномалия, а над телом малой мощности – аномалия со

знаком, соответствующим направлению геомагнитного поля существующего периода, когда остывается геологическое тело.

Доказательством вышесказанного является Намонастревский интрузив (Аджария) [6] и интрузив в районе г. Кутаиси около с. Коки [7].

Намонастревский интрузив представлен породами: габбро, габбро-диориты, в малом количестве представлены сиенит-диориты и диориты. Из ферромагнитных минералов в интрузиве встречается магнетит и титаномагнетит. По геологическим данным возраст интрузиво-позднего эоцена, 28-38 млн. лет. На образцах интрузива изучены: магнитная восприимчивость æ; модуль естественной остаточной намагниченности I_n, его направление (D – склонение, J - наклонение); параметр $Q = I_n/0,5æ$ и другие магнитные характеристики. Кроме этого, детально была исследована вертикальная составляющая магнитного поля Земли.

В интрузиве зафиксированы обратная (верхняя часть), промежуточная (средняя часть) и прямая (нижняя часть) намагниченности, что свидетельствует об инверсионном характере геомагнитного поля в период остывания интрузивного тела. По магниторазведочным данным (решена прямая задача магнитометрии) установлено, что интрузив имеет форму лакколита и распространяется на большие глубины. Тело фиксируется положительной магнитной аномалией интенсивностью 2500 нТл. [6], что подтверждает вышеприведенное наше предположение, (рис. 3).

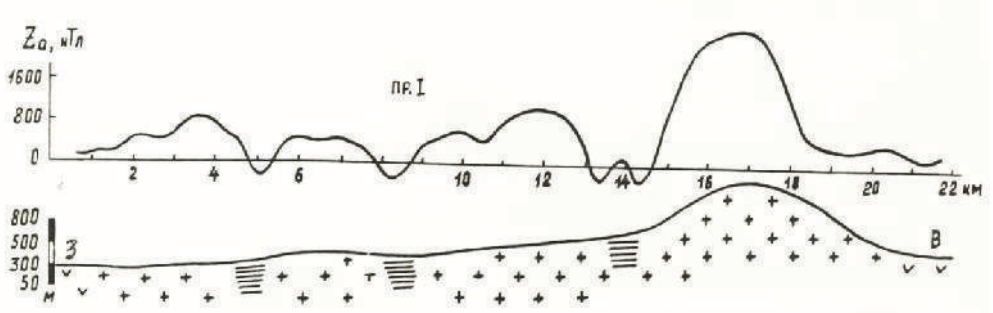


Рис. 3

Случай малой интрузии (тешенитовое тело) зафиксирован у с. Коки, около г. Кутаиси [7]. Породы интрузива характеризуются следующими магнитными параметрами: $æ = (200 \div 600) \cdot 10^{-5}$, $I_n = (300 \div 6000) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Основными магнитными минералами интрузива являются магнетит и пирротин. Над интрузивным телом зафиксирована магнитная аномалия обратного знака интенсивностью 800 нТл. (рис. 4.). По геологическим данным вертикальная мощность интрузива – несколько десятков метров.

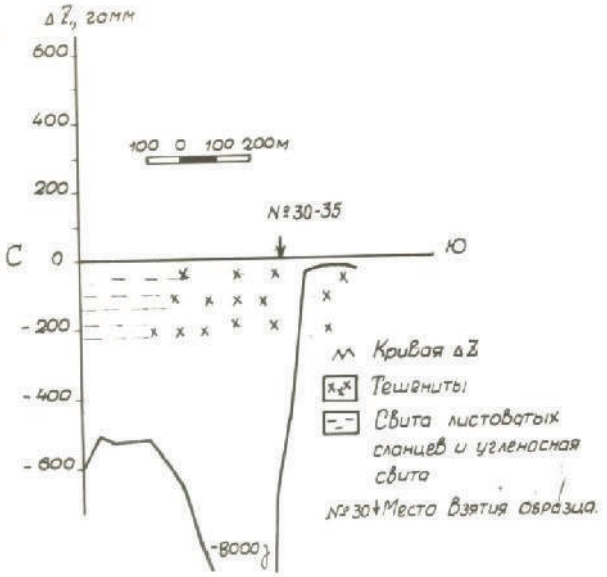


Рис. 4

1. На территории Грузии в магматических породах основного состава (как в интрузивах, так и в эффузивах) остаточная намагниченность I_n значительно больше, чем индуцированная I_i и в основном, определяет величину и направления эффективной намагниченности $I_{эф.}$ Фактор Q в интрузивах составляет 1-5, а в эффузивах достигает нескольких десятков единиц. Этот факт в магматических телах вызывает вертикальную зональность по направлению остаточной намагниченности I_n.
2. Если в полевых исследованиях зафиксирован знакопеременный вертикальный градиент магнитного поля, то это представляет несомненный факт таго, что исследованное геологическое тело намагничено зонально. Магнитная аномалия, вызванная таким телом, представляет сумму разнонапраленных магнитных полей, поэтому ее интерпретация классическими методами невозможна. В аналогичных случаях лучше иметь параметрический (эталонный) геологический разрез, или данные бурения, дающие представление о мощностях и количестве слоев пород с разным направлением остаточной намагниченности I_n. В таких случаях для интерпретации магнитной аномалии лучше использовать не классические методы, а физическое моделирование.
3. Для повышения надежности решения обратной задачи магнитометрии, обязательным является использование палеомагнитной информации исследуемого региона.

Литература

1. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. Москва, «Недра», 1982.
2. Гогуа Р.А., Асанидзе Б.З. Результаты палеомагнитных исследований интрузивов Аджарии. Сообщ. АН Груз. ССР, 120, №1, X, 1985.
3. Бродекая С.Ю., Гогуа Р.А. Магнитные свойства пород интрузивов Аджарии. Сообщ. АН Груз. ССР, 120, №3, XII, 1985.
4. Гогуа Р.А., Асанидзе Б.З., Шулая Т.В., Бердзенишвили Л.Д. Магнитная модель верхней части земной коры Аджарии. Сообщ. АН Груз. ССР, 121, №2, XII, 1986.
5. Бродская С.Ю., Гогуа Р.А. Новые данные об условиях формирования интрузивов Алжарии. Изв. АН СССР, Физика Земли, №4, 1988.
6. Гогуа Р.А. Магнитное поле и палеомагнетизм интрузивных пород Аджарии в связи с проблемой сульфидного оруденения. Автореф. дис. на соискание ученой степени канд. физ. мат. наук. Тбилиси, 1988.
7. Табагуа Г.Г., Гогуа Р.А. Опытно-методические работы по разработке и применению электрических и магнитных методов разведки на рудных месторождениях Грузии. Фонды ИГ АН ГССР, деп. в ВИНИТИ, №Гос. рег. 78021256, инв. №02.83.0081661, 1982.
8. Шолпо Л.Е., Сологашвили Дж.З., Какулия В.К., Павленишвили К.Ш., Асанидзе Б.З., Хабурзания И.А. Палеомагнетизм горных пород Грузии. Тбилиси, 1998.
9. Нагата Т. Мгнетизы горных пород. М. «Мир», 1965.

მაგმურ ქანებში, ნარჩენი დამაგნიტების მიხედვით, ვერტიკალური ზონალობის ეფექტი

გოგუა რ.

რეზიუმე

საქართველოს ტერიტორიაზე ფუძე შედგენილობის მაგმურ ქანებში (როგორც ეფუზივებში, ისე ინტრუზივებში) ნარჩენი დამაგნიტება I_n მნიშვნელოვნად მეტია ინდუქციურ დამაგნიტებაზე I_i, რაც გეოლოგიურ სხეულებში იწვევს ეფექტური დამაგნიტების ($I_{эф.} = I_i \pm I_n$) მიხედვით ვერტიკალურ ზონალობას. ეს გარემოება მკვეთრად ართულებს მაგმურ სხეულებზე დაფიქსირებული მაგნიტური ანომალიის ინტერპრეტაციას. ამიტომ ანალოგიური მაგნიტური ანომალიის ინტერპრეტაციის საიმედოობის გაზრდის მიზნით აუცილებელია რეგიონის პალეომაგნიტური ინფორმაციის ცოდნა.

Эффект вертикальной зональности в магнитических породах по остаточной намагниченности I_n

Гогуа Р.А.

Реферат

На территории Грузии в магматических породах основного состава (как в интрузивах, так и в эффузивах) остаточная намагниченность I_n значительно больше, чем индуцированная I_i, последняя в геологических телах вызывает вертикальную зональность по направлению эффективной намагниченности ($I_{эф}= I_i \pm I_n$). Это обстоятельство значительно осложняет интерпретации аномалий, зафиксированных на магматических телах. Поэтому для повышения надежности интерпретации магнитной аномалии обязательным является знания палеомагнитной информации исследуемого района.

Vertical Zonality Effect in Magmatic Rocks according to Residual Magnetization

Gogua R.

Abstract

On the territory of Georgia residual magnetization *In* is significantly higher than inductive magnetization *Ii* in basic magmatic (effusive and intrusive) rocks. This causes vertical zonality in geologic bodies according to effective magnetizing ($I_{эф}= I_i \pm I_n$). This fact makes it extremely difficult to interpret magnetic anomalies observed in magmatic bodies. Therefore, in order to increase reliability of the interpretations of similar magnetic anomalies it is necessary to obtain the paleomagnetic data of the region-to-be-studied first.

მიხეილ ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ.LXVII, 2017
Ttransactions of Mikheil Nodia Institute of Geophysics, Vol. LXVII, 2017
Труды Института геофизики им. Михаила Нодиа, т. LXVII, 2017

Глубинное строение Восточного сектора Черного моря и вопросы о продолжении Аджаро - Триалетской зоны на запад в акваторию.

Гамкрелидзе Н.П., Гонгадзе С.А., Яволовская О.В., Гамкрелидзе М.И.,
Кириа Д.К., Глонти Н.Я., Миндели П.Ш., Адикашвили Л.Н., Николаишвили М.М.

Институт геофизики им. М.Нодиа Тбилисского государственного университета им. И.Джавахишвили, Тбилиси, olgayavolovskaya@gmail.com

За последнее время акватория Черного моря стала объектом интенсивного изучения не только странами, окружающими его, но и многими научными сообществами Европы и мира. Изучение идет по трем направлениям: геологическому, экологическому и прагматическому (нахождение полезных ископаемых). Возможно, ни один морской бассейн аналогичного типа не изучен так детально, как Черноморский бассейн. Фактически происходит переинтерпретация старых геофизических материалов и «приспособление» их в аспекте глобальной тектоники литосферных плит.

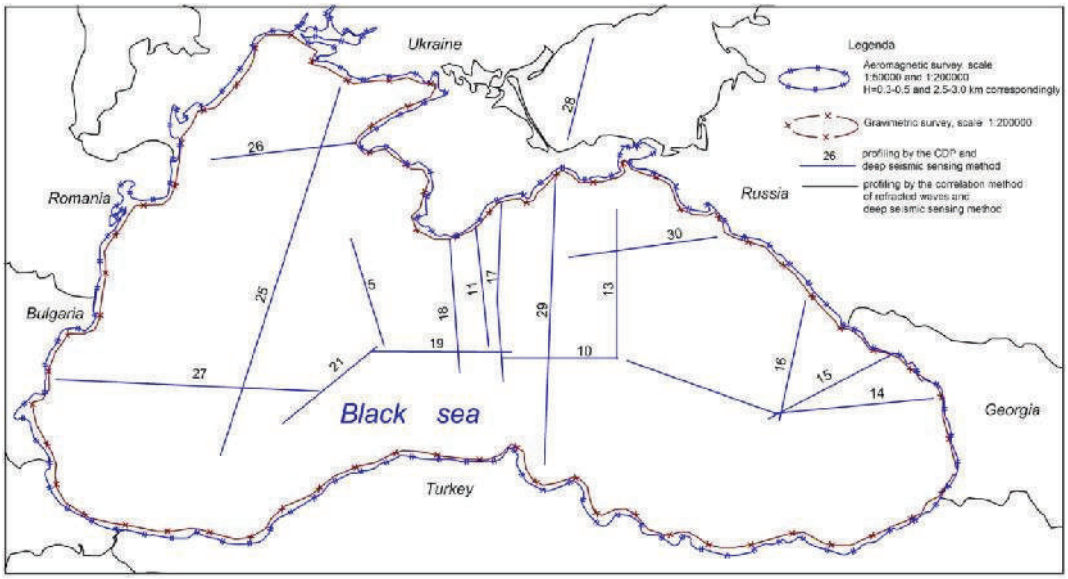


Рис.1 Схема гравимагнитных съемок и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) Черного моря.

Мы также попытались собрать старые геофизические материалы и переинтерпретировать их с целью оценки перспектив нефтегазоносности Грузинского сектора Восточно-Черноморской впадины, и увязать глубинное строение на продолжение в Колхиду с Дзирульским массивом. При этом столкнулись с проблематикой глубинного строения бассейна Черного моря и попытались разобраться в этой обстановке, находясь в стороне от предвзятости всякого геологического концептуализма.

Бассейн Черного моря методом ГСЗ изучался в конце 60-ых годов «Южморгео» Института океанологии АН СССР. Было выполнено около 30 профилей (рис.1). Из них в нашем распоряжении оказались 6 профилей, и только 3 профиля в Грузинском секторе. Так как они слишком разбросаны по акватории бассейна, приходится рассматривать их каждый в отдельности. Но благодаря сейсмотомографической переинтерпретации вступлений преломленных волн и детальности полученных результатов, можно сделать некоторые предположения по проблематике исследований бассейна Черного моря.

Схема годографов преломленных волн профиля 14 (море), представленная на рис.2, показывает характер волнового поля (первичной записи у нас нет) на площади Восточно-Черноморской впадины. Она может быть также примером того, как из такого неполного первичной обработки материала

способом сейсмотомографии можно получить вполне информативный результат. При этом следует заметить, что используемые нами профили ГСЗ Западно-Черноморской впадины отработаны более полной системой отстрела.

Мы здесь не можем рассмотреть существующее положение по изученности глубинного строения данного бассейна и на этом фоне показать достижения наших исследований, что потребовало большого труда и времени, чего у нас нет, во-первых. И, во-вторых, трудно такую работу выполнить, поскольку сравнивать результаты сейсмотомографии с данными обычной сейсмической геометрии не совсем корректно. Сейсмотомография, насколько нам известно, выполнена нами по Черному морю впервые.

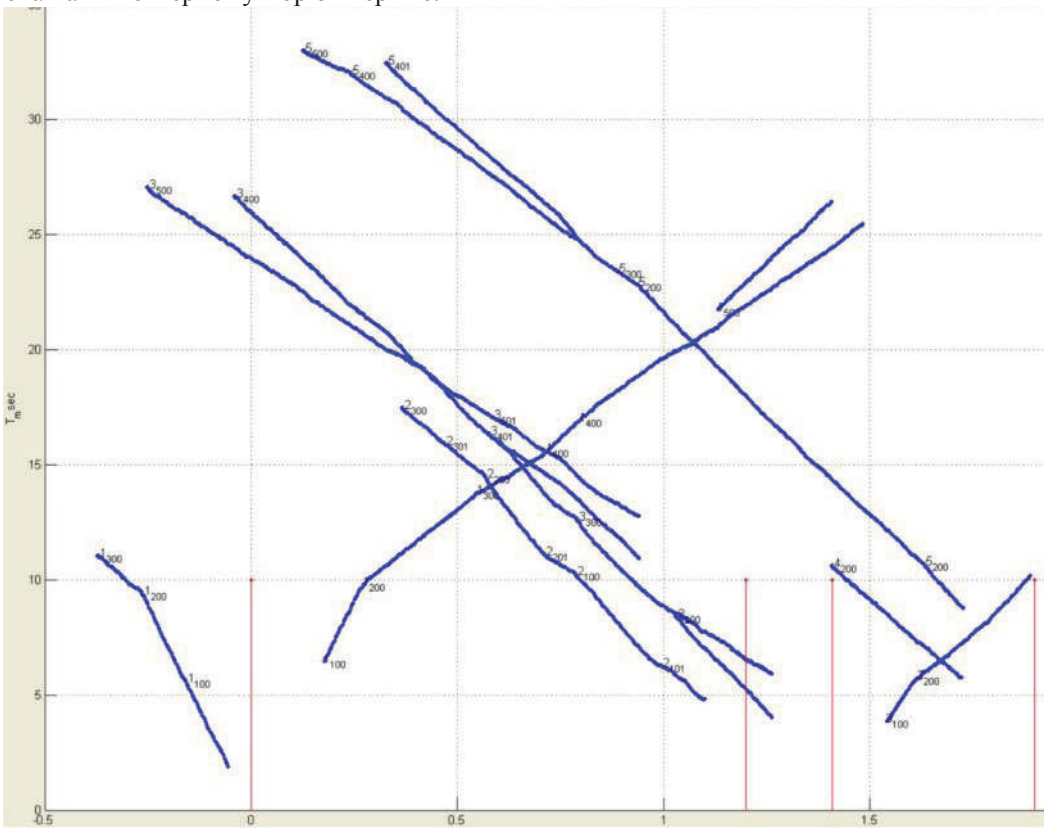
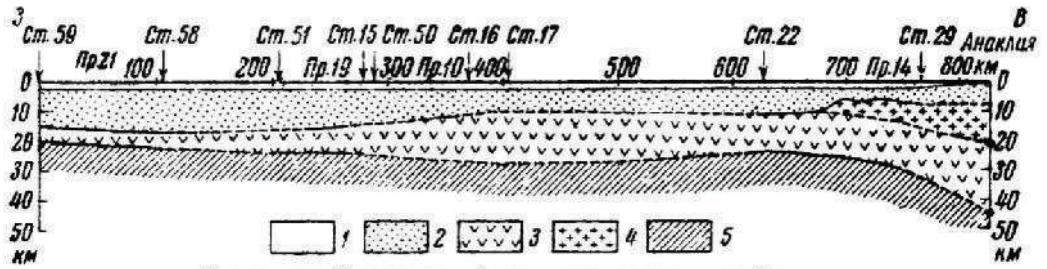


Рис. 2. Схема годографов профиля 14 (море), ГСЗ

Профиль 14 отработан на восточном побережье Черного моря, проходит в широтном направлении от Анаклии вглубь к глубоководью бассейна на 250 км. По профилю составлены сейсмические разрезы разными авторами, два из них приводятся здесь по литературным данным.

Разрез на рис.3 составлен в 60-ых годах ручным способом. Единственный минус здесь в том, что «гранитный» горизонт резко обрывается и не прослеживается в акватории даже в пределах континентальной коры. Наверно, ручным способом выполнить это было невозможно.



Схематический разрез земной коры через центральные районы Черноморской впадины по профилям ГСЗ

1 - вода, 2 - осадочный слой, 3 - "базальтовый" слой, 4 - "гранитный" слой, 5 - раздел Мохоровичича

Рис.3.Сейсмический разрез ГСЗ по профилю 14 (Анаклия-вглубь акватории, рис.1), по [1].

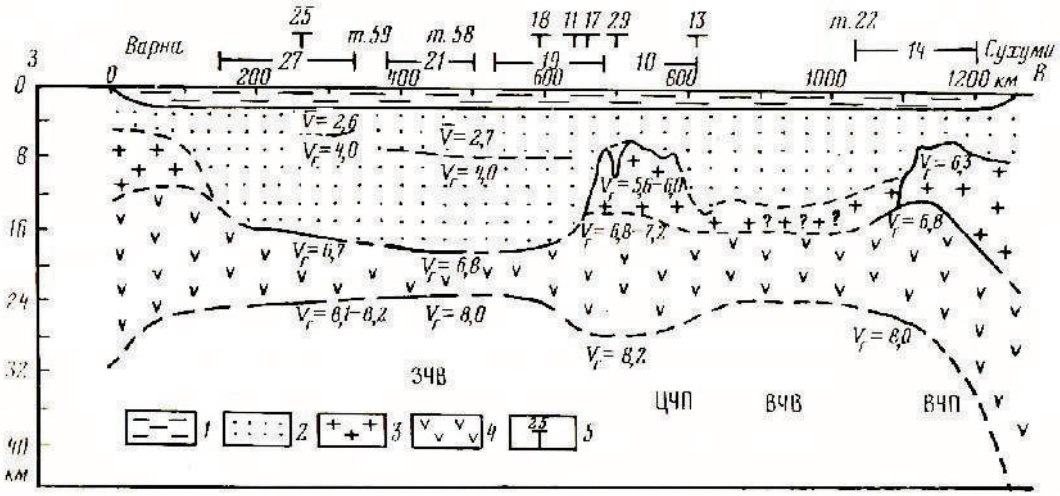


Рис.4.Сейсмический разрез ГСЗ Варна-Сухуми (по продольным профилям, отмеченным на схеме, рис.1), по раб.[2]

Между рисунками 3 и 4 в части профиля- 14 мало соответствия, вероятно, последний далек от реальности. По прослеживанию преломляющих границ более информативен первый вариант. На втором разрезе (рис.4) в пределах профиля 14 «гранитный» горизонт как-то налезает на «базальтовый» горизонт и грубо там же обрывается, а продолжается там, где на годографах профиля этот горизонт не фиксируется и вообще профиль не проходит. Поэтому разрез «Варна-Сухуми» нам представляется схематичным и необоснованным.

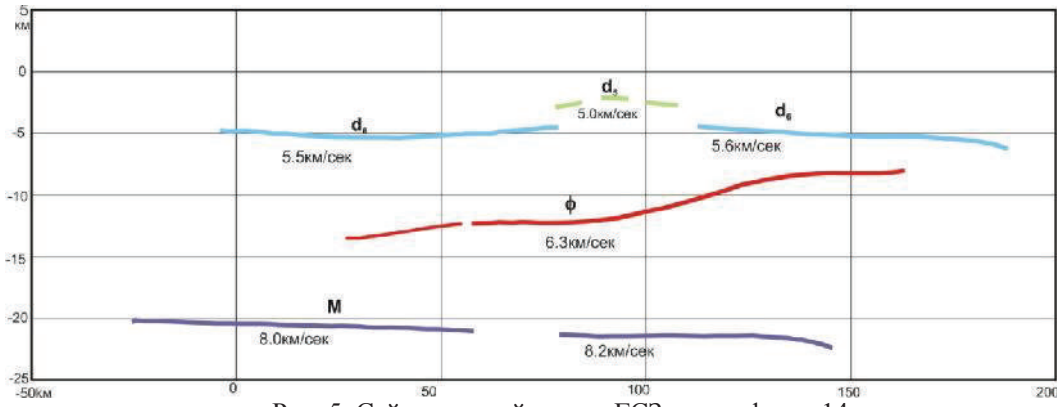


Рис. 5. Сейсмический разрез ГСЗ по профилю 14.

Разрез профиля 14 на рис.5 составлен нами компьютерным способом. Из-за редкой системы наблюдений полевой отработки профиля и отсутствия прихода волн во взаимных пунктах сейсмический разрез осадочного покрова не мог быть составлен. В верхнем правом углу выделены две короткие границы раздела с высокими граничными скоростями 5.5 и 5.6км/сек, отнесенные нами к осадочным образованиям. Однако, другими авторами [1,2], при ручной обработке, они могли быть приняты за часть консолидировнной коры. На рис.5 консолидированная кора разделена на две части – «гранитную» и «базальтовую» в отличие от приведенных «монолитных» разрезов коры (рис.3 и 4), хотя она по томографии разделяется на 4 части.

При сравнении сейсмического разреза (рис.3) с томографией (рис.6). не идет речь об общем сходстве, а только о совпадениях в деталях. В этом плане сейсмический разрез уступает томографии. С детальностью последней никакие сейсмические разрезы нельзя сравнить. На томографическом разрезе осадочный слой делится на 4 скоростных интервала, стратифицированных по аналогии с другими разрезами неогеном, эоценом, меловым и юрой. Их скоростная дифференциация осадочных отложений позволяет прогнозировать литологический состав. Однако. в юрских отложениях вместе с вулканогенами следует допустить присутствие плотных аспиднотипных сланцев нижней юры. В томоразрезе ниже осадочного прослеживается консолидированная кора, четко разграниченная

континентальной и океанической частями. Континентальная часть характеризуется мощным осадочным слоем и мощной консолидированной корой, океаническая - мощным осадочным слоем и тонким, утончающимся к западу, горизонтом коры. Континентальная кора мощностью 45-48 км (условно) вглубь к морю круто уменьшается и на 75-м км от берега переходит в ровную мощность и не превышает 20-23км. «Гранитный» горизонт прослеживается по всему разрезу: в континентальной части средней мощности, а в морской - не превышающей 1.5км, с редкими небольшими раздувами. «Базальтовый» горизонт в континентальной части состоит, если считать, что слой со скоростью 6.4 км/сек относится к базальтовой категории, из трех слоев и, в целом, составляет 20 км. В океанической части на данном профиле он состоит из трех слоев с общей мошностью 3.5-5.0 км. Граница Мохо на томоразрезах выделяется неодинаково стандартно. Между «базальтовым» горизонтом и Мохо имеются локальные «ксенолитовые» включения вдоль профиля с повышенными и пониженными скоростями. Затем по ним в пределах одного километра по высоко скоростному горизонту проходит изолиния со скоростью 8.0-8.12 км/сек, ниже которой скоростной градации нет, т.е. глубинные волны ГСЗ не проникают в мантию до изменения в ней скоростей. Бывает и так, что «ксенолитовых» включений нет, подошва «базальтового» горизонта выделена изолинией 7.7 или 7.79 км/сек и там же через 0.5-1.0 км проходит высокоскоростная изолиния 8.0-8.12 км/сек.

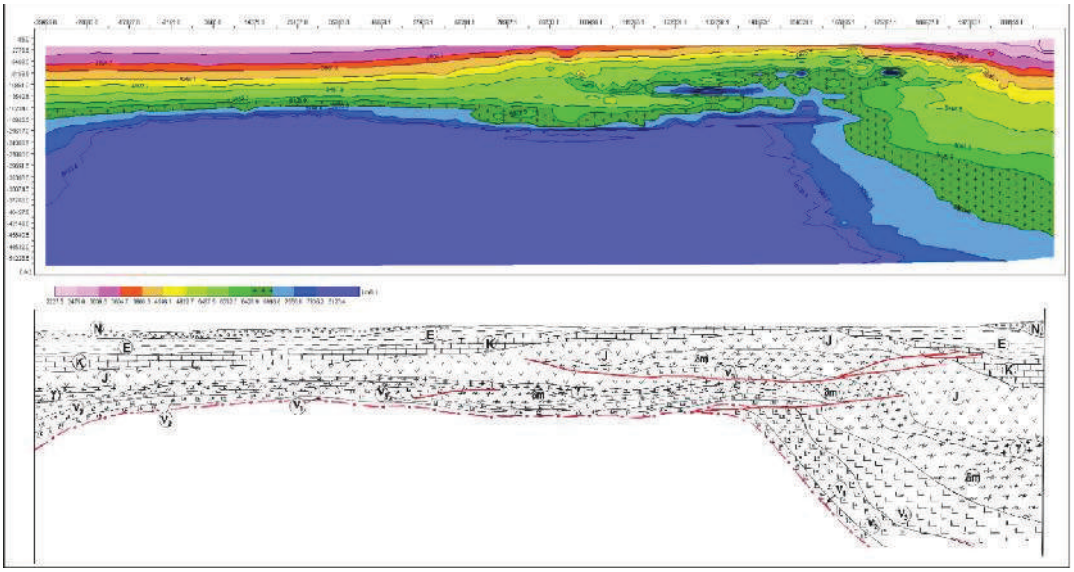


Рис. 6. Сейсмотомографический разрез (а) и накладка к нему- прогнозирование корового разреза (б) морского профиля 14, ГСЗ.

В томографии профиля 14 особый интерес вызывают коро-мантийные тектонические явления. На этом профиле на 55-м км от берега моря в области стыковки. а не перехода (поскольку нарушена непрерывнось коры) между континентальной и морской корой, наблюдается явно тектоническое нарушение коро-мантийного характера. В этой области наблюдается смещение порядка десяти километров «океанической» коры в сторону континента (классический надвиг). На нем и юрских (условно стратифицированных) отложениях налегает пластина из «гранитного» и «базальтового» скоростного состава: горизонт длиной 30-40 км, мощностью 3-7 км (рис.6). Возможно, здесь имеются мантийные включения, но то, что присутствуют шарьяжно-подобные явления, в этом нет сомнения.

Из «тройки» ГСЗ профиль 15 (рис.7) начинается у Сухумского морского берега, проходит к юго-западу по Гудаутско-Очамчирскому шельфу и концом пересекает профиль 14.

На рис.7 томографический разрез начинается яркими расцветками осадочного слоя. Выделяются все крупные стратиграфические системные единицы мезо-кайнозоя слабым наклоном к глубоководью. Ниже осадочного покрова структура коры необычно неоднородна, «гранитный» горизонт местами утолщен слишком извилистой поверхностью с включениями громадных «глыб» под ним лежащего «базальтового» слоя (интервал от берега-пикеты 158313-82951). С этого пикета в разрезе отмечается следующее: «катастрофически» уменьшается мощность «гранитного» слоя и под ним в «базальтовом» наблюдаются огромные «глыбы» (неоднородность) «гранитного» типа. С того

же пикета начинается уменьшение континентальной коры и переход в океаническую, который завершаетстся на 29191 пикете.

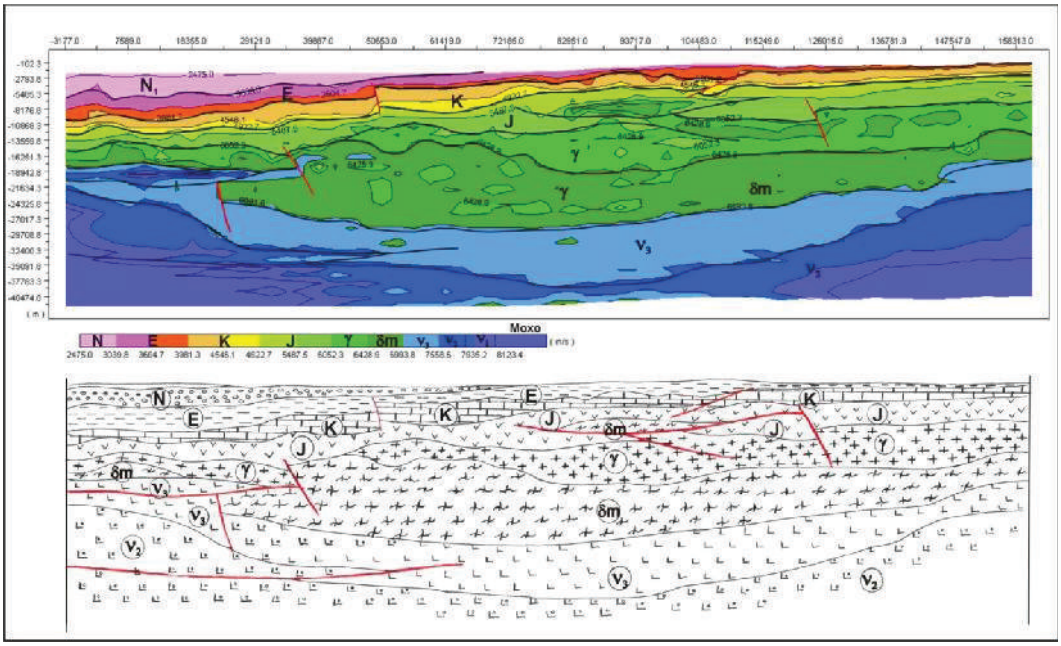


Рис.7.Сейсмотоморазрез (а) и накладка к нему - прогнозирование корового разреза (б) морского профиля 15, ГСЗ

На этом профиле, в отличие от других морских профилей, континентальная кора продолжается в море на 129 км. «Базальтовый» горизонт состоит то ли из трех, то ли из двух горизонтов. Первый «базальтовый» слой с необычной формой извилистой поверхности кромки и изменчивой мощностью 7.0-15 км до конца профиля, но примерно 20 км этого слоя в конце не прослеживается. Этот слой в подошве ограничен скоростью 6.99 км/сек. Следующий вниз слой более или менее с ровными кровлей и подошвой, изменчивой мощностью 2.0-9.0 км и скоростью в подошве 7.56 км/сек прослеживается по всему профилю. Третий слой того же горизонта с слишком утонченной мощностью 1.5 км к центру профиля, по бортам мощность равна 2.5-8.0 км, выделяется в подошве скоростью 7.94 км/сек. Тут же проходит изолиния со скоростью 8.12 км/сек. Если границу Мохо проведем по последней изолинии, мощность коры в континентальной части будет 28 км, в морской части в конце профиля 22 км, а в центральной части профиля, где она прогибается и максимально равна 38 км. Это немного странно по сравнению с другими разрезами.

Что касается взаимного отношения горизонтов консолидированной коры профиля, то это, может быть упрощенно, но хорошо видно на рисунках (рис.7б). Вместе с тем надо отметить, что на профиле, на 75-м км от берега моря, на самых нижних отложениях осадочного слоя и частично на консолидированном автохтоне налегает крупный «брусок» длиной 15 км «гранито-базальтового» состава в виде аллохтонной пластины.

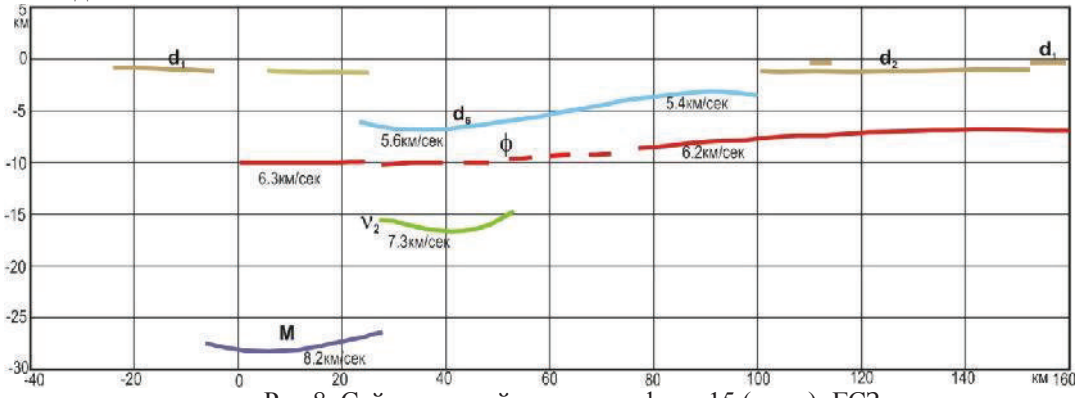


Рис.8. Сейсмический разрез профиля 15 (море), ГСЗ

На рис. 8 представлен разрез геометрической сейсмики профиля-15(море). Он неполный, поскольку схема отстрела не позволяет компьютерным способом получить полную картину. Вместе с тем на этом разрезе морфоструктурное строение томографии профиля в общих чертах передано адекватно. Наконец, следует отметить, что среди «тройки» томографии профиль 15 характеризуется особо сложным, трудно объяснимым строением.

Из «тройки» самый северо-западный профиль 16 направлен от Адлера субмеридионально вглубь моря на пересечение профилей 14 и 15, где он находится с ними в полной корреляции (рис.10). По оттенкам томографических цветов осадочные образования разделяются на семь слоёв. Мы их разделяем на четыре стратиграфических (условно) горизонта (рис.9-а, б), в которых подразумевается полный комплекс мезо-кайнозоя с современными образованиями.

Ниже осадочного слоя однородным оттенком цветов и гладкой линией кровли (скорость 6.05 км/сек) и подошвы (скорость 6.43 км/сек) выделяется «гранитный» горизонт, однако с изменчивой мощностью. Если в части профиля на суше мощность горизонта определяется 7.0-7.5 км, то в глубоководной части не превышает одного километра. Примечательно, что мощность этого горизонта «катастрофически» уменьшается после 75 км от берега моря.

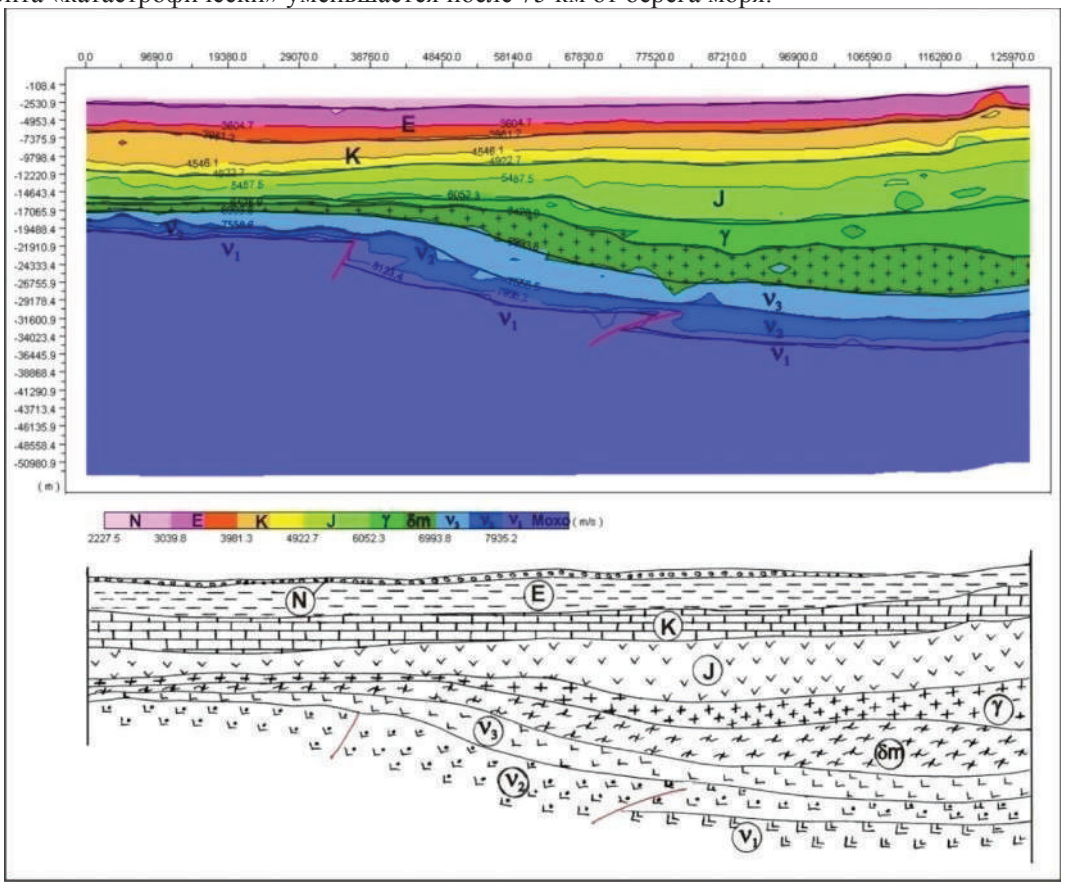


Рис. 9. Сейсмотоморазрез (а) и накладка к нему- прогнозирование корового разреза (б) профиля16 (море), ГСЗ

Ниже «гранитного» горизонта аналогичная картина имеется по «базальтовому» горизонту в отношении морфологии слоев. Что касается слоистости горизонта, она зависит от того, где будет проведена скоростная граница между «базальтовым» горизонтом и Мохо. В подошвенной части изолиния скорости 7.95 км/сек зигзагообразная и отбивает неровную площадь, возможно, это неоднородность петрологического состава. В других разрезах это, очевидно, обусловлено локальными аномальными скоростными включениями. Кровля этой площади более ровная и отмечается скоростью 7.55 км/сек. Надо отметить, что ниже изоскоростной линии 7.95 км/сек тут же проходит изоскоростная линия 8.12 км/сек. Здесь не имеет значения в глубинном отношении, где будет проведена граница Мохо. Таким образом, граница Мохо проводится по последней изоскоростной линии, а «базальтовый» горизонт получается, что состоит из трех слоев (рис.9). Общая

мошность «базальтового» горизонта в континентальной части определяется 13 км, а в морской-океанической конечной части профиля 3 км и аналогично «гранитному» сокращается после 75-ти км от берега.

Анализ комплексных разрезов профилей 14, 15 и 16, выполненных относительно на небольшой площади Восточно-Черноморского бассейна, показывает, что по ряду признаков - общей морфоструктуры в отдельности или по их составу в таком же порядке: мощностей, продолжительности континентальной коры в акватории или перехода континентальной коры в океаничскую, они настолько различные (к тому же можно предполагать и петрологические расхождения), что об их сходствах или установлении каких-либо закономерностей по рассмотренным материалам говорить не приходится.

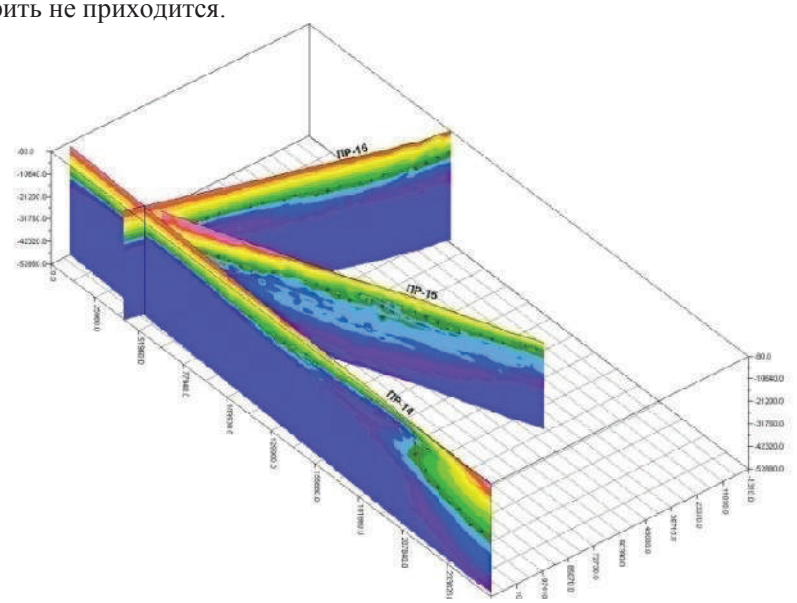


Рис.10. Блокдиаграмма томоразрезов профилей 14, 15 и 16, ГСЗ

Приведенные материалы и аргументация недостаточны для полноценной характеристики глубинного строения Восточно-Черноморской впадины, однако мы попытались восполнить их, по возможности, аналогичными материалами, выполненными в средней и западной частях бассейна. Рассматриваемый морской профиль 29 (рис.11) из ряда профилей, выполненных в 60-70-ых годах прошлого века Институтом Океанологии. Он проходит от Самсунского залива (Турция) по направлению Крымских восточных берегов до Азовско-Черноморского пролива, по пути пересекает вал Андрусова, поднятие Архангельского остается в стороне правее, и в конце он проходит по окончанию вала Шатского [4]. Томографический разрез четко разделяется на 3 слоя: осадочный, консолидированный и поверхность Мохоровичича, из которых первые два делятся ещё на три крупных раздела. Мощность осадочного комплекса у берегов Турции равна 22 км, а у Азовья 13 км.

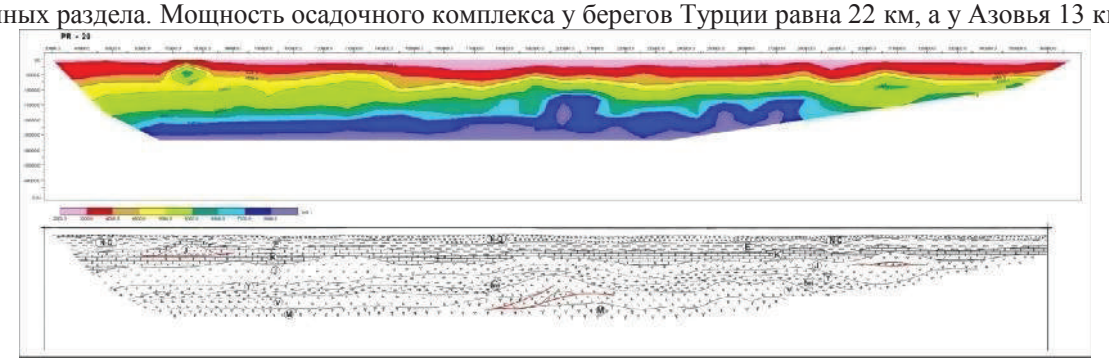


Рис. 11. Сейсмотоморазрез (а) и накладка к нему – прогнозирование корового разреза (б) профиля 29 (море), ГСЗ

Не вдаваясь в детали, осадочный комплекс можно разделить на неогеновые отложения с современными, эоценовые и мезозойские. Соотношения их между собой по профилю различны: в Турецкой части эоценовые и мезозойские по мощности почти равны, а неоген уступает им; немного

раньше начала второй половины профиля эоцен становится очень тонким, а неогеновые отложения сравниваются с мезозойскими. В консолидированной коре соотношение составных ее частей обстоит сложнее. Три разных цвета «базальтового» горизонта смешиваются с темно-синим Мохоровичича, за счет чего «базальтовый» слой утончен, прерывистен, извилистен.

Согласно Туголесову [4, 5] вал Андрусова является региональным и довольно высоко приподнят. В таком случае он должен отражаться на разрезе томографии. У нас нет точных привязок ни того, ни другого. Но, приблизительно, профиль 29 должен пересекать его между пикетами 110-145км профиля, где на томоразрезе профиля обозначено поднятие и увеличение мощности мезозойских отложений и сокращение кайнозойских. Вал Шатского на томоразрезе не ощущается.

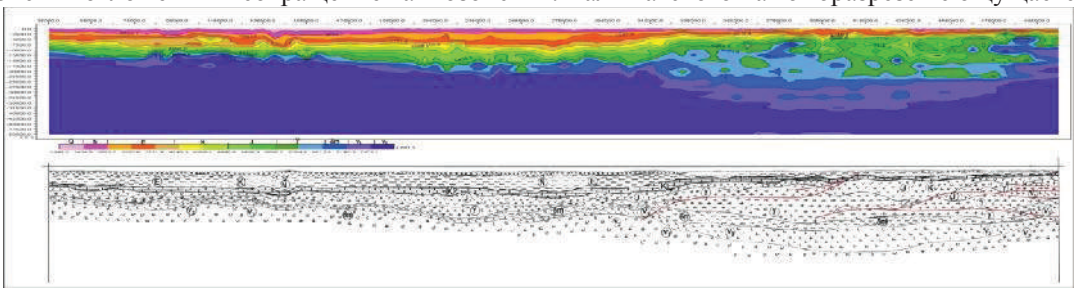


Рис. 12. Сейсмотоморазрез(а) и накладка к нему – прогнозирование корового разреза (б) профиля 25 (море), ГСЗ.

Профиль 25 (рис.12) проходит от Истамбульского залива по направлению к Одессе. Томографический разрез по томосейсмоскоростному параметру по вертикали разделяется на три группы неоднородностей раздела. Эта закономерность выдерживается по профилю, но насколько они неоднородны по петрологическому содержанию – это трудно определить. Низкоскоростные расцветки, условно неогеновые, четко отделены от нижних осадочных слоев и по мощности равной с ними простираются с юга на север на 260 км, здесь «катастрофически» уменьшается весь осадочный слой, прослеживающийся далее на 180 км почти до выклинивания. На этом месте также «катастрофически» увеличиваются слои консолидированной коры. Кроме этого северная и южная части профиля различаются неоднородностью и четкостью выделения слоев коры. В южной части все слои «базальтовых» отложений прослеживаются фрагментарно с криволинейной поверхностью, местами «гранитный» слой прямо лежит на поверхности Мохо. Во второй части коровые слои также извилистые, внедренными друг на друга «ксенолитами», однако разделение их все же заметно. Характерной чертой на этом профиле является то, что коровые горизонты попарно как бы компенсируют друг друга; верхние два - гранитный и базальтовый слои, компенсируют нижние два базальтовых. В названных парах, если верхний относительно мощный, то нижний – наоборот тоньше, и обратно. Этот характер соотношения коровых горизонтов явно можно увидеть в северной половине профиля, где мощность коры достигает 40 км. Такая мощность земной коры не характерна для бассейна Черного моря.

Профиль 27 (рис.13) относится к той же группе морских работ, которые выполнены «Южморгео», и проходит в западном секторе Чёрного моря от побережья Варны (Болгария) на восток по широтному направлению вглубь акватории. Профиль, очевидно, отстрелен неполной системой наблюдений, поскольку крайние интервалы его недостаточно освещены сейсмическими лучами и морфоструктура распределения скоростных изолиний искажена и подлежит исключению. Зато центральная часть освещена детально и геологическое прогнозирование здесь осуществимо уверенно. Томографический разрез отличается мощным осадочным слоем с преобладанием местами кайнозойских отложений в восточной части. Меловые и юрские отложения прослеживаются тонкой полосой. Первые состоят из двух полос скоростных неоднороностей, юрские более однородные по мощности и составу.

Консолидированная кора отличается от всех выше рассмотренных разрезов извилистой структурой и изменчивой мощностью по простиранию. В связи с этим при составлении геологического разреза приходится проводить красные линии скоростных неднородностей и смещения структур (рис.13). «Базальтовый» горизонт перекрывается, подобно нити, тонким слоем пород «гранитного» типа, местами комфортно согласно, местами кажется, что он срезает верхнебазальтовый слой «трансгрессивно», до полного его выклинивания.

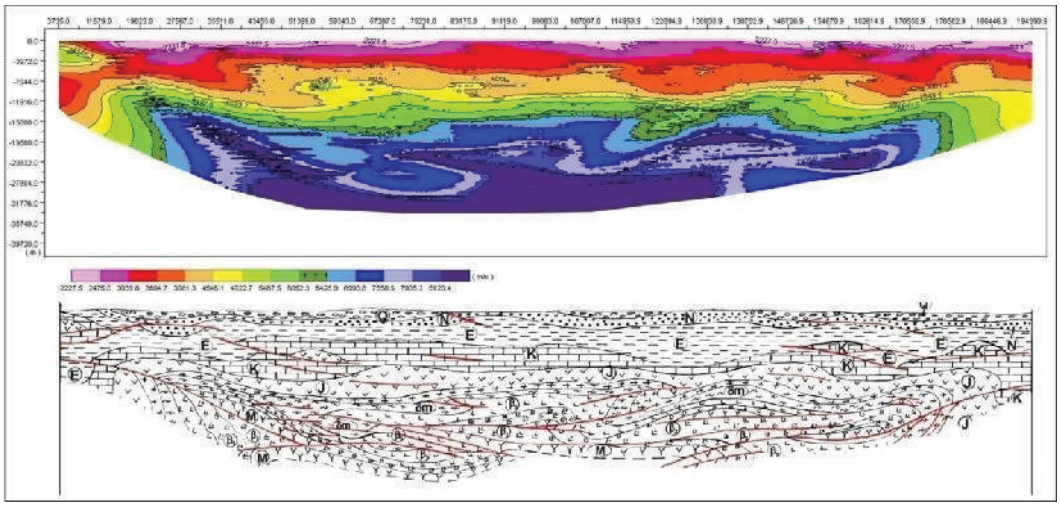


Рис.13. Сейсмотоморазрез (а) и накладка к нему – прогнозирование корового разреза (б) профиля 27 (море), ГСЗ.

Геометрические морфоструктурные формы глубинных высокоскоростных (принять здесь традиционное наименование глубинных горизонтов некорректно) горизонтов Восточно-Черноморской впадины определены различными способами интерпретации по материалам морских профилей – 14, 15, 16, 25, 27 и 29 ГСЗ. Их геологическое истолкование, которое не лишено интереса, приводится здесь вкратце.

На основе, приведенных выше сейсмотомографических данных профилей ГСЗ Черного моря возможно отметить следующее:

1.Строение земной коры бассейна Черного моря сложно, гетерогенно, различно по площади, непредсказуемо при поверхностных геолого-геофизических исследованиях.

2.В строении земной коры бассейна большую роль играют осадочные образования, которые повсюду мощные - до десятка километров и больше. Сложены терригенно-карбонатным, меньше вулканогенным составом мезо-кайнозоя, различным страто-литологическим соотношением, зачастую компенсированным.

3.Ниже осадочного слоя развита консолидированная кора, которую можно разделить по простиранию на 2 типа: континентальную и океаническую. Первая окаймляет вкруговую бассейн полосой изменчивой ширины от 50 до 110 км. Разрез этого типа может оказаться, как исключение, внутри бассейна, аналогично профилю 25.

4.За полосой континентального типа коры должна быть развита океаническая кора. Переход первого ко второму различный и сложный.

5.Оба типа коры, континентальная и океаническая, состоящие из «гранитного» и «базальтового» слоев, различаются только мощностью, равной у первой- 30-40 км, у второй- 10-18 км. Почти аналогичное соотношение имеется между «базальтовым» и «гранитным» слоями.

6.«Базальтовый» слой по томоскоростям делится на три части и иногда с гранитными включениями друг в друга в виде «ксенолитов» вместе образуют скоростную неоднородность, вероятно, и петрологическую. В такой обстановке все горизонты, в том числе гранитный, в обоих типах коры прослеживаются соответствующей мощностью. Следовательно, гранитный слой вглубь акватории бассейна не выклинивается, а утончается, как и вся консолидированая кора, до лишения свойства преломления падающих на него сейсмических волн. По «базальтовому» горизонту аналогичное явление незаметно, поскольку он гораздо мощнее.

7.Во всех томоразрезах вместе со скоростной неоднородностью наблюдаются следы тектонических явлений- складчатости, разрывных нарушений различного типа и ранга, шарьяжных перемещений, трещиноватости и пр.

8.Поверхность Мохо сейсмотомографией однозначно выделяется скоростью 7.9-8.2 км/сек.

После такого краткого обзора о возможном характере строения консолидированной коры бассейна Черного моря можно переходить к аналогичному обзору результатов интерпретации геофизических полей о глубинном строении осадочного покрова с фундаментом Грузинского сектора Черного моря.

На рис.14 морская часть не представлена полностью из-за отсутствия сети профилей ГСЗ. Тем не менее, об общем характере морфоструктуры горизонта основания осадочного слоя возможно создать общее представление, которое не лишено интереса.

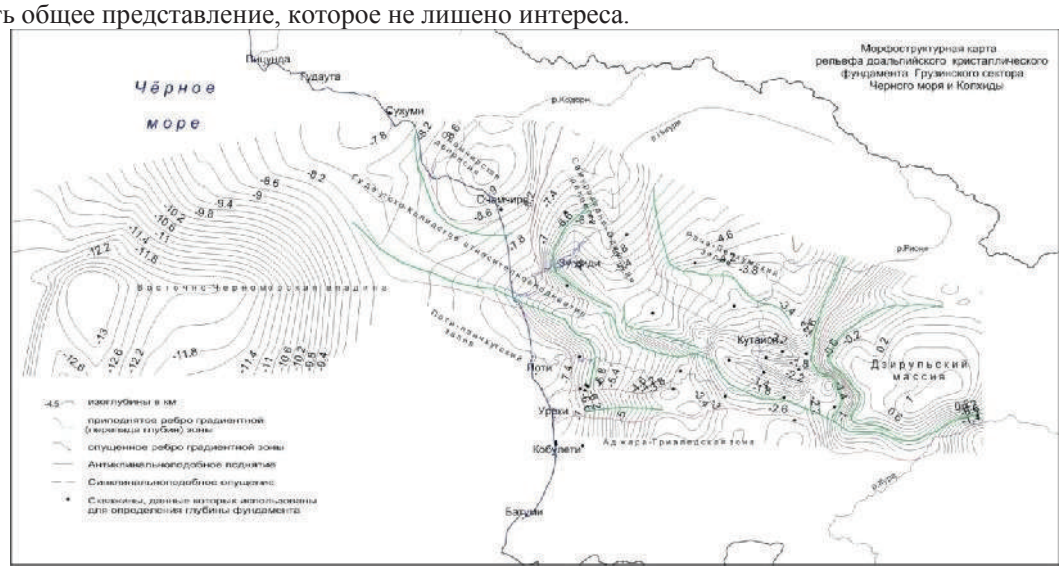


Рис.14.Морфоструктурная карта доальпийского кристаллического фундамента осадочного слоя Грузинского сектора Чёрного моря и Колхиды с Дзирульским массивом, изоглубины в км**.**

За линией морского берега изоглубины горизонта разряжены, местами резко изогнуты, опущены или приподняты и увязаны с изоглубинами того же горизонта Колхиды. Такая полоса шириной 60-80 км прослеживается по побережью от Гудаута до Кобулети. Это есть подводный континент со склоном с различными морфоструктурными осложнениями в виде: Гудаутско-Колхидсого относительного поднятия с моря; Поти-Ланчхутского заливообразного прогиба; кажущегося малоамплитудным, но крупного разрывного нарушения, охватывающего большую часть Колхиды (Анаклия, Хоби, Ланчхути, Озургети, до Сурамско-Гокишурского разлома).

За подводным континентальным склоном начинается глубоководная впадина, которая на карте доальпийского фундамента (рис.14) кольцевой морфоструктуры погружается до -13 км глубины. Впадина, как видно, после континентального склона круто опускается до максимальной глубины в центре и к западу, вероятно, выравнивается. Континентальный склон фундамента между Анаклия и Кобулети начинается на суше далеко от берега. За барьером упомянутого склона в сторону Дзирульского массива поверхность фундамента с различными структурными осложнениями поднимается и приравнивается к массиву, создавая единую морфологическую картину без особенной структурной или поднятой направленности в морскую северо-западную сторону. Подчеркиваем эту особенность из-за того, что в литературе часто упоминается связь поднятия или вала Шатского с Дзирульским массивом. По нашим данным этого нельзя сказать.

По Восточно-Черноморской впадине в пределах Грузинского сектора и Колхиды с Дзирульским массивом составлен комплекс структурных карт по поверхности стратиграфических этажей, начиная со средней юры до сармата включительно, по данным ОГТ. Из-за большой глубины залегания нижних стратиграфических единиц на временных разрезах они не все полностью зафиксированы. Поэтому этот замысел осуществился частично. Из этого комплекса здесь представлены четыре карты с целью иллюстрации структурной картины на разных глубинах.

Структурная карта поверхности среднеюрских отложений (рис.15) первая снизу, которая фиксируется, и то частично, на временных разрезах на восточной части Черного моря и в Колхиде. Она стратифицирована по данным Цаишских скважин. Как видно, тектоника на этой карте непростая, особенно в Колхидской части. В данном случае нас интересует акваторная часть, которая разделена на две половины глубинным разломом, прослеживаемым на всех последующих аналогичных картах. Северная Гудаутско-Очамчирская половина приподнята упомянутым разломом по отношению к южной на 0.5-0.7 км. Южная половина представляет собой фрагмент большого синклинория с небольшим осложнением, погружающегося к южно-западному направлению глубоководья.

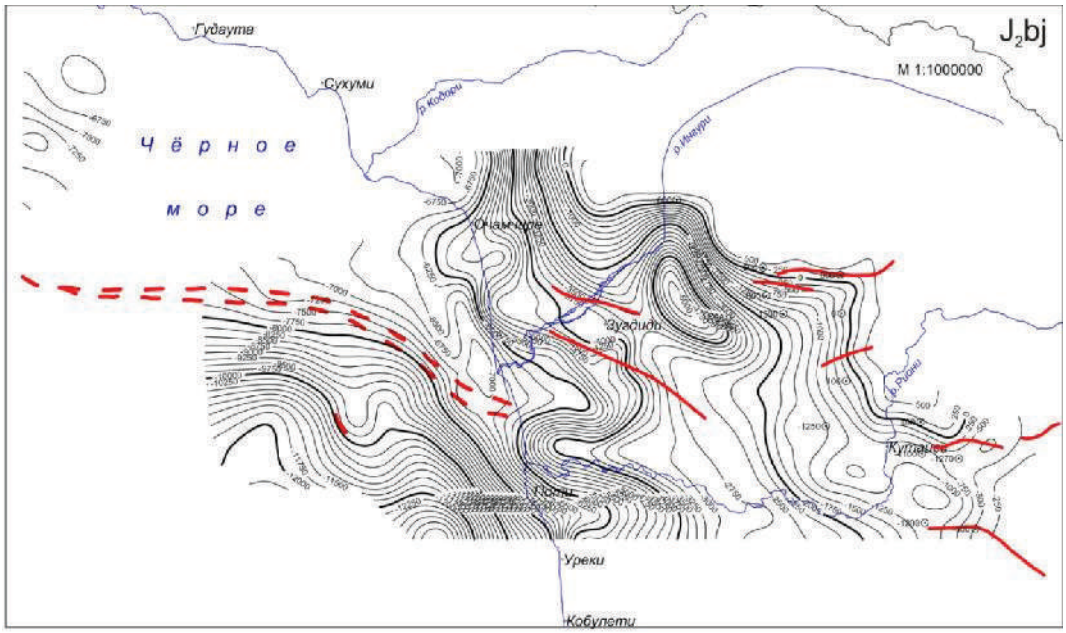


Рис.15. Структурная карта поверхности отложений средней юры J_2 восточного сектора Чёрного моря и Колхиды.

Структурным этажом выше предыдущего на уровне верхнего мела структурная карта представлена полнее и рельефнее, следовательно, и более информативнее (рис.16). Всё же шаблон нижнего структурного этажа на этой карте также отражен. В целом она по морфологии делится на четыре части: Гудаута-Очамчирскую приподнято-шельфовую, Колхидскую приподнято-кряжево-депрессионную, Анаклия-Батумскую складчато-прибрежную и юго-западную котловинно-погруженную.

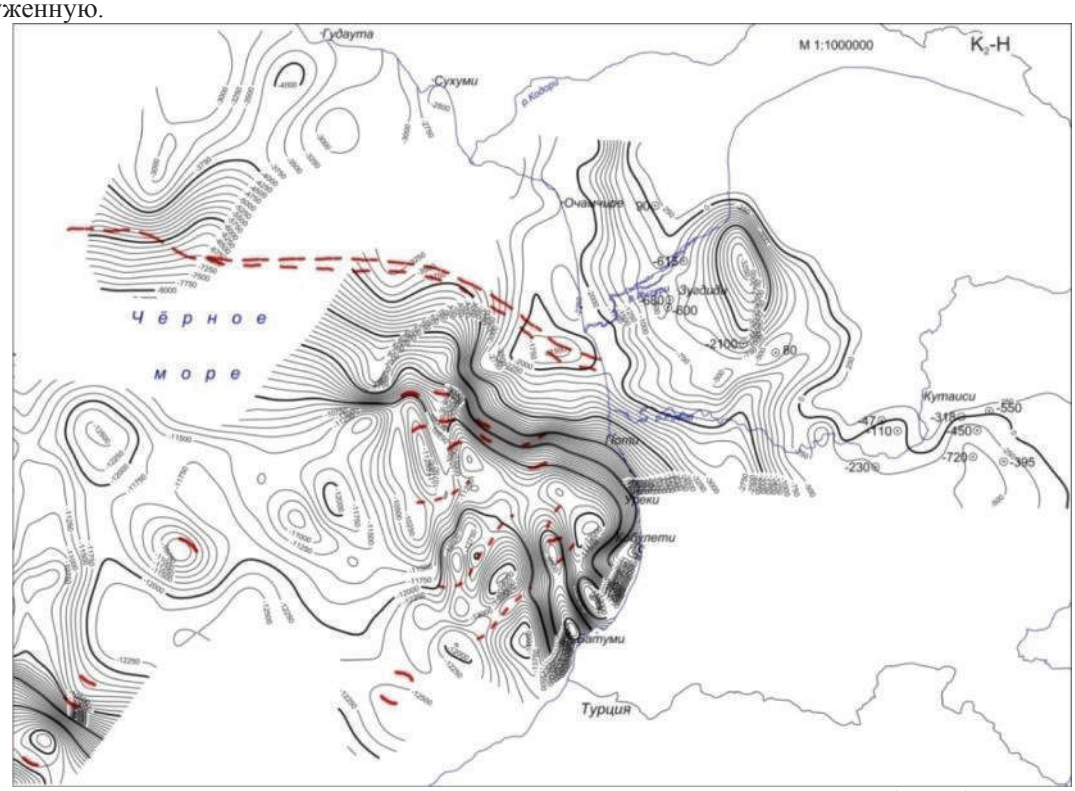


Рис.16. Структурная карта поверхности отложений верхнего мела (K_2 –H)

1.Гудаута-Очамчирская приподнято-шельфовая зона примерно совпадает с современной площадью шельфа, где изоглубины у Гудаута отмечают слабо углубленную равнину с изолиниями -3250 ÷ -4000 м, а у Очамчире слабо приподнятую равнину с изоглубинами -1750 ÷ -2000 м, которые из-за отсутствия наблюдений не увязаны, но изоглубины направлены друг к другу.

2.Колхидская приподнято-кряжево-депрессионная зона морфоструктурой оправдывает своё название. С побережья Колхиды изоглубины с отметкой -2000÷-2500 м с моря и юга окаймляют Колхидскую низменность. С этих глубин идет повышение высот по кольцу до изоглубины с отметкой -750 м, затем последняя раздваивается со стороны Зугдиди вклинивающимся переклином, и между изолиниями вписываются кружки изоглубин с отметкой -500 м, соответствующие известным брахи-структурам - Цаишской, Экской, Уртийской и Абадатской. От этого кряжа на север изоглубины опускаются до -3250 м, образуя Одишский синклинорий, заполненый кайнозойскими отложениями. Юго-западнее Кутаиси на Хони-Парцханаканебской площади развита плато-равнина на уровне +250 м, а на площади Вани-Варцихе отмечен мини-синклинорий изоглубины -500 м.

3.Анаклия-Батумская складчато-прибрежная зона, которая развита в акватории от Анаклия до Батуми в полосе шириной 50-60 км, представляет интерес структурным планом, своей складчатостью, стилем и формой структурирования, поскольку на этом основании развивается весь структурный этаж кайнозоя. В начале зоны между реками Ингури и Хоби прослежвается крупная антиклинальная Чурийкая структура (по названию местной небольшой речки) широтного простирания длиной до 10-15 км, шириной 2 км, глубиной эпицентра -1.7 км. К югу после этой структуры горизонт по побережью до Кобулети опускается к западу круто моноклинально до -12 км. Ширина полосы склона изменчива от 25 до10 км по побережью, после чего вглубь акватории на упомянутой глубине развита интенсивная складчатость с разрывными нарушениями на площади шириной 30-35 км, после которой сформирована котлообразная зона. Складчатая полоса ориентирована диагонально с юго-востока на северо-запад, простирание складок также доминирует в этом направлении, но на самой южной части, пограничной с Турцией, наблюдается тенденция развития противоположного направления структуры.

4.О котлообразной зоне следует отметить, что она является самой опущенной частью с слабо пересеченным рельефом, которая должна закрываться за пределами площади.

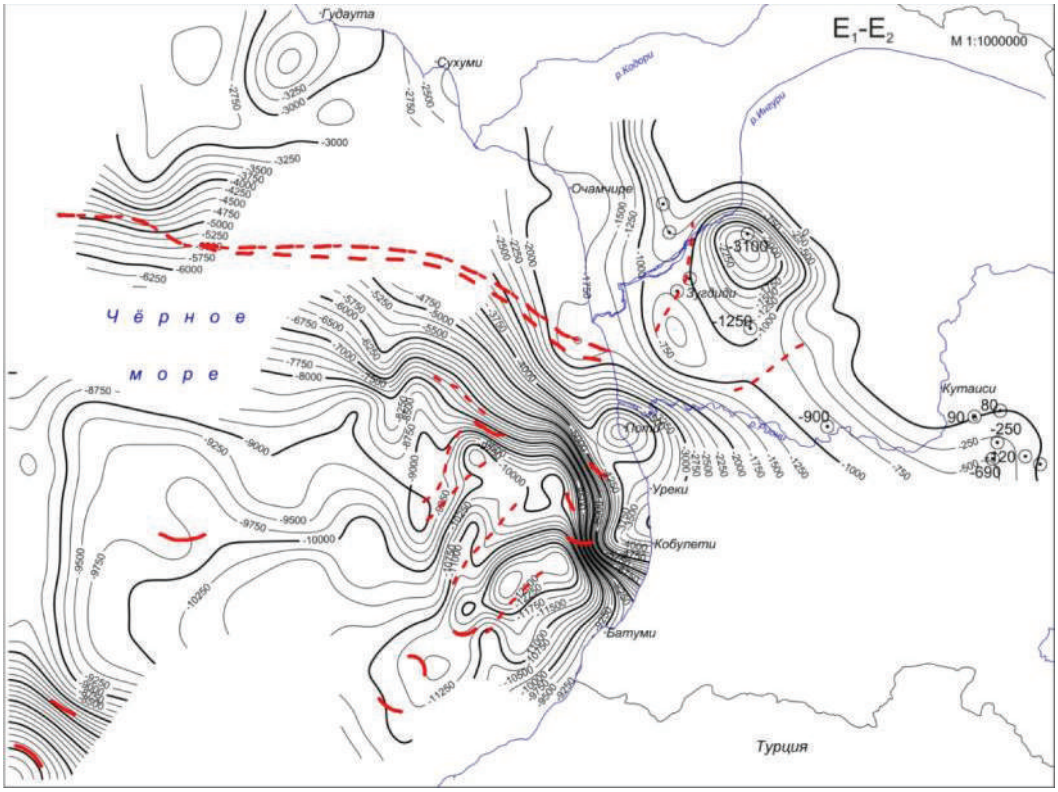
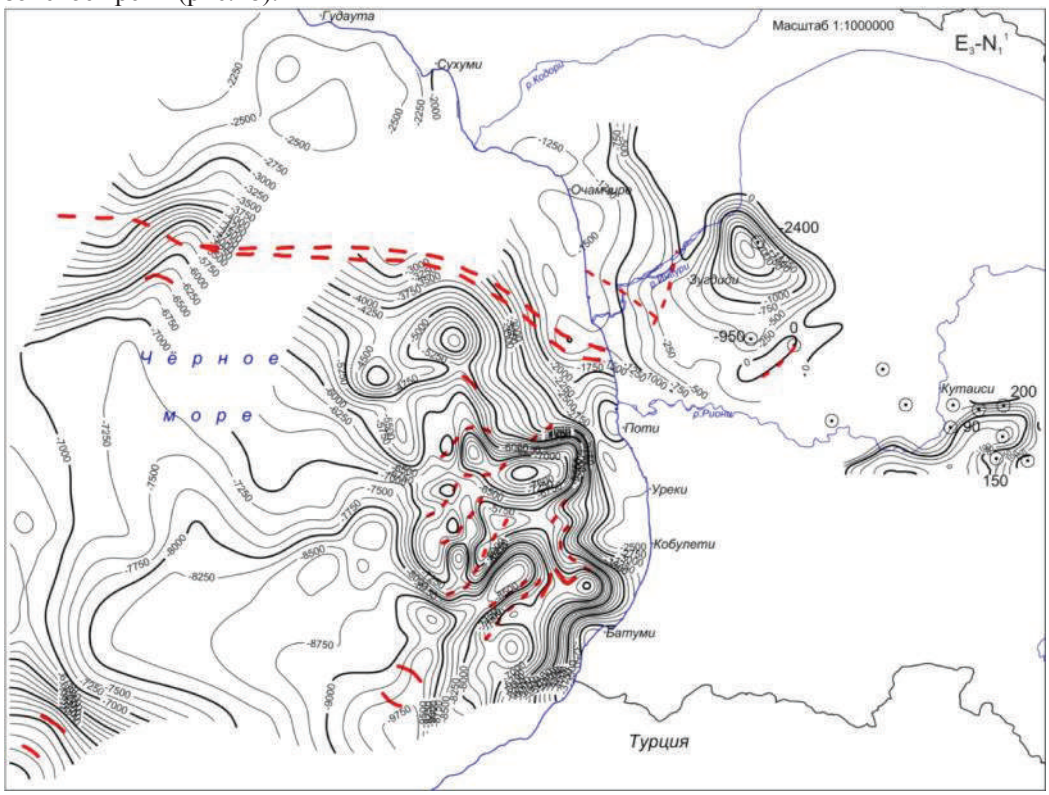


Рис.17. Структурная карта поверхности отложений эоцена (E_1-E_2)
восточного сектора Чёрного моря и Колхиды

Морфоструктура поверхности отложений нижне-среднего эоцена (E_1-E_2^2) представлена на рис.17, которая по зональности аналогична предыдущей. В отличие от предыдущей следует отметить, что зонирование здесь принимает более чёткий характер, в особенности в южной части Анаклия-Батумской складчато-прибрежной зоны, где намечена была тенденция развития складчатости с юго-западного на северо-восточное простирание. Она здесь сформирована как самостоятельная структура, и тектоническое формирование Восточно-Черноморской впадины с Колхидой завершено в основном в кайнозойское время (рис.18).



1

Рис.18. Структурная карта поверхности отложений майкопской серии (E_3-N_1^1)

Первое представление о литолого-фациальном составе и распределении в разрезе осадочного покрова Восточно-Черноморской впадины могут дать приведенные здесь разрезы (рис.19).

Профили 347817, 3477125 (рис.19) проходят по центральной оси Аджаро-Триалетской зоны от Кобулети вглубь моря на погружение. На разрезе представлен полный стратиграфический комплекс от верхнего мела до современных включительно. Литофациальный состав разреза многообразен, получен способом сейсмофации на основе временных разрезов. В данном случае нас интересует местоположение и прослеживание вулканогенов среднего эоцена, как характерная вещественная номенклатура, определяющая достоверность нахождения Аджаро-Триалетской зоны. По представленному разрезу устанавливается, что вулканогены среднего эоцена не имеют сплошного, повсеместного распространения и достаточного размера по мощности, чтобы быть обнаруженными другими геофизическими методами. На этом разрезе вулканогены среднего эоцена прослеживаются неоднородным составом, неравномерной мощностью или выклиниванием в конце профиля (15-20 км), или погружаются и не имеют дальнейшего продолжения.

Тот же горизонт на профиле 347816 (рис.20), который от Поти проходит на юго-запад к глубоководью, отмечен в подошве середины профиля длиной 25-30 км по простиранию, ниже этого горизонта временной разрез не читаем. На северных профилях горизонт не прослеживается, значит его там нет.

Одним из методов установления и прослеживания тектонических зон и глубинных геологических тел является гравимагнитное зонирование наблюденных полей и их трансформантов.

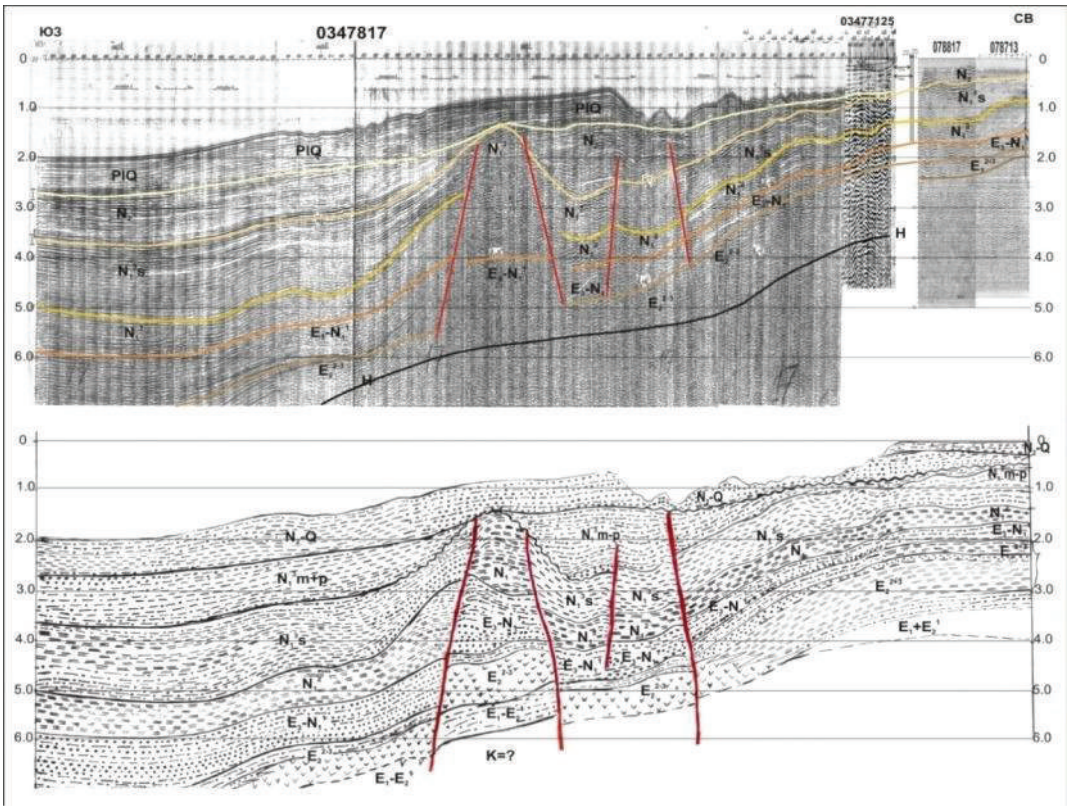


Рис.19. Временной разрез (а) профилей 347817, 3477125 (морских) и 78817, 78713 (наземных) и накладка к нему – прогнозирование литофациального состава (б).

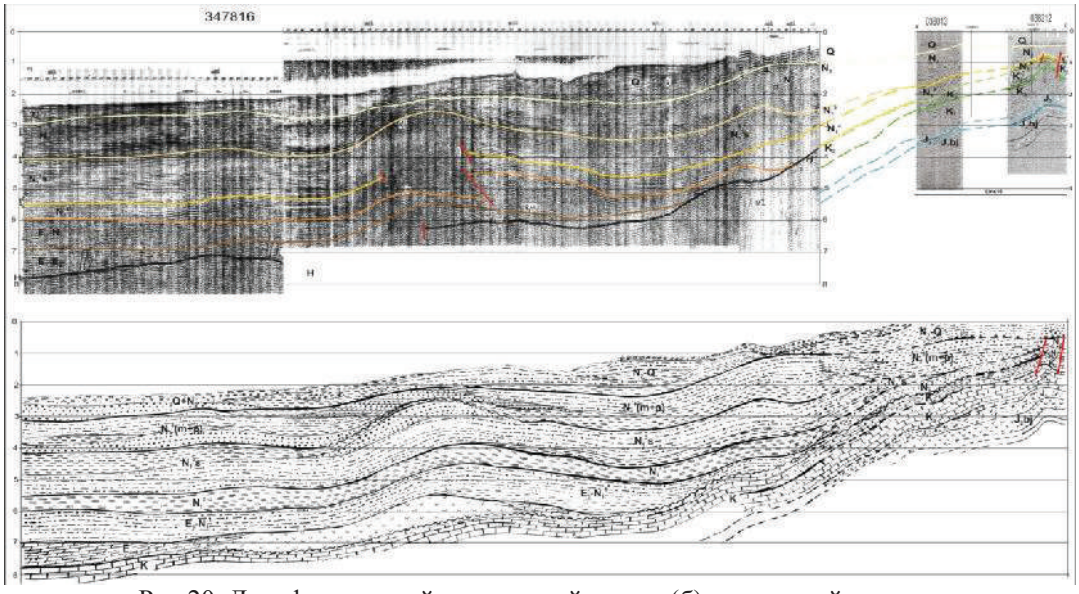


Рис.20. Литофациальный прогнозный разрез (б), временной разрез профиля (а) 347816, ОГТ

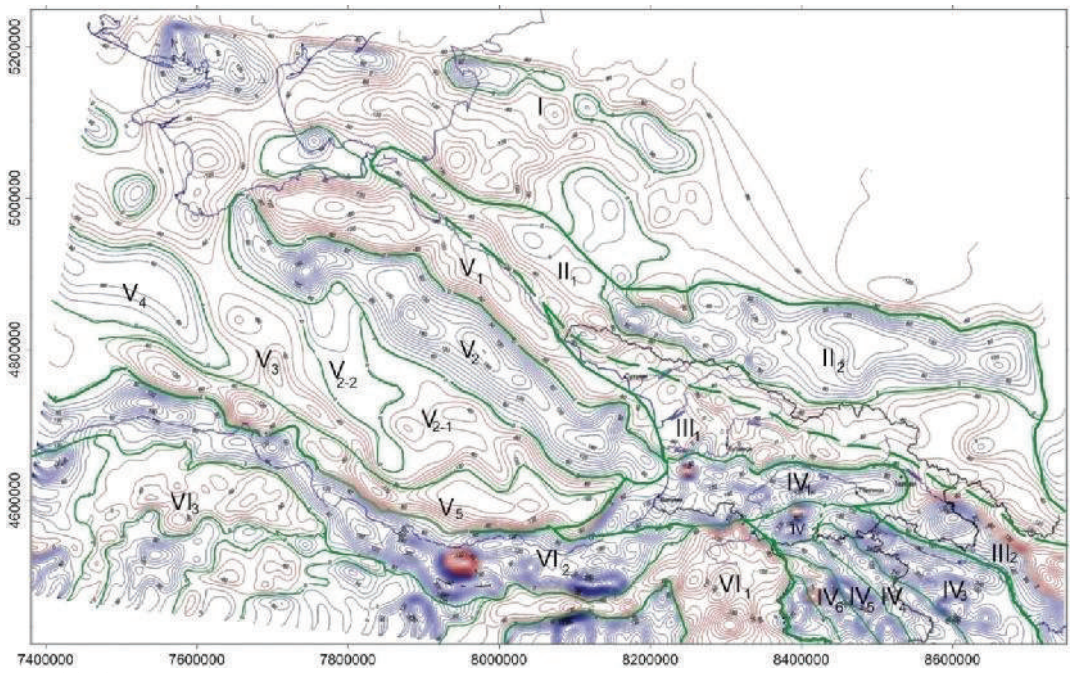


Рис.21.Карта магнитотектонического районирования Восточно-Черноморской впадины и территории Грузии с обрамлением по АМП ΔTa, пересчитанного вверх на 5км.

Условные обозначения к рис.21: большая римская цифра – аномальные области, римская цифра с индексом – аномальные зоны.

I.Азовско-Ставропольская знако-переменная, слабая ΔTa; II.Область Большого Кавказа (БК) интенсивная биполярная ±ΔTa, II_1.Западная часть БК отрицательная (отр.) ΔTa, II_2.Восточного БК – положительная (полож.) ΔTa; III.Рионско-Куринская ΔTa, III_1.Колхидская с Дзирульским массивом и Верхнекуринской - отр.ΔTa, III_2.Нижнекуринская ΔTa; IV.Область Малого Кавказа крупно мозаичная ΔTa, IV_1.Аджаро-Триалетская ΔTa, IV_2.Джавахетская кольцевая ±ΔTa, IV_3.Болнисско-Карабахская интенсивная полож.ΔTa, IV_4.Севано-Акеринсская ΔTa, IV_5.Мисхано-Зангезурская полож.ΔTa, IV_6.Еревано-Одубадмская, ±ΔTa; V.Восточно-Черноморская зонально-чередующаяся ±ΔTa, V_1.Новороссийско-Очамчирская, отр.ΔTa, V_2.Симферопольско-Потийская интенсивная полож.ΔTa, V_3.Симферопольско-Пазарская овражная, отр.ΔTa, V_4.Симферопольско-Ризеская полож.ΔTa, V_5.Ялтинско-Трабзонская овражного рисунка, отр.ΔTa, V_6.Восточного окончания Западно-Черноморской впадины-интенсивная полож.ΔTa, V_7.Восточно-Турецкая прибрежная кружевного рисунка отр.ΔTa; VI.Анатолийская кольцевого рисунка, мозаичная ΔTa, VI_1.Восточно-Анатолийская интенсивная отр.ΔTa, VI_2.Восточно-Понтидская кружевного рисунка полож.ΔTa, VI_3.Западно-Анатолийская мозаичная полож.ΔTa;

Карта магнитотектонического районирования (рис.21) одна из комплекса карт, составленных нами в плане отображения глубинной тектоники способом потенциальных геофизичесих полей. Она многопланово информативна и приоритетна там, где объекты исследования недоступны геологическому наблюдению. При этом немаловажно, что такие карты способствуют правильному решению обратных геолого-геофизических задач. На этой карте Аджаро-Триалетская зона начинается в море в 50-60 км от берега и доходит до Телави. Здесь она шире и полнее, чем на геологических картах и примечательно, что она четко отделена от прилегающих к ней зон, в т. ч. Восточных Понтид.

На этой карте по Восточно-Черноморскому сектору поперечное зонирование адекватно соответствует глубинным структурным картам ОГТ. Вместе с тем, устанавливается, что бассейн Черного моря есть замкнутая геолого-тектоническая система с особенностями глубинного строения, историей развития и формирования в системе тектонического пояса Средиземноморья-Тетиса. Бассейн не доступен – в нем нет серьезного продолжения к внешним тектоническим зонам, геофизическим полям;они его обходят.

Приведенные выше материалы и геологические выводы по ним достаточны для того, чтобы утверждать, что Аджаро-Триалетская зона не имеет далекого (более 50-60 км) продолжения в море,

не имеет ни генетического, ни приобретенного «родства» с прилегающими тектоническими зонами и, вероятно, моложе их. На западном погружении, пересекая или проходя мимо зоны Восточных Понтид, Аджаро-Триалетская зона в структурном отношении расширяется за счет южного борта и своим глубоко опущенным синклинорием в пределах своего простирания на запад нормально прилегает к высоко приподнятым Восточным Понтидам (рис.16, 17, 18).

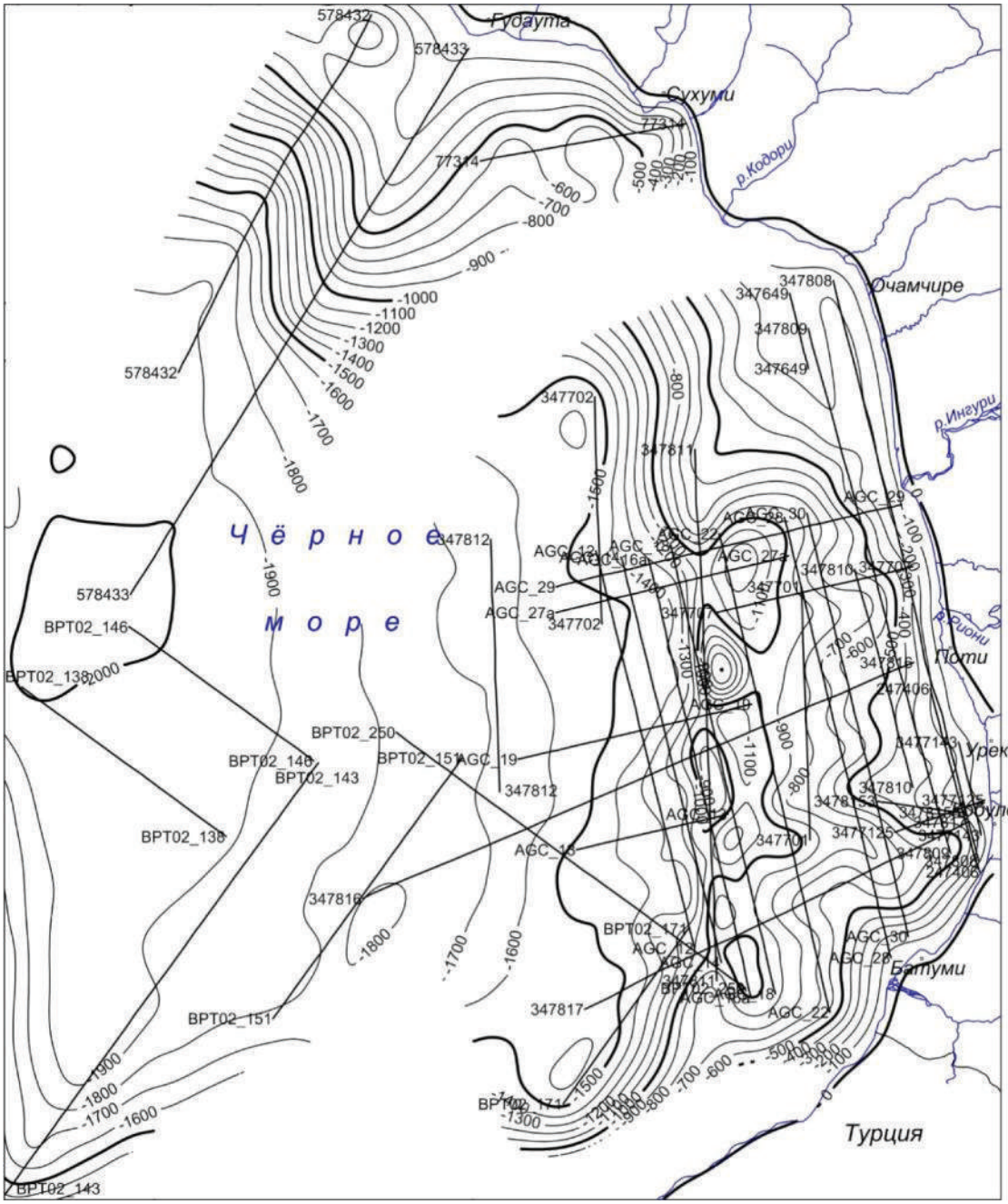


Рис.22. Карта рельефа поверхности дна Восточно-Черноморской акватории со схемой распределения сейсмических профилей ОГТ.

Карта на рис.22 представляет собой интерес морфологией дна акватории бассейна в том отношении, что вокруг побережья суши более или менее вырисовывается шельфовая полоса, ограниченная изоглубиной -500 м вкруговую, которая находится на различных расстояниях от суши. На северном побережье, на Гудаутском шельфе она расположена далеко от берега, но в районе Сухуми проходит близко, а на восточном и южном побережьях (Турция) также проходит близко от

берега, особенно у Кобулети. После этой изоглубины начинается крутонаклонный склон и, опускаясь до -1500 м глубины, он образует чашеобразную котловину с максимальным погружением в центре -2200 ÷ -2400 м. Примечательно то, что линия изоглубин -1500 от берега вкруговую находится в 70-75км.

Вторая примечательность, что является главным, это то, что от Анаклия по побережью до Артвина (Турция) и вглубь моря до 60 км рельеф дна пересеченный, напоминает горно-ландшафтную страну. Для иллюстрации приведена вырезка этого участка (рис.23). Только на этой площади развита интенсивная складчатость так, что пикообразные вершины складок (именно складок, а не рельефа), нами названных Лазика и Эгриси, из глубины почти достают поверхности воды. Еще примечательно то, что отмеченные стуктуры, не увидев пока еще дневного света, уже сформированы, как складчатая зона с геоморфологической особенностью. А межструктурные пространства заполнены современными отложениями.

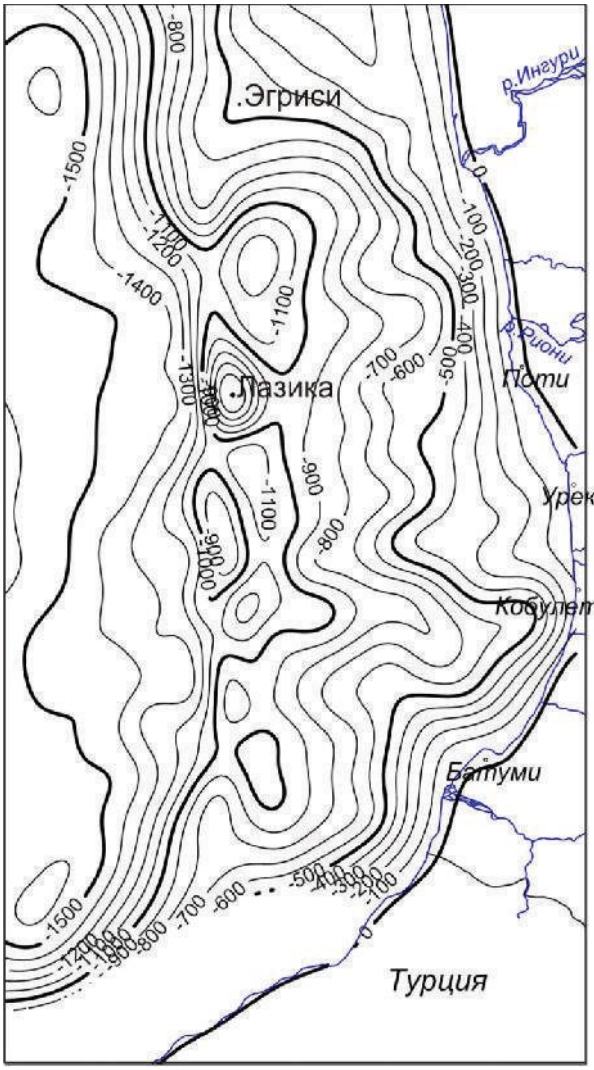
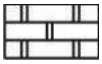
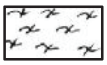
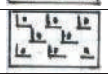
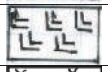
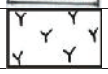


Рис.23. Вырезка рельефа морского дна прибрежья Батуми-Анаклия (из рис. 22)

Мы здесь увидели вершины структур, интереснее увидеть их подошву. Это возможно выполнить по результатам сейсмического профилирования МОГТ.

Подводный рельеф – это русла подводных рек, транспортировка, перенос материалов, выносимых реками в море. Подводный рельеф – это условия равномерного перераспределения взвешенного материала в глубоководье. Подводный рельеф – это навигация крупных судов вдоль побережья. Все это хорошо отражено на представленной карте (рис.23).

Условные обозначения к геолого-геофизическим разрезам.
Таблица сейсмотомоскоростных интервалов прогнозирования геологических горизонтов на глубине.

№ п\п	Скоростные иртервалы в км/сек	Индекс приравнен к скоростям	Графические образы лито. петрологич. сейсмического горизонта	Индекс преломления горизонта	Краткая литолого-петрологическая характеристика сейсмо-геологических разрезов	
1	1.5-2.4	Q			Галечники, супесы, суглинки	Осадочные породы
2	2.5-3.2	N		d_1	Конгломераты, гравелиты, песчаники, глинистые песчаники, глины	
3	3.3-4.0	E		d_2	Песчаники, аргиллиты, алевролиты, глинистые песчаники, мергели, глины, вулканиты	
4	4.1-5.2	K		d_3	Разнослоистые известняки, доломитизированные известняки, мергели	
5	4.1-4.6	K_2		d_4	Тонкослоистые, плотные известняки, мергелистые известняки	
6	4.7-5.2	K_1		d_5	Толстослоистые, плотные известняки ургонского фациеса, доломиты	
7	5.0-5.6	J		d_6	Порфиритовые вулганогенные образования, аспидопобные и глинистые сланцы	
8	5.7-6.3	γ		ф	Гранитоиды, диориты и им подобные породы	Гранитный слой
9	6.4-6.7	δm			Гнейсомигматитовые метаморфические комплексы	
10	7.1-7.6	ν_3			Базальтоиды, лейцито-нефелиновые базальты	Базальтовый слой
11	7.6-7.8	ν_2			Пироксениты, пикритобазальты	
12	7.9-8.0	ν_1			Габроиды, перидотиты, ультрабазиты	
13	8.2	M			Мантийные ультрабазиты, эклогиты	Мантия

Литература.

1.Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лорткипанидзе М.Б., Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. 1974, Геотектоника, №1.

2.Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф.. и др., Строение земной коры в восточной части Черного моря по данным глубинного сейсмического зондирования. Москва, 1966, Океанология, том VI, вып.1.

3.Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. Москва, 1989, «Наука», 208с.

4.Туголесов Д.А., Современная структура Черноморской впадины. 1976, Советская геология, №7, с.72-86.

5.Туголесов Д.А., Горшков А.С., и др. Геологическое строение Черноморской впадины. ДАН СССР, 1983, Т.269, №2, с.440-444.

შავი ზღვის აღმოსავლეთ სექტორის სიღრმული აგებულება და აჭარა-თრიალეთის ზონის დასავლეთით აკვატორიაში გაგრძელების საკითხები

გამყრელიძე ნ., ღონღაძე ს., იავოლოვსკაია ო., გამყრელიძე მ., ქირია ჯ., ღლონტი ნ., მინდელი პ., ადიკაშვილი ლ., ნიკოლაიშვილი მ.

რეზიუმე

სტატიაში მოყვანილია კომპლექსური გეოფიზიკური კვლევების ზოგიერთი შედეგი საქართველოს ნაციონალური გრანტის ,,რიონ-მტკვრის დეპრესიის სიღრმული გეოლოგიური აგებულება და მისი ნავთობგაზიანობა შავი ზღვის საქართველოს სექტორით" თემატიკიდან. ამასთან დაკავშირებით გამოყენებულია გეოფიზიკური ინტერპრეტაციის უახლესი მეთოდები: სეისმოტომოგრაფია, სეიემოსტრატიგრაფია და პოტენციალური ველების ტრანსფორმაციის ხერხები.

ამ ნაშრომის თანახმად შავი ზღვის აუზის მიწის ქერქი შედგება 5-22კმ სიმძლავრის დანალექი ფენის და კონსოლიდირებული ქერქისაგან. თავის მხრივ ორივე იყოფა მსხვილ სტრატიგრაფიულ ერთეულებად. ყველაზე მცირედ, ოთხ ნაწილად, განსხვავებული პეტროლოგიურ-პეტროფიზიკური შემადგენლობით.

კონსოლიდირებული ქერქი, თავის მხრივ, იყოფა ,,გრანიტულ" და ,,ბაზალტურ" ჰორიზონტებად, მათი სიმძლავრეების თანაფარდობა დაახლოებით 1:3. აქ უნდა ხაზი გაესვას იმას, რომ გრანიტული ჰორიზონტის ტომოსიჩქარული იზოხაზები სხვადასხვა სიმძლავრისაა, და თუნდაც ,,ძაფისებრივი" ვრცელდება ყველგან, რაც კლასიკური სეისმომეტრიით ვერ დაიკვირვება, რადგან მასზე ტალღების გარდატეხვა არ ხდება ფენის მცირე სიმძლავრის გამო. ,,ბაზალტური" ჰორიზონტი ,ქერქის ტიპის მიუხედავად, სამ ფენად იყოფა. შავი ზღვის აუზში კონსოლიდირებული ქერქი წარმოდგენილია ორი ტიპით-კონტინენტალური და ოკეანური. პირველი, აუზს შემოფარგლავს წრიულად 60-75კმ-იანი ზოლით, იშვიათად 100-120კმ, სიმმძლავრით 30-40კმ. შემდეგ, აკვატორიის სიღრმეში განვითარებულია ოკეანური ქერქი 10-18კმ სიმძლავრით. ამ ტიპის ქერქის შემადგენელი ნაწილები ტომოსიჩქარული პარამეტრებით ჰეტეროგენულია და ძალიან არაერთგვაროვანი, მაგრამ იმავე პარამეტრებით მკვეთრადაა დანაწევრებული შემადგენელ ფენებად. ,,ბაზალტური" ფენის ძირი გამოიყოფა 7.7-7.9კმ/წთ სიჩქარით და ტომოგრაფიულ ჭრილებში მის ქვემოთ არ არის სიჩქარული იზოხაზები, ან ზოგჯერ იქვე ერთეულ კმ-ში გადის 8.0-8.12კმ/წთ სიჩქარის იზოხაზი. ამ იზოხაზების ქვემოთ ჭრილებზე სიჩქარული არაერთგვაროვნება არ დაიკვირვება, ამგვარად ამ იზოხაზებით დამაჯერებლად შეგვიძლია გამოვყოთ მოხოს საზღვარი, გარდატეხილი სეისმური ტალღები კი ზედა მანტიის სიჩქარულ არაერთგვაროვნებამდე ვერ აღწევენ.

შავი ზღვის აღმოსავლეთ სექტორის ნაწილში სსწ მეთოდით შედგენილია მორფოსტრუქტურული რუკები ყველა სტრატიგრაფიულ ჰორიზონტზე, დაწყებული შუა იურიდან ზღვის ფსკერამდე და დადგენილია ურთიერთკავშირი კოლხეთის დაბლობზე მათ ანალოგებთან.

Глубинное строение Восточного сектора Черного моря и вопросы о продолжении Аджаро - Триалетской зоны на запад в акваторию.

Гамкрелидзе Н.П., Гонгадзе С.А., Яволовская О.В., Гамкрелидзе М.И., Кириа Д.К., Глонти Н.Я., Миндели П.Ш., Адикашвили Л.Н., Николаишвили М.М.

Резюме

В статье приведены некоторые результаты комплекса геофизических исследований по тематике национального гранта Грузии «Глубинное геологическое строение и нефтегазоносность Рионско-

Куринской депрессии с Грузинским сектором Черного моря». При этом использованы новейшие способы интерпретации сейсмотомографии, сейсмостратиграфии и потенциальных полей.

Согласно этой работе земная кора Черноморского бассейна состоит повсюду из мощного 5-22 км осадочного слоя и консолидированной коры. Они оба делятся на крупные стратиграфические элементы. По крайней мере, на четыре части мезокайнозоя и на консолидированную кору – иного петролого-петрофизического состава.

Консолидированная кора сама по себе делится на «гранитный» и «базальтовый» горизонты, соотношение их по мощности примерно равно 1:3. Здесь следует подчеркнуть, что томоскоростная изолиния, соответствующая гранитному горизонту разной мощности, хотя бы «ниточкой», прослеживается всюду, а классической сейсмометрией она не обнаруживается, поскольку по ней преломление волн не может происходить из-за маленькой мощности. «Базальтовый» горизонт делится на три слоя независимо от типа коры. В части бассейна акватории консолидированная кора представлена двумя типами – континентальным и океаническим. Первый окаймляет вкруговую бассейн полосой шириной в среднем 60-75 км, редко 100-120 км, и мощностью 30-40 км. Далее, вглубь акватории развита океаническая кора мощностью 10-18 км. Составные части этих типов коры по томоскоростным параметрам гетерогенны и весьма неоднородны, но по тем же параметрам четко разделяемы по составным слоям. Подошва «базальтового» горизонта выделяется скоростью 7.7-7.9 км/сек и ниже его в томоразрезах нет изоскоростных линий, или, порой, тут же в единичных километрах проходит изолиния скорости 8.0-8.12 км/сек. Ниже этих изолиний в разрезах скоростная неоднородность не наблюдается, следовательно, по этим изолиниям уверенно можно выделить границу Мохо, а сейсмические преломляющие волны, вероятно, до скоростной неоднородности верхней мантии не достигают.

По Восточному Черному морю по данным ОГТ составлены морфоструктурные карты по всем стратиграфическим горизонтам, начиная со средней юры и выше до поверхности дна воды включительно, и установлено взаимное отношение их с аналогичными горизонтами Колхиды.

Deep structure of Eastern sector of the Black Sea and some questions of the western continuation of Adjara-Trialeti zone into the water area.

Gamkrelidze N., Ghonghadze S., Yavolovskaya O., Gamkrelidze M., Ghlonti N., Kiria D., Mindeli P., Adikashvili L., Gamkrelidze D., Kobzev G.

Abstract

The article describes some results of a set of geophysical investigations carried out within the framework of Georgian national grant “Deep geological structure and oil and gas bearing of the Rioni-Mtkvari depression with the Georgian section of the Black Sea”. These investigations used up-to-date methods of interpretation of seismic tomography, seismic stratigraphy etc. of potential fields.

According to this work the Earth’s crust of the Black Sea basin is made up everywhere of thick (5-22km) sedimentary layer and consolidated crust. Both of them are made up of huge stratigraphic elements. There are at least four Meso-Cainozoic parts and a consolidated crust of different petrologo-petrophysical composition.

The consolidated crust itself is divided into a “granite” and “basalt” horizons, the thicknesses of which are related to each other as 1 to 3. Here we must note that tomo-velocity isoline that corresponds to granite horizon is traceable everywhere (though of different thickness), while the classic seismometry cannot detect it, because no refraction of waves can take place along it due to its little thickness. The “basalt” horizon is divided into three layers independently of the crust’s type. In the water part of the basin the consolidated crust is of two types – continental and oceanic. The first one encircles the basin in the shape of strip of 60-75km rarely 100-120km breadth and 30-40 km thickness. Further towards the depth of the water part the oceanic crust is developed up to the thickness of 10-18km. From the point of tomo-velocity parameters, the integral parts of such type of a crust are rather heterogeneous, though by the same parameters they may be clearly differentiated by the layers that make them up. The base of the “basalt” horizon is characterized by the velocity 7.7-7.9 km/sec and below in tomo-sections there are no iso-velocity lines or, sometimes, in a few kilometers there are isolines of 8.0-8.12 km/sec. velocity. Lower of these isolines in the sections the velocity heterogeneity is not observable, therefore, it is possible to trace confidently the boundaries of Moho by these

isolines, while the seismic refracted waves do not probably reach the velocity heterogeneity of the upper mantle.

For the Eastern Black Sea on the ground of the data of the method of common deep point morphostructural maps for all the stratigraphic horizons are worked out starting from Middle Jurassic and higher up to the surface of the bottom included and their relations with the similar horizons of the Colchis were established.

მიხეილ ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ. LXVII, 2017
Transactions of Mikheil Nodia Institute of Geophysics, vol. LXVII, 2017
Труды Института геофизики им. Михаила Нодиа, т. LXVII, 2017

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ ПРИ РАЗРАБОТКЕ ГРУЗИНСКИХ НАЦИОНАЛЬНЫХ ПРИЛОЖЕНИИ К ЕВРОКОДУ-8

[1,2]Арабидзе В.Г., [1,3]Гогмачадзе С.А.

[1] Институт Геофизики им. Михаила Нодиа, Тбилисского Государственного Университета им. Ив. Джавахишвили, 0160, Тбилиси, улица М. Алексидзе 1.
[2] Грузинский Аграрный Университет, 0159, Тбилиси, проспект Давида Агмашенебели 240 (v.arabidze@agruni.edu.ge)
[3] Грузино-Американский Университет, 0160, Тбилиси, улица М. Алексидзе 8 (sergogogmachadze@gmail.com).

Для дальнейшего экономического развития страны одним из вожнейшим вопросом является переход от строительных норм (нормы проектирования Грузии) к Европейским стандартам EUROCODE и разработка национальных приложений. Как известно вся территория Грузии является сейсмически активным регионом, поэтому обязательно детальное изучение Еврокода-8 (часть 1-6) и разработка таких национальных приложении, в которых будут учитываются основные вопросы сейсмического микрорайонирования и снижения сейсмического риска.

Расмотрим несколько вопросов, относяшихся к наклону рельефа, обвадненности грунтов, типизации грунтов и влиние резких изменении динамических (волновых) характеристик геологических слоев на интенсивность сейсмического воздействия.

1. По строительным нормам: НП 01.01-09 (Грузия) глова 3, пункт 17 [1], СНиП II-7-81* (Россия) параграф 1.5 [2] -" Площадки строительства с крутизной склонов более 15°, близостью плоскостей сбросов, сильной нарушенностью пород физико-геологическими процессами, просадочностью грунтов, осыпями, обвалами, плывунами, оползнями, карстом, горными выработками, селями являются неблагоприятными в сейсмическом отношении. При необходимости строительства зданий и сооружений на таких площадках следует принимать дополнительные меры к укреплению их оснований и усилению конструкций." Несмотря на то, что упомянутые факторы могут вызвать увеличение значении пиковых сейсмических ускорении и изменение диапазона резонансных частот, они в явном виде не рассматриваются в Еврокоде 8 часть 1, поетому вопрос учета локальных неблагоприятных инженерно-геологических и инженерно-сейсмологических факторов являетс актуальным при разработке национальных приложении.

2. Как известно скорост распространения поперечных волн не зависит от того обводненные грунты или нет, поетому значение V_S или V_{S30} будут соответственно одинаковые при сухих и обвадненных грунтах и упругая реакция, определяемая по параграфу 3.2 Еврокода 8 [3], тоже будет расчитиватся одинакого. Анализ данных по макросейсмическим обследованиям землетрясений (Рача-Имерети 1991 [4], Рача 2009 [5], Тбилиси 2002 [6] и др.) показивает, что одинаковые по конструктивным видам здания рассположенные в одинаковых сухих или обводненых грунтах принимают разные сейсмические реакции, что в основном вызвано большой разницей значений скоростей продолных волн и соответственно разницей в сейсмических жесткостях и деформационных свойсвтах грунтов основании. Таким образом вопрос актуален и должен учитыватся при разработке национальных приложении в качестве примечании или отдельных ссилок на нормативные документы по сейсмическому микрорайонированию.

3. В Еврокоде-8 для классификации сейсмических характеристик грунтов используются пять основных (A, B, C, D, E) и два дополнительных (S1, S2) типов (таблица 3.1 [3]). Обратим внимание на грунтах типа E. Они представляют аллювиальные поверхности, состоящие из грунтов типа C, D толшиной 5-20 метров расположенные на скальных грунтах типа A и имеют максимальные значения спектральных реакции при первых типах землетрясении (рис. 1. а, б).

а) б)

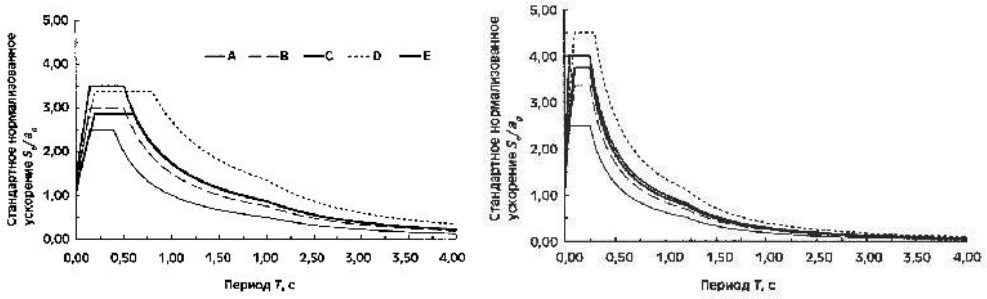


Рис. 1
Упругие спектры реакции для различных типов грунтов:
а) спектры 1-ого типа; б) спектры 2-ого типа.

Следует отметит что при некоторых других комбинациях грунтов возможно получить высокие значения V_{S30} при небольшом значении мощностей слабых грунтов. На пример рассмотрим модель двухслойной среды с вверх расположенным слабым грунтом типа D и подстеляющим под ним плотного грунта типа B (рис. 2)

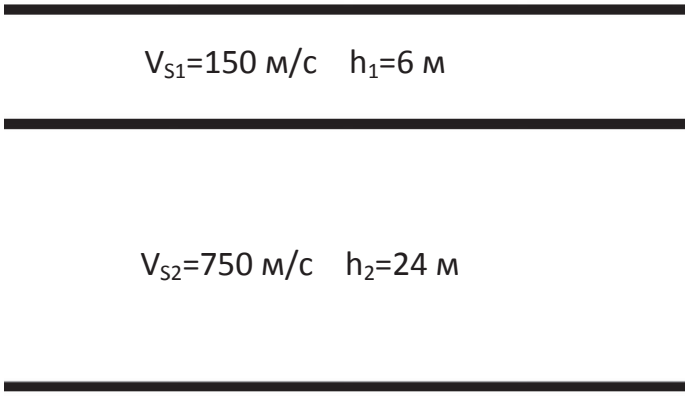


Рис. 2
Модель двухслойной среды.

Вычислим значение V_{S30} по формуле

$$v_{s,30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{v_i}}, \qquad (1)$$

где, h_i и v_i - соответственно мощность и скорость распространения поперечных волн i -ого слоя. Получем что,

$$V_{S30} = 30 / (6 / 150 + 24 / 750) = 30 / (0.04 + 0.032) = 30 / 0.072 = 416.7 \text{ м/с}$$

По полученному результату грунты (по еврокоду-8) должны быть отнесены к типу B и для них максимальное значение упругого спектра реакции относительно меньше чем у грунтов типа D или E.

По строительным нормам: НП 01.01-09 (Грузия) глова 3, пункт 19, таблица 1, примечание 2 [1] и СНиП II-7-81* (Россия) параграф 1.5*, таблица 1*, примечание 1* [2] – “Отнесение площадки к I категории по сейсмическим свойствам допускается при мощности слоя, соответствующего I категории, более 30 м от черной отметки в случае насыпи или планировочной отметки в случае выемки. В случае неоднородного состава грунта площадки строительства относится к более неблагоприятной категории по сейсмическим свойствам, если в пределах 10-метрового слоя

грунта (считая от планировочной отметки) слой, относящийся к этой категории, имеет суммарную толщину более 5 м."

Учитывая выше изложенное в нашем примере грунты должны быть отнесены к III категории, соответственно к типу D или E с более высокими значениями упругого спектра реакции.

Вопрос типизации грунтов по сейсмическим свойствам и влияние резких изменении динамических характеристик слоев на интенсивность сейсмического воздействия является весма актуальным и тебует детальной разработки прежде чем принять национальные приложения Грузии к Еврокоду – 8.

Литература

1. НП 01.01-09 Сейсмостойкое строительство (Нормы проектирования Грузии).
2. СНиП II-7-81* (2000) Сейсмостойкое строительство (Россия).
3. Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance - Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings;
4. Инженерный анализ последствий Рачинского землетрясения 1991г. В Грузии. Изд. «Мецниереба», Тбилиси 1996. 235 с.
5. Онское Землетрясение 8 сентября 2009 года. Бюро судебной экспертизы им. Левана Самхараули, Тбилиси, 2011. 95 с.
6. Материалы Тбилисского землетрясения 25 апреля 2002 года. Изд. «Мермиси», Тбилиси, 2005. 268 с.

სეისმური მიკროდარაიონების ძირითადი მოთხოვნების გათვალისწინება „ევროკოდი-8"-ის ქართული ეროვნული დანართების დამუშავებისას

არაბიძე ვ., გოგმაჩაძე ს.

რეზიუმე

სტატიაში განხილული და გაანალიზებულია „ევროკოდი-8"-ის ეროვნულ დანართებში გასათვალისწინებელი რამდენიმე მნიშვნელოვანი საკითხი, ისეთები როგორიცაა: რელიეფის დახრილობის, გრუნტრბის გაწყლიანების, გრუნტების ტიპების მკვეთრი ცვლილების და სხვა ფაქტორების გავლენა სეისმური ზემოქმედების ინტენსიობაზე. მოყვანილია მაგალითი, რომელიც გვიჩვენებს თუ რომელ საკითხებზე უნდა გამახვილდეს ყურადღება ევროკოდი-8-ის ქართული ეროვნული დანართის დამუშავებისას.

Некоторые вопросы сейсмического микрорайонирования при разработке грузинских национальных приложении к еврокоду-8

Арабидзе В.Г., Гогмачадзе С.А.

Реферат

В статье рассматриваются некоторые вопросы сейсмического микрорайонирования и снижения сейсмического риска, связанные с разработкой Грузинских национальных приложений к Европейским стандартам, в частности к Еврокоде -8 (часть 1).

SOME QUESTION SEISMIC MICROZONING IN THE DEVELOPMENT OF GEORGIAN NATIONAL APPENDIX TO EUROCODE-8

Arabidze V., Gogmachadze S.

Abstract

The paper discusses some of the issues of seismic micro-zoning, which should be considered when developing national annexes to Eurocode 8, part 1. These issues include: effect of the slope terrain, water intrusion in soils, drastic changes in soil types and other factors on the intensity of the seismic action.

მიხეილ ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ.LXVII, 2017
Transactions of Mikheil Nodia Institute of Geophizics, vol. LXVII, 2017
Труды Института геофизики им.М.Нодиа, т.LXVII, 2017

თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის II კორპუსის ყოფილ ფიზიკის ფაკულტეტის გეოფიზიკის კათედრის გრავიმეტრიულ ლაბოროტორიაში ჩატარებული დახრისმზომითი დაკვირვებების შედეგები

[1]აბაშიძე ვ., [1]ჭელიძე თ., [1]ცაგურია თ., [2]საყვარელიძე ე., [1]დოვგალი ნ.,
[1]დავითაშვილი ლ., [2]ქუთელია გ.

[1]ივ.ჯავახისვილის სახ.თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მ. ნოდიას
სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტი, 0160, თბილისი, მ. ალექსიძის ქ. № 1 , abash_geo@hotmail.com
[2] ივ. ჯავახიშვილის სახ.თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი, 0179, თბილისი,
ილ.ჭავჭავაძის პრ. №1, evgeni.sakvarelidze@tsu.ge

2015 წლის 13-14 ივნისს მდ. ვერეს აუზში მოსულმა ძლიერმა ნალექმა გამოიწვია მდ. ვერესა და მის შენაკადებზე წყლის დონის მკვეთრი მატება და მეწყერულ-ღვარცოფული პროცესების მასშტაბური ჩასახვა-გააქტიურება. თბილისში საგრძნობლად დაზიანდა და განადგურდა მდ. ვერეს დაბალ ნიშნულზე განლაგებული საცხოვრისები, სხვადასხვა დანიშნულების ინფრასტრუქტურული ობიექტები, შენობა-ნაგებობები და თბილისის ზოოპარკი.

მდ. ვერეს კალაპოტში მოხდა ღვარცოფული ნაკადის ოთხჯერადი შეტბორვა რა დროსაც მდინარის კალაპოტის და ჭალის გარკვეულ უბნებზე მდინარის წყლის დონემ 9-10 მ, ზოგან კი 18-20 მეტრით აიწია. 2015 წლის 13 ივნისს გავლილმა წყლის ხარჯმა, რომელიც დაანგარიშებული იქნა სხვადასხვა ემპირიული ფორმულებით შეადგინა 468 მ^3/წმ[1].

ეს მცირე ამონარიდი "საქართველოს გარემოსა და ბუნებრივი რესურსების დაცვის სამინისტროს ტერიტორიაზე სტიქიური მოვლენების საშიშროების ზოგადი ანალიზი და 2015 წლის 13-14 ივნისს მდ. ვერეს აუზში განვითარებული კატასტროფით გამოწვეული მდგომარეობის წინასწარი შეფასებიდან" იმიტომ მოვიტანეთ, რომ იმ დროს ჩვენ მაღალი სიზუსტის ამერიკული წარმოების დახრისმზომით ვაკვირდებოდით და ვიკლევდით თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის II კორპუსში(ი.ჭავჭავაძის პრ.№3) ყოფილ ფიზიკის ფაკულტეტის გეოფიზიკის კათედრის გრავიმეტრიულ ლაბორატორიაში (სარდაფის სართული) არსებულ საყრდენ გრავიმეტრიული პუნქტის ბეტონის პოსტამენტის მდგრადობას. საქმე ისაა, რომ ეს პუნქტი შეიქმნა 1933 წელს, როცა უნივერსიტეტში ჩამოყალიბდა გეოფიზიკის კათედრა და გრავიმეტრიული ლაბორატორია. ამიტომ საინტერესო იყო გამოგვეკვლია ამ პუნქტის მდგრადობის საკითხი 80 წლის გასვლის შემდეგ. მით უმეტეს, რომ ამჟამად ეს პუნქტი წარმოადგენს კავკასიის ტერიტორიისათვის საყრდენ გრავიმეტრიულ პუნქტს, რომელიც გამოსავალ პუნქტადაა მიღებული ყველა გრავიმეტრიული

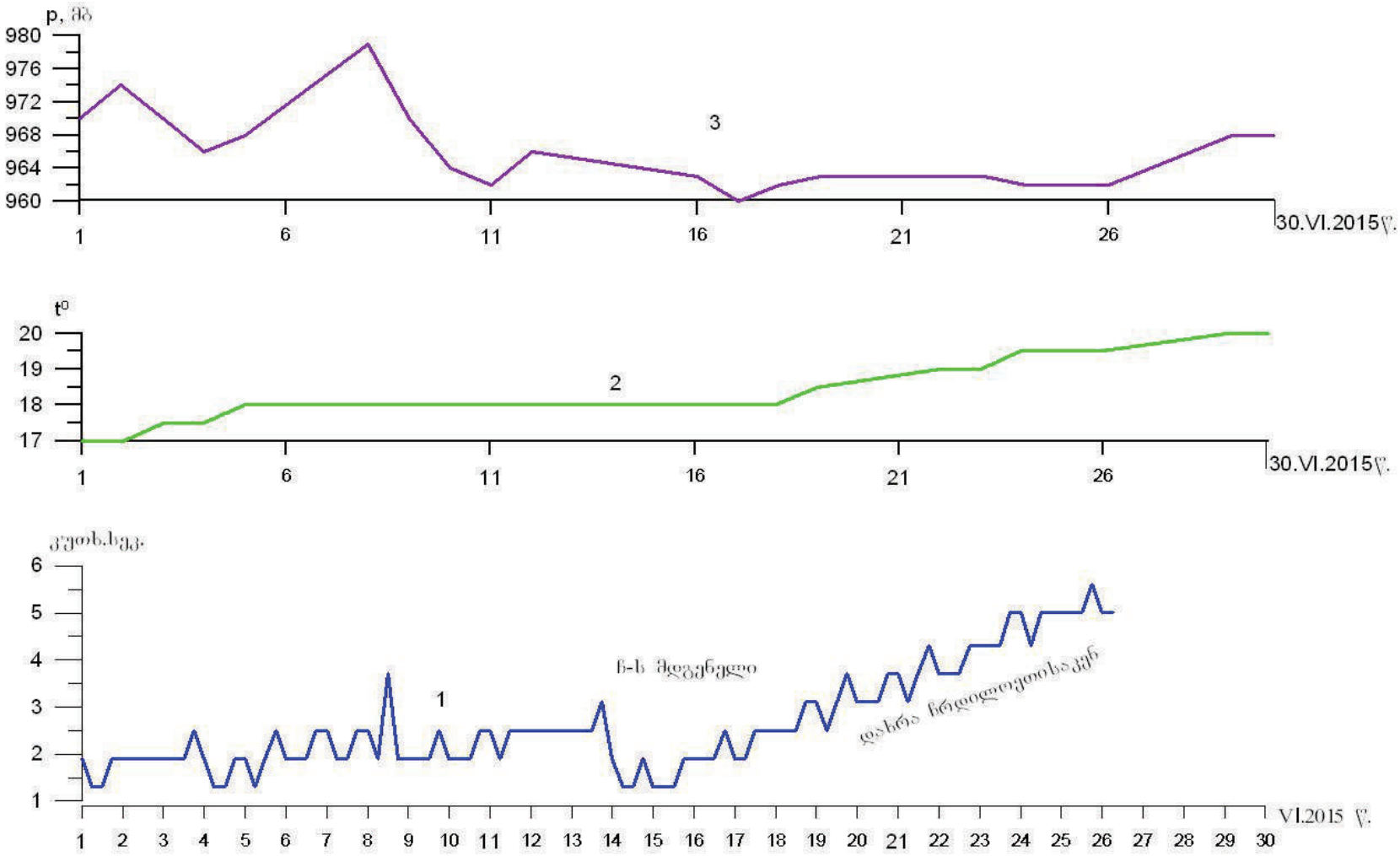
გაზომვებისა და სამუშაოებისათვის. ორწლიანმა სტაციონალურმა დაკვირვებებმა აჩვენა ამ პუნქტის საკმაოდ კარგი მდგრადობა [2]. სწორედ ამ პუნქტზე გრძელდებოდა სტაციონარული დაკვირვებები იმ ავბედით 13-14 ივნისს, როცა თბილისში მოხდა ასეთი ტრაგედია.

გრავიმეტრიული პუნქტის მდგრადობის საკითხის შესასწავლად ჩვენს მიერ გამოყენებულ იქნა მაღალი სიზუსტის ამერიკული წარმოების დახრისმზომი, რომლის მგრძნობიაროზა 0,2 კუთხური სეკუნდია. სიცხადისათვის აღვნიშნავთ, რომ თუ პოსტამენტზე დაყენებული ხელსაწყო დაიხარა 1 კუთხური სეკუნდით, ეს იმას ნიშნავს, რომ 1მ ბაზის მქონე პოსტამენტის კიდე დაიხარა 0.005 მმ ანუ 5 მიკრონით. ასეთი მაღალი სიზუსტის მქონე ხელსაწყო იქნა გამოყენებული აღნიშნული პოსტამენტის მდგრადობის შესამოწმებლად.

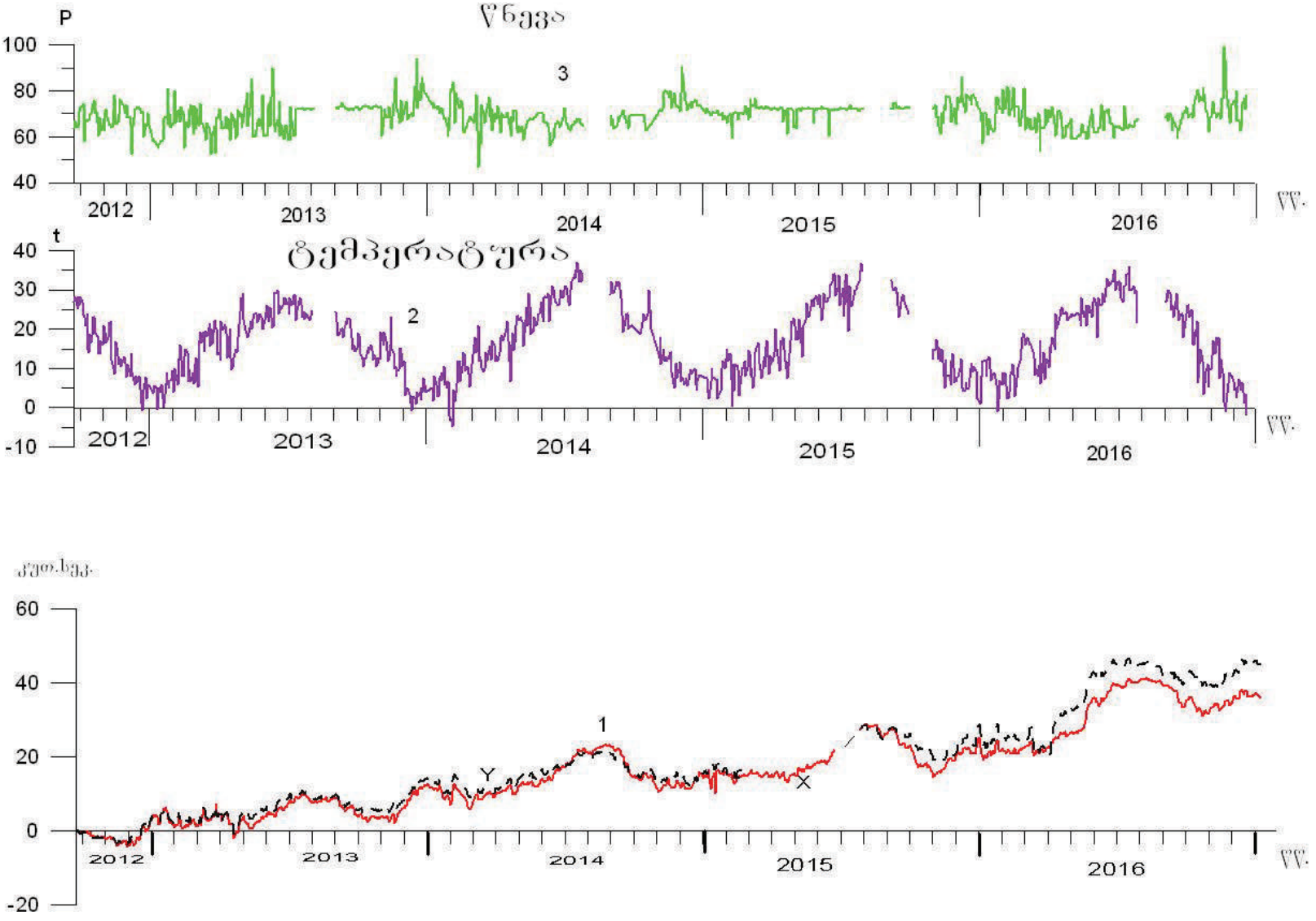
ნახ.1 წარმოდგენილია ხელსაწყოს ჩანაწერის ჩრდილო-სამხრეთის მდგენელი გრაფიკის სახით(1) 2015 წლის 1 ივნისიდან 26 ივნისის ჩათვლით. აქვე დატანილია იმავე დროს იმავე ლაბორატორიაში ტემპერატურის(2) და წნევის(3) ცვლილების მნიშვნელობები გრაფიკების სახით. როგორც წარმოდგენილი გრაფიკიდან ჩანს 1 ივნისიდან 13 ივნისამდე ჩანაწერი 1 კუთხური სეკუნდის ფარგლებში მერყეობდა, თითქმის არ იყო და არც შეიმჩნეოდა პოსტამენტის დახრა. 13 ივნისის შუადღისას მოხდა პოსტამენტის მკვეთრი დახრა, რის შედეგად ხელსაწყომ აჩვენა პოსტამენტის 5-6 სეკუნდამდე დახრა ჩრდილოეთისაკენ ანუ ვერეს ხეობისაკენ. აღსანიშნავია, რომ იმავე პერიოდში ოთახში არც ტემპერატურის და არც წნევის საგრძნობი ცვლილება არ დაფიქსირებულა (ნახ.1-ზე 1, 2 და 3 გრაფიკები). შემდეგ,
ბედის ირონიისა არ იყოს 25 ივნისს ხელსაწყოს ჩამწერი მოწყობილობა გამოვიდა მწყობრიდან და დაკვირვებების აღდგენა შევძელით მხოლოდ ივლისის თვის შუა რიცხვებიდან. ნახ2–ზე მოცემულია ამ პოსტამენტზე დანაკვირვები მასალა 2012 წლის სექტემბრიდან 2016 წლის ბოლომდე.აქვეა დატანილი იმავე პერიოდში ტემპერატურისა და წნევის მონაცემები, რომლებიც აღებულია უნივერსიტეტის პირველი კორპუსის ეზოში მდებარე მეტეოროლოგიური სადგურიდან. წარმოდგენილ ნახაზზე დახრისმზომის ჩანაწერის ივნის-ივლისის თვეებში წყვეტა პუნქტირითაა აღნიშნული. როგორც გრაფიკიდან ჩანს ჩანაწერის აღდგენის შემდეგ როგორც აღმოსავლეთ–დასავლეთის(X) ისე ჩრდილო-სამხრეთის (Y) მდგენელი ჩადგა მწყობრში. წარმოდგენილი მასალიდან ჩანს, რომ პოსტამენტის დახრა ჩრდილო-აღმოსავლეთის მიმართულებით კვლავ გრძელდებოდა. სწორედ ამ მუდმივ დახრაზე გვინდა შევაჩეროთ ყურადღება და მივცეთ მას ახსნა.მართალია ზაფხულის თვეებში ტემპერატურის მკვეთრი ცვლილების კვალი ჩანს დახრებში, მათ პოსტამენტის საერთო დახრაში არ აქვს გადამწყვეტი მნიშვნელობა.დაგეგმილი გვაქვს შევაფასოთ მათ შორის კორელაცია.

13-14 ივნისს რომ მოხდა პოსტამენტის დახრა ვერეს ხეობასაკენ ეს გასაგებია, ვინაიდან როგორც ცნობილია 2015 წლის 13 ივნისის ღამეს მოსულმა ნალექმა(Q=100-150 მმ) 3-4 საათის განმავლობაში კოკისპირულმა წვიმამ გამოიწვია მდ. ვერეს სწრაფი ადიდება, რასაც მოჰყვა გიგანტური ღვარცოფი. დაწყებული თამარაშვილის მაგისტრალიდან მზიურის გავლით ზოოპარკსა და გმირთა მოედანამდე მდ. ვერეს კალაპოტში მოხდა ღვარცოფული ნაკადების ოთხჯერადი შეტბორვა.ამ დროს მდინარის კალაპოტის და ჭალის გარკვეულ უბნებზე მდინარის წყლის დონემ 9-10 მ და ზოგან 18-20 მეტრით აიწია. ამიტომ ნახ.1- წარმოდგენილ გრაფიკზე 13-14 ივნისის პერიოდში პოსტამენტის დახრა ვერეს ხეობისაკენ 5-6 კუთ. სეკ. გასაგებია. მაგრამ დღიდან ხელსაწყოს დაყენებისა(20.IX.2012 წ.)პოსტამენტის მუდმივი დახრა ჩრდილო-აღმოსავლეთით ახსნას საჭიროებს. 20.IX.2012 დაწყებული 2016წ. ბოლოსათვის პოსტამენტის დახრამ 40-45 კუთხურ სეკ. შეადგინა (ნახ.2). ეტყობა ეს დახრა კვლავ გაგრძელდება.

პირველ რიგში საინტერესოა გავიგოთ ეს დახრა მარტო ამ პოსტამენტს ეხება თუ უნივერსიტეტის II კორპუსის შენობაც განიცდის ასეთივე დახრას? დაკვირვებებს გავაგრძელებთ საკითხის საბოლოო გადაწვეტამდე.



ნახ 1. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის II კორპუსში(ჭავჭავაძის გამზირი №3) ყოფილი ფიზიკის ფაკულტეტის გეოფიზიკის კათედრის გრავიმეტრიულ ლაბორატორიაში (სარდაფის სართული) დაყენებული მაღალი სიზუსტის დახრისმზომის ჩანაწერი (1) 2015 წლის ივნისის თვეში, იმავე ოთახში ტემპერატურის (2) და წნევის(3) გრაფიკებთან ერთად.



ნახ. 2 თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის II კორპუსის, ყოფილი ფიზიკის ფაკულტეტის გეოფიზიკის კათედრის გრავიმეტრიულ ლაბორატორიაში დაყენებული დახრისმზომის(1),ტემპერატურის(2) და წნევის(3) მონაცემების გრაფიკები 2012 წლის 20 სექტემბრიდან 2016 წლის ჩათვლით

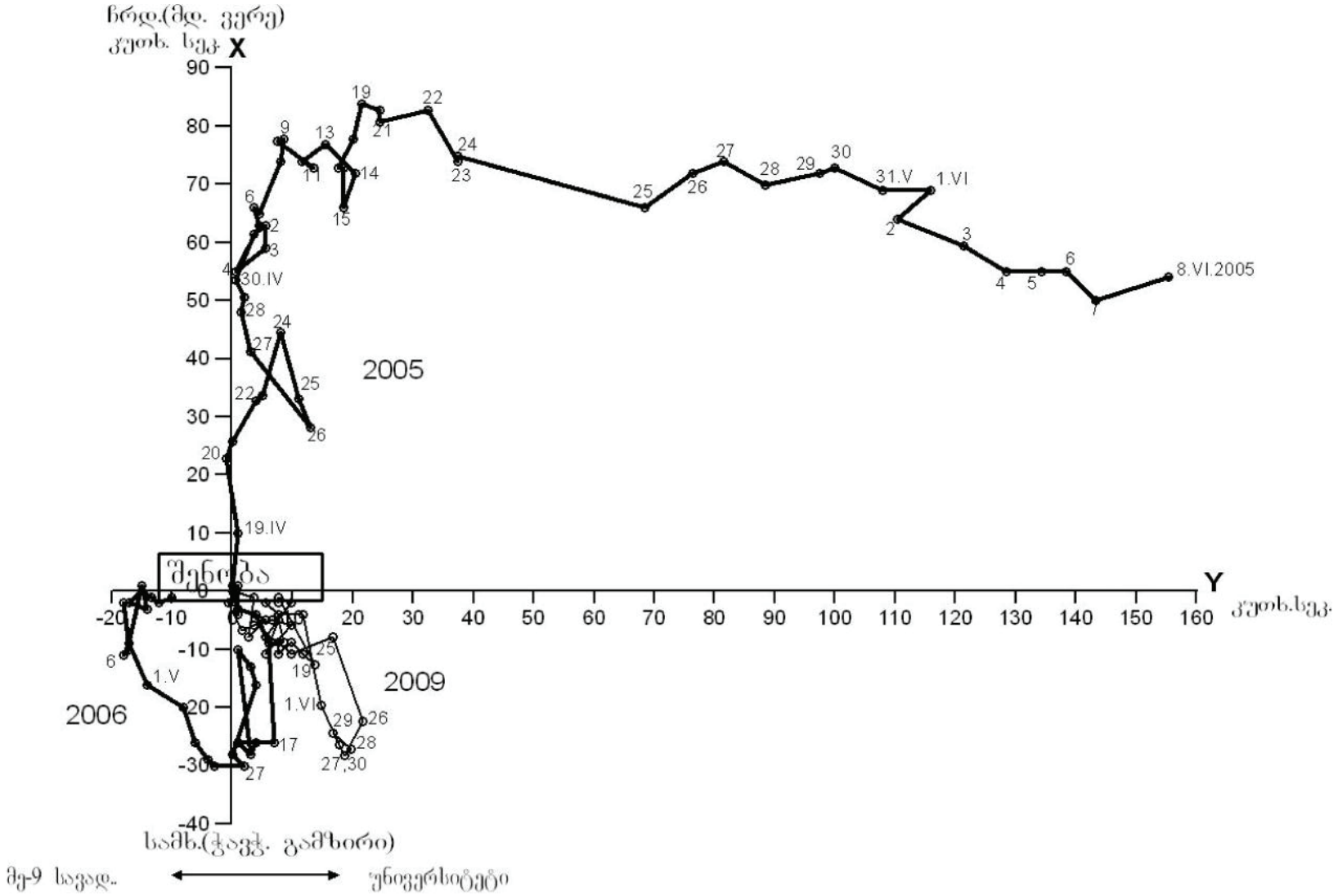
როგორც ცნობილია, ამ ბოლო დროს შენობების უმრავლესობა შენდება ფუნდამენტის გამოკვლების გარეშე(ეს რა თქმა უნდა უნივერსიტეტის შენობას არ ეხება), რის შედეგად არავინ არ იცის რა დღეშია ამ შენობების მდგრადობა. ამ მიმართულებით მოვიყვანთ ორ მაგალითს.

2005 წელს იმავე ჭავჭავაძის პრ.№13-ის მაცხოვრებლებისაგან მივიღეთ თხოვნა შეგვესწავლა მათი 12 სართულიანი შენობის მდგრადობის საკითხი. 2005 წელს ჩვენს მიერ შენობის სხვენზე დაყენებულ იქნა მაღალი სიზუსტის ამერიკული დახრისმზომი [4].დაკვირვებები მიმდინარეობდა 2005 წლის 15 აპრილიდან 8 ივნისის ჩათვლით. შენობა დაკვირვების დაწყებისთანავე უჩვენებდა დიდ დახრებს მდ. ვერეს ხეობისაკენ და სახელმწიფო უნივერსიტეტისაკენ (ნახ.3). იმავე წელს შენობას ფუძეში ჩაუტარდა გამაგრებითი სამუშაოები. განმეორებითმა გაზომვებმა, რომლებიც ჩაუტარდა შენობას 2006 და 2009 წლებში უჩვენა საკმაოდ კარგი მდგრადობა, რაც კარგად ჩანს 2006–2009 წლებში ჩატარებული განმეორებითი გაზომვებიდან (ნახ. 3).

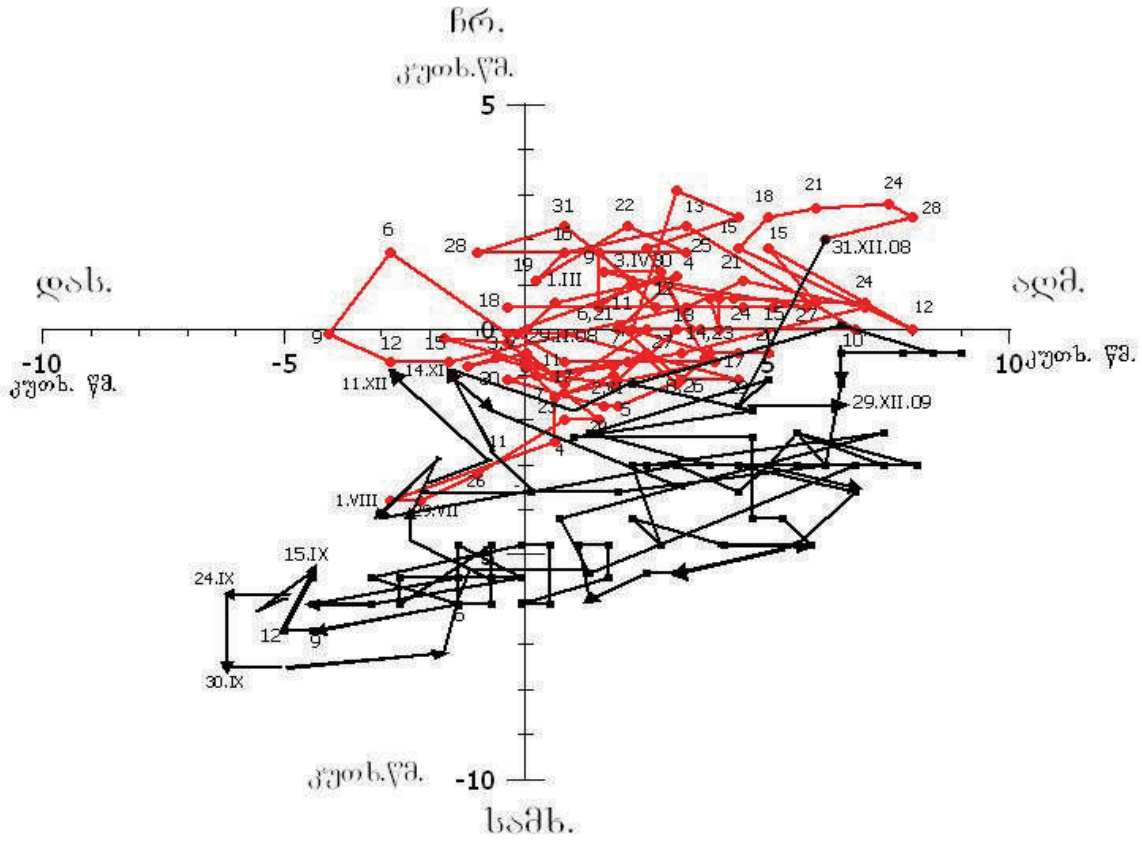
სამების საკათედრო ტაძრის დირექციის თხოვნით 2005-2010 წლებში შენობის მდგრადობის კონტროლოს მიზნით ჩვენს მიერ ჩატარდა დახრისმზომითი სტაციონარული დაკვირვებები. ტაძრის ზედა ყელზე სპეციალურად გაკეთებულ ბეტონის პოსტამენტზე დახრისმზომი დაყენებულ იქნა 2005 წლის სექტემბერში. ხელსაწყო შენობის შესაძლო რყევებს აფიქსირებდა ორი მიმართულებით : ჩრდილო სამხრეთით (X მდგენელი) და აღმოსავლეთ-დასავლეთით (Y მდგენელი). პირველ ხანებში დაკვირვებები ტარდებოდა ვიზუალურად დღეში ერთჯერ. ხოლო შემდეგ დაკვირვებები ჩატარდა ავტომატურ რეჟიმში 12 საათიანი ბიჯით მონაცემთა დამგროვებლით (“დატა-ლოგერით”). დაკვირვებები ტარდებოდა 2010 წლამდე. მთელი ამ ხნის მანზილზე არცერთი მიმართულებით არ დაფიქსირებულა შენობის ანომალური გადახრა. როგორც წარმოდგენილი გრაფიკიდან ჩანს, შენობა ადგილზე განიცდის მიკროდეფორმაციებს , რომელიც შეიძლება გამოწვეული იყოს ატმოსფერული მოვლენებით: წნევის, ტემპერატურის, ქარის, ნალექიანობის ცვალებადობით და არა ფუნდამენტის არამდგრადობით.

მაგალითასთვის მოგვყავს 2008-2009 წწ. დახრების ვექტორული დიაგრამა, საიდანაც კარგად ჩანს შენობის სტაბილურობა, რომელიც ადგილზე განიცდის მიკროდეფორმაციებს (ნახ.4). ასეთივე სურათი იქნა მიღებული ამ შენობაზე წინა წლების მონაცემებითაც, რაც ჩვენი აზრით გასაგებია, ვინაიდან ჩვენ თვითონ ვართ თვითმხილველი , როცა გეოფიზიკის ინსტიტუტიც მონაწილეობდა ამ შენობისათვის განკუთვნილ ფუნდამენტის სპეციალურ გამოკვლევებში და მისი სიმტკიცე ყოველმხრივ იქნა შესწავლილი.

აქედან გამომდინარე მიგვაჩნია, რომ დღეისათვის თბილისში წარმოებული მშენებლობების ბუმის პირობებში ყოვლად დაუშვებელია შენობების აგება ფუნდამენტის ვარგისიანობის წინასწარი გეოლოგიური და გეოფიზიკური გამოკვლევის გარეშე. ხოლო უკვე აშენებული, განსაკუთრებით მაღალსართულიანი კორპუსების მდგრადობის საკითხის შესასწავლად ჩვენ მზად ვართ ვითანამშრომლოთ სათანადო ორგანიზაციებთან, თუ მათი ინტერესი და სურვილი იქნება.



ნახ.3 ი. ჭავჭავაძის. პრ. №13 საცხოვრებელი სახლის მდგრადობის ვექტორული დიაგრამა 2005 წ.15.IV.- 8.VI , 2006.წ. 14.1.V.-15.V. და 2009 წ. 1.V.-4.VI ჩათვლით.



ნახ.4 სამების ტაძრის შენობის დახრების ვექტორული დიაგრამა 2008-2009 წლების განმავლობაში სამების საკათედრო ტაძარზე დახრისმზომითი დაკვირვების შედეგები(2005-2010 წლებში შესრულებული სამუშაოების ყოველწლიური ანგარიშები (გეოფიზიკის ინსტიტუტისა და სამების საკათედრო ტაძრის ფონდები)

ლიტერატურა

1.თ.ბაგრატია, მ.გაფრინდაშვილი, რ. ჭითანავა, ემ.წერეთელი, მ.ჩალათაშვილი, ლ.ქებულაძე, ტ.ბერიძე და სხ.
თბილისის ტერიტორიაზე სტიქიური მოვლენების საშიშროების ზოგადი ანალიზი და 2015 წლის 13-14 ივნისს მდ. ვერეს აუზში განვითარებული კატასტროფით გამოწვეული მდგომარეობის წინასწარი შეფასება. გარემოს ეროვნული სააგენტო. თბილისი, 2015,114 გვ.
2. Абашидзе В.Г., Цагурия Т.А., Сакварелидзе Е.А., Кутелия Г.А. Еще раз об опорном гравиметрическом пункте и эталонировочном полигоне в Тбилиси.
Тр. Инс. геофизики им. М.З.Нодиа, т.LXV. 2015 , с.3-8.
3.კერესელიძე ზ., შერგილაშვილი გ.
მდ. ვერეს 13.06.2015 წლის წყალმოვარდნა და დახურული კალაპოტის ჰიდროდინამიკური პრობლემა. ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მ. ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტუტის შრომები ტ.LXVI . თბილისი, 2016, გვ.199-220.

4. Абашидзе В.Г., Челидзе Т.Л., Цагурия Т.А., Кобахидзе Т.В.
Оценка устойчивости высотного жилого здания на пр. И.Чавчавадзе г. Тбилиси наклономерными наблюдениями.
Тр.Института геофизики им. М.З.Нодиа т.LXI. 2009, с.15-19
5. აბაშიძე ვ., ცაგურია თ., კობახიძე თ, დავითაშვილი ლ.
სამების საკათედრო ტაძარზე დახრისმზომითი დაკვირვების შედეგები(2005-2010 წლებში შესრულებული სამუშაოების ყოველწლიური ანგარიშები(გეოფიზიკის ინსტიტუტისა და სამების საკათედრო ტაძრის ფონდები)

თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის II კორპუსის ყოფილ ფიზიკის ფაკულტეტის გეოფიზიკის კათედრის გრავიმეტრიულ ლაბოროტორიაში ჩატარებული დახრისმზომითი დაკვირვებების შედეგები

აბაშიძე ვ., ჭელიძე თ.,ცაგურია თ., საყვარელიძე ე.,დოვგალი ნ.,
დავითაშვილი ლ. ქუთელია გ.

რეზიუმე

სტატიაში წარმოდგენილია თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის II კორპუსში ყოფილი ფიზიკის ფაკულტეტის გეოფიზიკის კათედრის გრავიმეტრიულ ლაბორატორიაში არსებულ საყრდენ გრავიმეტრიულ პუნქტზე მაღალი სიზუსტის ამერიკული წარმოების დახრისმზომით ჩატარებული დაკვირვებების შედეგები. ნაჩვენებია, რომ 2012–2016 წლებში ჩატარებული კვლევებით აღნიშნული პუნქტი განიცდის სისტემატიურ დახრას მდ. ვერეს ხეობისაკენ. ახლა გასარკვევია ეს მარტო ამ პოსტამენტს ეხება თუ უნივერსიტეტის II კორპუსიც განიცდის ვერეს ხეობისაკენ დახრას. დაკვირვებები გრძელდება.

სტატიაში აგრეთვე მოყვანილია გეოფიზიკის ინსტიტუტის მიერ 2005–2010 წწ. ჩატარებული ჭავჭავაძის პრ.№ 13–ში 12 სართულიანი საცხოვრებელი სახლის და სამების საკათედრო ტაძრის შენობის მდგრადობის კვლევის შედეგები.

Результаты наклономерных наблюдений, проведенных во II корпусе Тбилисского госуниверситета в гравиметрической лаборатории кафедры геофизики бывшего физического факультета.

Абашидзе В.Г., Челидзе Т.Л., Цагурия Т.А., Сакварелидзе Е.А., Довгаль Н.Д., Давиташвили Л.А., Кутелия Г.А.

Реферат

В статье представлены результаты высокоточных наклономерных наблюдений, проведенных на опорном гравиметрическом пункте, находящегося во II корпусе госуниверситета в гравиметрической лаборатории кафедры геофизики бывшего физического факультета.

Показано, что на основе проведенного исследования за 2012-2016 гг., постамент гравиметрического пункта испытывает систематический наклон в сторону оврага р. Вере. Последующими наблюдениями надо выяснить только постамент гравиметрического пункта наклоняется в сторону р. Вере или и само здание II корпуса Университета.

В статье приводятся также результаты наклономерных наблюдений, проведенных нами за 2005-2010гг. по выяснению стабильности 12-ти этажного жилого дома на пр. И. Чавчавадзе № 13 и здания кафедрального храма Самеба.

The Results of the Tiltmeter Observations at the Gravimetric Laboratory of the former Chair of Geophysics of the Faculty of Physics at Campus II of Tbilisi State University

Abashidze V., Chelidze T., Tsaguria T., Sakvarelidze E., Dovgal N., Davitashvili L., Kutelia G.

Abstract

The article presents the results of the observations made by means of a high precision US produced tiltmeter installed at gravimetric point at the Gravimetric Laboratory of the former Chair of Geophysics of the Faculty of Physics at Campus II of Tbilisi State University. According to the results of the studies done in 1012-2016 it is obvious that the gravimetric point is continuously tilting in the direction of the gorge of the river Vere. A question is raised – is this point the only one undergoing the process or is the whole campus II of the University tilting towards the river Vere? Observations are being continued.

The article also touches the results of the studies carried out by Institute of Geophysics in 2005-2010 for the stability of 12-storey house in Ave. Chavchavadze №13 and the buildings of Holy Trinity Cathedral of Tbilisi.

მიხეილ ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ.LXVII, 2017
Transactions of Mikheil Nodia Institute of Geophizics, vol. LXVII, 2017
Труды Института геофизики им.М.Нодиа, т.LXVII, 2017

Приложения теорий дислокаций в исследованиях скачкообразных деформационных процессов, происходящих в Земле.

Картвелишвили К.З.

Грузия; Тбилиси; Институт геофизики Им. М.З. Нодиа ТГУ И. Джавахишвили

В исследовании механизма очагов сильных землетрясений и изучении связанных с ними деформационных процессов, протекающих в земной коре, важное место занимает определение полей смещений, деформаций и наклонов поверхности Земли до и после момента землетрясения вокруг эпицентра в зоне, не подвергшему разрушениям. Информацию об этих процессах можно получить на основе измерений остаточных наклонов, смещений и деформаций поверхности Земли, зарегистрированных соответственно высокочувствительными приливоизмерительными наклономерами, гравиметрами и экстензометрами.

Количественная оценка остаточных наклонов и деформаций, вызванных сильными землетрясениями, важна для определения смещения на разломе и размеров очагов этих землетрясений. Разломные разрушения могут возникнуть даже при небольших землетрясениях, но, как правило, вероятность наблюдения их проявлений на поверхности Земли возрастает по мере увеличения магнитуды землетрясения.

В настоящее время для количественной оценки остаточных полей смещения и напряжения используется упругая теория дислокации. Методы упругой теорий дислокации значительно обогатили и расширили исследования разломов. Приложения теории дислокации к изучению механизма очагов крупных землетрясений позволили глубже разобраться в динамике разломов и возникновении землетрясений.

Эквивалентность сил и дислокации позволяет получить формулу для сейсмического момента дислокации, осредненной поперек разлома. Изучая очаг, можно оценить энергию высвобождаемой при образовании длинной полосообразной трещины и с ее помощью оценить полную энергию сейсмического события.

Оказалось, что параметры очага, найденные на основе данных об излучении сейсмических волн по сейсмическому моменту, хорошо согласуются с той информацией, которая может быть получена по наблюдениям в макросейсмическом поле. Это позволяет предположить, что использование дислокационной модели генерирующего разлома важно для описания землетрясений.

Следует заметить также, что многолетние наблюдения наклонов и деформаций поверхности Земли, проводимые на малых эпицентральных расстояниях, указывают на наличие определенных помех, искажающих исходные экспериментальные данные. Локальный характер этих наблюдений создает трудности в изучении региональных деформационных процессов протекающих в земной коре и осложняет правильную геофизическую интерпретацию полученных материалов .

Состояние вопроса. Исследование механизма и параметров очага землетрясения является одной из важнейших проблем сейсмологии. В этом исследовании наряду с сейсмологическими методами важное место занимают и методы изучения наклонов, деформаций и смещений поверхности Земли.

Известно, что исследования деформаций и наклонов поверхности Земли дополняют результаты геодезических работ, которые носят прерывистый характер. Экстензометры и наклономеры позволяют вести непрерывные наблюдения за движениями поверхности Земли и этим заполняют пробелы в данных геодезических измерений. В первую очередь эти наблюдения необходимы для изучения тектонических движений и выявления деформационных процессов, предваряющих и сопутствующих землетрясениям.

Как показывают длительные наблюдения за движениями земной коры, имеются аномалии, не связанные с подготовкой землетрясений. Одной из основных причин этих аномалий является наличие метеорологических возмущающих факторов (изменения давления, температуры и др.), вызывающих деформации поверхности Земли, которые носят различный характер – могут быть периодическими и непериодическими, иметь локальный или региональный характер. Кроме того, колебания атмосферного давления и температуры оказывают прямое воздействие на сами приливорегистрирующие приборы.

Величина деформации горных пород, вызываемая метеорологическими вариациями, зависит от реологии, рельефа местности и других факторов.

Экспериментальные исследования механизма воздействия метеорологических факторов все еще недостаточны. В связи с этим для выделения полезного сигнала на фоне метеопомех необходимо иметь синхронные наблюдения наклонов и деформаций поверхности Земли и вариации метеофакторов.

Несмотря на хорошее качественное согласие данных, полученных по геодезическим измерениям, с одной стороны, и по наклономерным и по экстензометрическим наблюдениями, с другой, между ними имеется некоторое количественное несоответствие. Такая несогласованность может быть вызвано влиянием локальных неоднородностей, геологическими и топографическими особенностями местности вблизи станций наблюдений.

Важным результатом, полученным из анализа непрерывных наблюдений над наклонами и деформациями, явилось открытие мигрирующих движений земной коры. Впервые это явление было обнаружено при анализе записей, полученных на станциях в районе Канто (Япония) с помощью водотрубных наклономеров. Примеры такого же рода известны по данным групп станций в округе Тохоку (Япония) и в Перу. Отмечается, что причиной этих медленных движений с периодом 5,3 – 5,8 лет, могут быть нерегулярные движения тектонических плит, либо скольжения вдоль границ плит, связанных с очагами землетрясений (Kasahara K., 1979). Считается, что миграция движений земной коры имеет отношение к процессу подготовки землетрясений (Касахара К. 1985).

В 1958 г. Стекети (Steketee J. A., 1958) опубликовал работу, в которой для определения остаточных полей смещений и напряжений земной поверхности при землетрясениях использовал теорию дислокации. Эта теория в свое время была создана для нужд кристаллофизики и металловедения. Стекети решил уравнение Вольтера для бесконечной, однородной и упругой среды, изменив подход к теории дислокации для решения этой проблемы. Если в кристаллофизике рассматривались только дискретные дислокации, то в работах Стекети исследовались уже непрерывные дислокации.

Маруяма (Maruyama T., 1964) рассмотрел упругие дислокации в бесконечном однородном пространстве и полупространстве, их возникновение и структуру, а также поля смещений, генерируемые возникновением этих дислокаций. Им была создана теоретическая объемная модель разлома со скольжением (slip), основываясь на геофизических приложениях упругой теории дислокации. Маруяма проинтегрировал уравнение Вольтера в стационарном виде в случае бесконечного однородного пространства, что сводится к определению и интегрированию функции Грина для однородного бесконечного

пространства. Используя полученные при этом результаты, он определил и проинтегрировал функцию Грина для однородного полупространства, ограниченного плоскостью.

А. В. Введенская (1956) определила поля смещений объемных волн землетрясений с использованием уравнений упругой теории дислокации. Она рассмотрела нестационарную задачу, в которой регистрируемое поле смещений зависело от времени и получила выражения полей смещений при конечных мгновенных дислокациях.

Пресс (Press F., 1965) исследовал остаточные наклоны, деформаций и смещения, вызванные возникновением поверхности дислокации в очаге при сильных землетрясениях и наблюдаемые на телесейсмических расстояниях. Пресс рассмотрел теоретическую модель разлома, основываясь на выводах упругой теории дислокации. Рассмотренная модель разлома имела форму вертикального прямоугольника. Были рассмотрены два случая: в первом подвижка на разломе предполагалась по простиранию (strike – slip), а во втором – по падению (dip – slip). Были получены соотношения между результатами наблюдений (наклоны, деформаций, смещения) и параметрами дислокационной поверхности (линейные размеры, подвижки на разломе).

Чиннери (Chinnery M. A., 1961,1963) получил формулы, описывающие поля смещений, вызванные вертикальной дислокационной поверхностью с подвижкой по падению (dip – slip). Для интегрирования уравнения Вольтерра он, следуя работам Стекети, определил функцию Грина для однородного полупространства и с использованием вектора Галеркина провел интегрирование. Он рассмотрел модели нескольких сильных землетрясений с использованием методов упругой теории дислокации.

Мансинха и Смайли (Mansinha L., Smylie D. E., 1971) создали более общую теоретическую модель разлома по сравнению с моделью Пресса. В этой модели ориентация поверхности дислокации произвольна. Они получили выражения для определения полей смещений поверхности Земли при скольжении по падению (dip – slip) и по простиранию (strike – slip) на поверхности дислокации и построили несколько моделей разломов для реальных землетрясений с использованием этих выражений.

Озава (Ozava I., 1965) провел наблюдения над резкими скачками деформаций и наклонов поверхности Земли, вызванных сильными землетрясениями. На основе этих наблюдений он определил упругую энергию, выделенную при нескольких, сильных землетрясениях и получил выражение, определяющее радиус зоны с центром в гипоцентре землетрясения, подвергшегося разрушениям.

Чиннери (Chinnery M. A., 1969) сделал попытку получить зависимость между энергией землетрясения и параметрами очага: длина, глубина, подвижка на поверхности разлома в очаге. Он на основе наблюденных данных вывел эмпирическое соотношение, определяющее зависимость между магнитудой землетрясения и параметрами очага.

При решении уравнения Вольтерра важное значение имеет определение системы сил, вызвавших поле остаточных смещений на поверхности Земли, так как при знании этой системы сил значительно упрощается определение функций Грина. Несколькими авторами была сделана попытка определить эту систему сил.

Маруяма (Maruyama T., 1963, 1972) доказал, что существует эквивалентность между возникновением поверхности упругой дислокации Волтерра-Вейнгартена и воздействием некоторой системы двойных пар сил с моментами, распределенных соответствующим образом в очаге землетрясения. Он получил выражения, показывающие, что в случае движущихся дислокаций мы имеем дело с перемещением системы двойных пар сил с моментами, что существенно упрощает решение уравнения Вольтерра.

Л. Д. Ландау и Е. М. Лифшиц (1965) дали строгое математическое доказательство эквивалентности возникновения поверхности дислокации в очаге землетрясения и системы двойных пар сил с моментами, распределенных по всей поверхности этой дислокации.

Многими авторами использовалась теория дислокации для создания модели разлома, на котором произошло землетрясение. Существует множество сообщений о регистрации остаточных наклонов и деформаций поверхности Земли, связанных с землетрясениями.

Озава (Ozava I., 1965) рассмотрел несколько землетрясений, происшедших в Японии и сделал попытку классифицировать скачкообразные наклоны и деформаций поверхности Земли, вызванные этими землетрясениями.

Чиннери (Chinnery M. A., 1961) создал дислокационную модель для следующих землетрясений: Танго (1927), северного Иду (1930) и Сан-Франциско (1908).

Кинг и Кнопов (King Chi-Yu, Knopoff L., 1968) рассмотрели записи скачкообразных деформаций и напряжений для 42-х землетрясений с целью классифицировать эти скачки и установить зависимость между энергией землетрясений и параметрами разломов, на которых произошли эти землетрясения.

Таким образом, имеется определенный круг вопросов, решение которых может оказать существенную помощь в понимании процессов, происходящих в земной коре, которые, так или иначе, связаны с явлениями, сопутствующих землетрясениям.

Основные соотношения, связывающие остаточные поля с параметрами очага. Количественная оценка остаточных полей смещений, деформаций и наклонов поверхности Земли, вызываемых сильными землетрясениями, имеет важное значение для определения параметров очага землетрясений (протяженность разлома, на котором произошло землетрясение, его ориентация, глубина, величина подвижки на разломе и др.). В настоящее время для этой оценки используются методы упругой теории дислокаций. Подход упругой теории дислокации в задаче определения параметров очага землетрясения предполагает, что разлом, на котором произошло землетрясение, представляет собой дислокационную поверхность огромных размеров.

Дислокационная поверхность – это поверхность, на которой нарушается непрерывность смещений. Дислокационная поверхность возникает в коре Земли при разрушениях в горных породах и создает остаточные поля смещений, деформаций и наклонов поверхности Земли в области, расположенной вокруг него.

Как известно, поле смещений, вызванное возникновением сдвиговой дислокационной поверхностью, эквивалентно полю смещений, сгенерированному системой двойных пар сил с моментами, распределенными по всей поверхности дислокации (Л. Д. Ландау и Е. М. Лифшиц 1965, Maruyama T. 1972). Используя эту эквивалентность, можно получить выражения, определяющие поля смещений, деформаций и наклонов поверхности Земли, вызванные возникновением поверхности упругой сдвиговой дислокации в очаге землетрясений.

Допустим, что в однородном, упругом, бесконечном пространстве имеется поверхность упругой сдвиговой дислокации $\sum$, на которой расположена точка $P(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$. Допустим также, что υ_l представляет собой нормаль к поверхности дислокации $\sum$ в точке P, и смещение на поверхности дислокации в точке P равно:

$$\Delta u_k(P) = u_k^+ - u_k^-, \qquad (1)$$

где u_k^+ и u_k^- - смещения правой и левой поверхностей дислокации соответственно по отношению к их начальному расположению. Обозначим элемент поверхности $\sum$ через $d\sum$. Теперь, в том случае, когда дислокационная поверхность располагается в однородном бесконечном пространстве, можно написать выражение для полей смещений вне дислокации в точках $Q(x_1, x_2, x_3)$. Поле смещений в точке Q, вызванное возникновением поверхности упругой сдвиговой дислокации, для которой удовлетворяются следующие равенства:

$$\Delta u_k(P) = u_k^+ - u_k^- = b_k + \Omega_{kj}\xi_j \text{ и } \Omega_{ij} = -\Omega_{ji} \qquad (2)$$

Для всех точек $P \in \sum$, т. е. эта поверхность представляет собой дислокацию типа Вольтера-Вейнгартена, может быть записана в следующем виде (Volterra v., 1907, Steketee J. A., 1958, Maruyama T., 1964):

$$u_m(Q) = \iint_{\sum} \Delta u_k(P) T_{kl}^m(P,Q) \upsilon_l(P) d\sum, \qquad (3)$$

где $T_{kl}^{m}(P,Q)$ представляет собой kl компоненту тензора напряжения в точке P, вызванного единичной силой направления m, приложенной в точке Q.

Единичная точечная сила F_m, приложенная в точке Q, создает в точке P поля смещений и напряжений, найти которые необходимо для того, чтобы интегрировать уравнение (3), которое называется уравнением Вольтера.

Как известно (Л. Д. Ландау, Е. М. Лифшиц. 1965), сила F_m, приложенная в точке Q в бесконечном однородном пространстве создает поле смещений, которое записывается следующим образом:

$$u_k^m(P,Q) = \frac{1}{4\pi\mu}\left(\delta_{km} r_{,nn} - \frac{\lambda+\mu}{2(\lambda+2\mu)} r_{,mk}\right), \qquad (4)$$

где

$$r_{,mk} = -r^{,mk} = \frac{\partial^2 r}{\partial\xi_m \partial\xi_k},$$

$$r = ((x_1-\xi_1)^2 + (x_2-\xi_2)^2 + (x_3-\xi_3)^2)^{\frac{1}{2}}.$$

Известно, что напряжение можно выразить через смещение следующим образом:

$$T_{kl}^m = \lambda\delta_{kl} u_{n,n}^m + \mu\left(u_{k,l}^m + u_{l,k}^m\right) \qquad (5)$$

Выражение для определения поля напряжений, сгенерированного возникновением поверхности упругой сдвиговой дислокации, используя аналогию с уравнением (3), можно записать следующим образом:

$$\tau_{mn}(Q) = \iint_{\Sigma} \Delta u_k(P) G_{kl}^{mn}(P,Q) \upsilon_l(P) d\Sigma, \qquad (3')$$

где

$$G_{kl}^{mn}(P,Q) = \lambda\delta_{mn} T_{i,i}^{ke} + \mu\left(T_{kl}^{m,n} + T_{kl}^{n,m}\right). \qquad (5')$$

Если использовать равенство (4) для исключения U_k^m и его производных из уравнений (5) и (5'), то можно получить следующие выражения (Maruyama T., 1964):

$$T_{kl}^m(P,Q) = \frac{1}{4\pi}\left[(1-\alpha)\left(-\delta_{kl}\frac{r^m}{r^3} + \delta_{ml}\frac{r^k}{r^3} + \delta_{mk}\frac{r^l}{r^3}\right) + 3\alpha\frac{r_m r_l r_k}{r^5}\right], \qquad (6)$$

$$G_{kl}^{mn}(P,Q) = \frac{\mu}{4\pi}[-2(2-3\alpha)\delta_{kl}\delta_{mn}\frac{1}{r^3} + 2(1-\alpha)(\delta_{km}\delta_{ln} + \delta_{lm}\delta_{kn})\frac{1}{r^3} +$$

$$+ 6(1-\alpha)(\delta_{kl} r_m r_n + \delta_{mn} r_l r_k)\frac{1}{r^5} -$$

$$- 3(1-2\alpha)(\delta_{km} r_l r_n + \delta_{lm} r_k r_n + \delta_{kn} r_l r_m + \delta_{ln} r_k r_m)\frac{1}{r^5} - 30\alpha\frac{r_k r_l r_m r_n}{r^7}], \qquad (6')$$

где

$r_k = x_k - \xi_k$ и $\alpha = \dfrac{\lambda+\mu}{\lambda+2\mu}$ (λ, μ - параметры Ламэ).

$T_{kl}^m(P,Q)$ и $G_{kl}^{mn}(P,Q)$ представляют собой функции Грина для неограниченной, однородной, упругой среды.

Смещение $U_{k,e}^m$ можно выразить следующей формулой (Maruyama T., 1964):

$$U_{k,l}^m = \frac{\partial U_k^m}{\partial\xi_1} = \lim_{\Delta\xi_1\to 0}\left[U_k^m(\xi_1+\Delta\xi_1,\xi_2,\xi_3) - U_k^m(\xi_1,\xi_2,\xi_3)\right]\frac{1}{\Delta\xi_1},$$

Когда $\Delta\xi_1 \to 0$ и аналогично для других ξ_k.

Из этого уравнения можно видеть, что изменение смещения в точке Q генерируется неоднородностями, которые возникают при действии пары сил одинаковых величин и противоположных направлений, действующих на расстоянии $\Delta\xi_k$ друг от друга по соседству с точкой P, когда $\Delta\xi_k$ стремится к нулю (Steketee J. A., 1958). Эта пара сил называется ядром напряжений (Love A. E. H., 1927). Когда $k=1$, $U^m_{k,l}$ соответствует системе сил без моментов, а когда $k\neq 1$, $U^m_{k,l}$ соответствует системе сил с моментами . В случае $k=1$ эта система сил называется A-ядром, а в случае $k\neq 1$- B-ядром. Вклад этих ядер в общую сумму смещений $U_m(Q)$ зависит от локальных изменений Δu_k на поверхности дислокации $\sum$ и ориентации этой поверхности. Если мы допустим, что $\sum$ перпендикулярна оси x_3, то имеет место следующее равенство:

$$du_m(Q)=\left(\Delta u_1 T^m_{13}+\Delta u_2 T^m_{23}+\Delta u_3 T^m_{33}\right)d\sum .$$

Δu_1 и Δu_2 в этом случае описывают сдвиг $\sum^+$ по отношению к $\sum^-$, а Δu_3 определяет расстояние между $\sum^+$ и $\sum^-$. Из этого примера можно увидеть, что A-ядра определяют нормальное растяжение, а B-ядрачистый сдвиг.

Для более реального моделирования очага землетрясения нужно решать уравнение Вольтера в случае, когда дислокационная поверхность, генерирующая поле смещений, деформаций и наклонов, расположена в однородном полупространстве, ограниченном плоскостью. Без потери общности можно допустить, что граница полупространства совпадает с плоскостью $x_1 0 x_2$, а ось x_3 направлена во внутрь полупространства. В этом случае при отсутствии поверхностных сил, на тензор напряжении на поверхности полупространства налагаются следующие ограничения:

$$\tau_{13}=\tau_{23}=\tau_{33}=0 \text{ при } x_3=0 .$$

Для решения проблемы рассмотрим бесконечную однородную среду, в которой действуют следующие силы (Maruyama T., 1964):

1. Сила F_m, приложенная в точке P;

2. Сила F'_m, симметричная силе F_m относительно плоскости $x_3=0$ и приложенная в точке $P'(\xi_1,\xi_2-\xi_3)$, которая симметрична точке P;

Нормальная нагрузка на поверхности $x_3=0$. Нормальная нагрузка на поверхности – это сила, которая на поверхности генерирует напряжение величиной $-2\tau_{33}$ и которая вводится для компенсации напряжений на поверхности полупространства, которые вызваны действием сил 1. и 2. в этом случае тензор Грина имеет следующий вид:

$$W^m_{kl}=w^m_{kl}+\omega^m_{kl} . \qquad (7)$$

В выражении (7) w^m_{kl} соответствует полю смещений, вызванному общим действием сил F_m и F'_m, а ω^m_{kl}- полю смещений, вызванному нормальной нагрузкой на поверхности полупространства. Для простоты вычислений допустим, что $\lambda=\mu$. Тогда $\alpha=\frac{2}{3}$ и из уравнения (6) можно написать:

$$w^m_{kl}=\frac{1}{4\pi}\left[\frac{1}{3}\left(-\delta_{kl}\left(\frac{R_m}{R^3}+\frac{S_m}{S^3}\right)+\delta_{mk}\left(\frac{R_e}{R^3}+\frac{S_k}{S^3}\right)+\delta_{ml}\left(\frac{R_k}{R^3}+\frac{S_k}{S^3}\right)\right)+2\left(\frac{R_m R_1 R_k}{R^5}+\frac{S_m S_k S_l}{S^5}\right)\right] \qquad (8)$$

где

$$R=|PQ|=\sqrt{(x_1-\xi_1)^2+(x_2-\xi_2)^2+(x_3-\xi_3)^2},$$

$$S = |P'Q| = \sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 + \xi_3)^2},$$

$s_k = x_k - \xi_k$, $k = 1,2$, $s_3 = x_3 + \xi_3$,

$r_k = x_k - \xi_k$, $k = 1,2,3.$

Таким образом, для решения проблемы необходимо найти функцию Грина ω_{ke}^m для нормальной нагрузки на поверхности полупространства. Эта задача называется проблемой Буссинеска.

При отсутствии объемных сил в однородном пространстве уравнение равновесия имеет следующий вид (Л. Д. Ландау, Е. М. Лифшиц, 1965):

$$(\lambda + \mu)\text{graddiv}\vec{u} + \mu\nabla^2\vec{u} = 0. \qquad (9)$$

Определим $\vec{u}$ следующим образом:

$$\vec{u} = (\nabla^2 - \alpha\,\text{graddiv})\vec{\Gamma} \qquad (10)$$

Если $\vec{u}$ из уравнения (10) удовлетворяет уравнению (9), то $\vec{\Gamma}(\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3)$ называется вектором Галеркина, который имеет следующее свойство:

$$\nabla^2\nabla^2\vec{\Gamma} = 0. \qquad (11)$$

Для решения проблемы достаточно найти вектор Галеркина для нормальной нагрузки на поверхности.

Вектор Галеркина $\vec{\Gamma}_k^m$, соответствующий полю смещений U_k^m при фиксированном m, имеет следующий вид:

$$\Gamma_k^m = \frac{1}{8\pi\mu}\delta_{km}r. \qquad (12)$$

Отсюда можно получить выражение вектора Галеркина Γ_{ke}^m, соответствующего полю напряжений T_{kl}^m при фиксированных k и l:

$$8\pi\mu\Gamma_{kl}^m = -\lambda\delta_{kl}r_{,m} - \mu(\delta_{mk}r_{,l} + \delta_{ml}r_{,k}) \qquad (13)$$

Проблема Буссинеска решается с помощью вектора Галеркина $\vec{\Gamma}(0,0,\Gamma)$, Фурье преобразование которого по координатам x_1 и x_2 имеет следующий вид:

$$\Gamma(x_1, x_2, x_3) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}\int \vec{\Gamma}(k_1, k_2, x_3)\,l^{i(k_1x_1 + k_2x_2)}dk_1dk_2,$$

$$\vec{\Gamma}(k_1, k_2, x_3) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}\int \Gamma(x_1, x_2, x_3)\,l^{-i(k_1x_1 + k_2x_2)}dx_1dx_2. \qquad (14)$$

Когда x_1 и x_2 стремятся к бесконечности, то Фурье преобразование производных функции φ (x_1, x_2, x_3) записывается следующим образом:

$$\overline{\left(\frac{\partial^r\varphi}{\partial x_j^r}\right)} = (ik_j)^r\overline{\varphi}, \text{ где } j = 1,2; \qquad (15)$$

Применяя оператор ∇^4 к равенствам (1.2.14) и используя равенство (15), можно получить следующее уравнение:

$$\left(\frac{d^2}{dx_3^2} - k^2\right)^2\vec{\Gamma} = 0 \qquad (16)$$

с решением:

$$\vec{\Gamma} = (A + Bkx_3)\,l^{-kx_3} + (C + Dkx_3)\,l^{kx_3},$$

где

$$k = \sqrt{k_1^2 + k_2^2}.$$

Из граничных условий на бесконечности мы имеем:

$$C = D = 0,$$

и используя эти условия:

$$\vec{\Gamma} = (A + Bkx_3)l^{-kx_3} \qquad (17)$$

Поле напряжений определяется посредством вектора Галеркина, как:

$$\tau_{kl} = \delta_{kl}\lambda(1-\alpha)\Gamma^{,nn3} + \mu\left(\delta_{3k}\Gamma^{,lnn} + \delta_{3l}\Gamma^{,knn}\right) - 2\alpha\mu\Gamma^{,3kl},$$

Используя (1.2.15), мы имеем следующие уравнения:

$$\vec{\tau}_{31} = \mu(ik_1)\left[(1-2\alpha)\frac{d^2}{dx_3^2} - k^2\right]\vec{\Gamma},$$

$$\vec{\tau}_{32} = \mu(ik_2)\left[(1-2\alpha)\frac{d^2}{dx_3^2} - k^2\right]\vec{\Gamma},$$

$$\vec{\tau}_{33} = \mu\frac{d}{dx_3}\left[\frac{d^2}{dx_3^2} - (1+2\alpha)k^2\right]\vec{\Gamma},$$

Подставляя в эти уравнения выражения (17) и следуя ограничениям $\overline{\tau_{13}} = \overline{\tau_{23}} = 0$, получим (Maruyama T., 1964):

$$A = \left(2 - \frac{1}{\alpha}\right)B,$$

что дает для $\overline{\tau_{33}}$ следующее выражение:

$$\overline{\tau_{33}} = 2\mu\alpha Bk^3(1-kx_3)l^{-kx_3}.$$

Если обозначить распределение нормальной нагрузки на поверхности $x_3 = 0$ через

$$P(x_1, x_2) = -2G_{kl}^{33}(x_1, x_2, 0)$$

и Фурье преобразование от P, обозначить через $\overline{P}$ то выражение, определяющее B, примет следующий вид:

$$B(k_1, k_2) = \frac{1}{2\alpha k^3}\frac{\overline{P}(k_1, k_2)}{\mu}.$$

Решение проблемы получается с помощью вектора Галеркина, Фурье преобразование которого записывается следующим образом:

$$\overline{\Gamma} = \frac{1}{2\alpha}\frac{\overline{P}}{\mu}\left[\left(2 - \frac{1}{\alpha}\right)k^{-3} + x_3k^{-2}\right]l^{-kx_3}. \qquad (18)$$

Используя уравнение (13), можно написать выражения для компонент вектора Галеркина, определяющего поле смещений на поверхности $x_3 = 0$, вызванное точечным единичными силами F_m и $F_m^{'}$, действующими в точках P и P'. Но эти выражения не всегда пригодны для вычислений (Maruyama T., 1964).

Как известно, нормальная нагрузка на поверхности $x_3 = 0$ записывается следующим образом:

$$P_{kl}(x_1, x_2) = -2G_{kl}^{33}(x_1, x_2, 0),$$

для всех k и l. Из (6) мы можем определить $G_{kl}^{33}(x_1, x_2, 0)$ и после этого написать выражения для определения $P_{kl}(x_1, x_2)$:

$$P_{11}=\frac{\mu}{\pi}\left[(2-3\alpha)\frac{1}{\rho^3}-3(1-\alpha)\frac{x_1^2+\xi_3^2}{\rho^5}+15\alpha\frac{x_1^2\xi_3^2}{\rho^7}\right],$$

$$P_{22}=\frac{\mu}{\pi}\left[(2-3\alpha)\frac{1}{\rho^3}-3(1-\alpha)\frac{x_2^2+\xi_3^2}{\rho^5}+15\alpha\frac{x_2^2\xi_3^2}{\rho^7}\right],$$

$$P_{33}=\frac{\mu}{\pi}\left[-\alpha\frac{1}{\rho^3}-6\alpha\frac{\xi_3^2}{\rho^5}+15\alpha\frac{\xi_3^4}{\rho^7}\right],$$

$$P_{23}=\frac{\mu}{\pi}\left[3\alpha\frac{x_2\xi_3}{\rho^5}-15\alpha\frac{x_2\xi_3^3}{\rho^7}\right],$$

$$P_{31}=\frac{\mu}{\pi}\left[3\alpha\frac{x_1\xi_3}{\rho^5}-15\alpha\frac{x_1\xi_3^3}{\rho^7}\right], \qquad (19)$$

$$P_{12}=\frac{\mu}{\pi}\left[-3(1-\alpha)\frac{x_1x_2}{\rho^5}+15\alpha\frac{x_1x_2\xi_3^2}{\rho^7}\right],$$

где $\rho=\sqrt{x_1^2+x_2^2+x_3^2}$ и, для простоты вычисления $\xi_1=\xi_2=x_3=0$.

После нахождения Фурье-преобразования $\overline{P_{kl}}$, подстановки в (17) и обратного Фурье-преобразование можно получить выражения для определения компонент вектора Галеркина Γ_{kl}.

Подставив выражения тензора Грина W_{kl}^m в уравнение

$$u_m(Q)=\iint_{\Sigma}\Delta u_k(P)W_{kl}^m(P,Q)\upsilon_l(P)d\Sigma \qquad (20)$$

и проинтегрировав это уравнение поверхности дислокации Σ, можно получить выражения для полей смещений, деформаций и наклонов на поверхности полупространства на плоскости $x_3=0$, вызванных возникновением в полупространстве поверхности упругой дислокации.

В общем случае интегрирование уравнения (20) представляет собой неразрешимую задачу, так как интеграл (20) зависит от поверхности дислокации Σ, которая может принимать самые разнообразные формы. Для интегрирования уравнения (20) необходимо определить размеры и форму поверхности дислокации, что даёт возможность получить уравнения, пригодные к вычислениям и связывающие поля смещений, деформаций и наклонов с параметрами очага землетрясения.

Литература

1. Ландау Л.Д. Лифшиц Е.М. Теория упругости. М. Наука 1965 г.

2. Maruyama T. Statical elastic dislocation in an infinite and semi-infinite medium. Bull. Earthquake Research Institute v. 42. 1964.

3. Volterra V. sur l'equilibre des corp elastiques multiplement connexes. Ann. Sci. Ecole Norm. Super., Paris 24, 1907

4.Steketee I.A. On Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium. Can.I. Phys.36,1958

5. К.З. Картвелишвили, Д.К. Картвелишвили. Деформационная энергия земной коры, высвобождаемая при сильных землетрясениях . Труды Ин-та геофизики АН Грузии.-2004,-т. 58,-с.3-6.

6. К.З. Картвелишвили Д.К. Картвелишвили. Остаточные наклоны поверхности Земли при некоторых близкихземлетрясениях . Труды Ин-та геофизики АН Грузии, -2004,-т. 58,-с. 7-11.

7. К.З. Картвелишвили Д.К. ,Картвелишвили. Остаточные смещения, деформации и наклоны поверхности Земли, связанные с сильными землетрясениями . Труды Ин-та геофизики АН Грузии,-2004,-т. 58,-с.12-20.
8. K.Z.Kartvelishvili, D.K. Kartvelishvili.The Residual Displacements, Strains and Tilts from Paravani Earthquake// JGGS. Issue A. Physics of Solid Earth.-2004 (2005). -v. 9.-pp. 46-50.
9. Karlo Z. Kartvelishvili, Investigation of Deformational Processes in Tbilisi Underground Earth-Tidal Laboratory // JGGS. –Issue B. Physics of Atmosphere, Ocean and Space Plasma. -2010. –v. 14. –pp.197-203.
10. Картвелишвили К.З., Картвелишвили Г. Д., Николайшвили М.М. Изучения приливных деформаций Земли в Тбилиси. Труды Ин-та геофизики им. М.нодиа.- 2016, т. 66,с-246-253.

დისლოკაციის თეორიის გამოყენება დედამიწაში მიმდინარე ნახტომისებური დეფორმაციული პროცესების კვლევებში

ქართველიშვილი კ.

რეზიუმე

ძლიერი მიწისძვრებით გამოწვეული ნარჩენი გადაადგილებების, დეფორმაციების და დახრების გამოსათვლელად გამოყენებულია სტეკეტის, ჩინერის და მარუამის მიერ შემოთავაზებილი რღვევების დილოკაციის თეორია. ერთგვაროვანი ნახევარსფეროს ვოლტერას დისლოკაციის ვერტიკალური და ჰორიზონტალური გადაადგილებების გამოსაკვლევად გამოყენებულია მარუამის განტოლებები. დისლოკაციის ზედაპირად მიღებულია მართკუთხა სიბრტყე.
მოცემულია ანალიტიკური გამოსახულებები რღვევების ორივე strike-slip და dip-slip მოდელისთვის.

Приложения теорий дислокаций в исследованиях скачкообразных деформационных процессов, происходящих в Земле.

Картвелишвили К.З.

Реферат

Для определения скачкообразных смещений деформаций и наклонов, вызванных сильными землетрясениями, используются методы упругой теории дислокаций, предложенные Стекетиб Чинери и Маруиама, В случае дислокаций Вольтера однородной полусферы. Для исследования вертикальных и горизонтальных перемещении используются уравнения Маруиами, где принято, что поверхностью дислокации является прямоугольная поверхность.
В работе приведены аналитические выражения для обеих (strike-slip и dip-slip) моделей.

Some aspects of dislocation theory for study residual deformation processes in the earth

Kartvelishvili K.

Abstract

The dislocation theory representation of faulting of Steketee, Chinnery, and Maruyama used to compute the residual displacement, strain, and tilt fields from major earthquakes. Maruyama's equations have been used to calculate both vertical and horizontal placements for a Volterra dislocation in a uniform half space. The shape of the dislocation surface assumed to be a plane rectangle.

Closed analytical expressions for the displacement field of inclined, finite strike-slip and dip-slip faults are given.

მიხეილ ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ.LXVII, 2017
Transactions of Mikheil Nodia Institute of Geophizics, vol. LXVII, 2017
Труды Института геофизики им.М.Нодиа, т.LXVII, 2017

საქართველოს ტერიტორიაზე გავრცელებული კარსტული გამოვლინებების საერთო და განმასხვავებელი ნიშნები

[1] ჯაში გ., [1] თარხნიშვილი ა., [1] ოდილავაძე დ., [1] არზიანი ზ., [2] ბოლაშვილი ნ., [2] წიქარიშვილი კ.
[1] მ. ნოდიას სახელობის გეოფიზიკის ინსტიტუტი, [2] ვახუშტი ბაგრატიონის გეოგრაფიის ინსტიტუტი

საქართველო უაღესად მდიდრია კარსტული გამოვლინებებით. კავკასიონის სამხრეთ კალთაზე, ჩვენი ქვეყნის ფარგლებში, 300 კმ-იანი მონაკვეთი კარსტულ ზოლს უკავია, სადაც დღეისათვის 1300-მდე მღვიმე და შახტია რეგისტრირებული. კარსტული გამოვლინებები ძირითადად ემთხვევა კირქვული მასივების გავრცელების ზოლს, რომელიც მოიცავს დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიას - აფხაზეთის, იმერეთისა და სამეგრელოს რეგიონებს.

დასავლეთ საქართველოს ტერიტორია განსაკუთრებით მდიდარია უნიკალური კარსტული ფორმებით, სადაც კარსტვადი ქანების გავრცელების ზოლი კავკასიონის სამხრეთი ფერდის გასწვრივ მდ. ფსოუდან სამხრეთ აღმოსავლეთით ერწოს მთის მიდამოებამდე 340 კმ-ზე ვრცელდება.

კარსტვადი ქანების გავრცელების საერთო ფართობი 4400 კვ.კმ-ს შეადგენს. იგი ბუნებრივი ლანდშფტების მკვეთრად გამოხატული ვერტიკალური ზონალობით გამოირჩევა, სადაც დაკარსტვის მაქსიმალური სიღრმეა 4000მ.

დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიისათვის დადგენილ იქნა ერთიანი კარსტულ-ჰიდროგეოლოგიური სისტემა. იქ არსებული კარსტული გამოვლინებები ხასიათდება საერთო ნიშნებით (ისინი უშუალოდ უკავშირდებიან კირქვულ მასივებს), თუმცა აფხაზეთის, იმერეთისა და სამეგრელოს რეგიონებში ისინი განსხვავდებიან რიგი თავისებურებებით, რაც განპირობებულია გეოლოგიური, გეოტექტონიკური მახასიათებლებითა და კლიმატური პირობებით განსაზღვრული პროცესების ინტენსიური განვითარებით. ნაშრომში შედარებისათვის განხილულია აღნიშნულ ტერიტორიებზე განლაგებული კარსტული ფენომენების დამახასიათებელი ნიშნები.

ჩვენი ქვეყნის კარსტულ ფენომენებს შორის ანალოგი არა აქვს ახალი ათონის მღვიმეს, რომელიც საქართველოში დღემდე ფიქსირებულ მღვიმეთა შორის საერთაშორისო სტანდარტების დონეზეა აღჭურვილი.

გასული საუკუნის 80-იან წლებში აღმოჩენილ იქნა მრავალფეროვანი, ულამაზესი ნაღვენთი ფორმებით დამშვენებული წყალტუბოს (ყუმისთავის) მღვიმე.

წყალტუბოს კირქვული მასივი მოქცეულია მდ. ცხენისწყალისა და მდ. რიონის წყალგამყოფზე, რომლის ფართობია 250კვ.კმ. მისი რელიეფის ხასიათს განსაზღვრავს კარსტული პროცესები. დღიურ ზედაპირზე გაშიშვლებული კირქვების მცირე სიმძლავრემ (8-45მ) განაპირობა კარსტული ძაბრების, ჭებისა და მღვიმეების ფართო გავრცელება.

გარდა კარსტული ძაბრებისა, ახალი ათონისა და წყლტუბოს მღვიმეების მიდამოებში ფართოდ არის გავრცელებული უარყოფითი მიკროფორმები, რომელთა სიღრმე რამოდენიმე სანტიმეტრიდან რამოდენიმე ათეულ მეტრს აღწევს. დასავლეთ საქართველოში არსებული

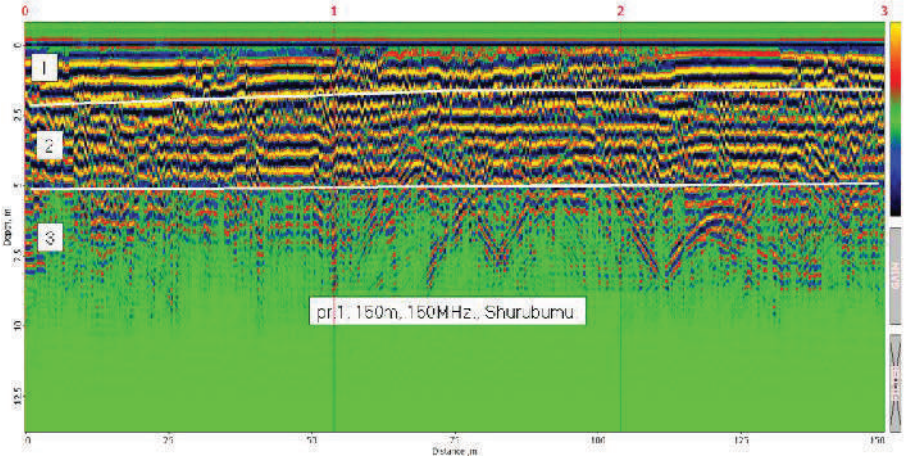
მღვიმეებისათვის დამახასიათებელია გარკვეული სიღრუვეები, მკვეთრად გამოხატული მეანდრული დერეფნებით და სართულიანობით .

დასავლეთ საქართველოს კარსტულ მასივთა შორის ერთ-ერთი უნიკალურია მიგარიას მასივი, რომელიც სრულად არ არის შესწავლილი. იგი მოქცეულია ჩხოროწყუსა და მარტვილის რაიონებს შორის და მდ. ხობისწყლის ხეობიდან მდ. ტეხურის ხეობამდე 17კმ-ზე ვრცელდება. გამოვლენილ დეპრესიაში საყურადღებოა 0,5კმ დიამეტრის მქონე წიფურიას ქვაბული, რომლის რელიეფი მრავალრიცხოვანი კარსტული ძაბრებითა და ეროზიული ხეობებით არის დაფარული [1]

მიგარიას კირქვულ მასივში, რომლის სამხრეთი კალთა კოლხეთის ბარის საზღვრებშია მოქცეული, ხოლო ჩრდილო ნაწილი მთაგორიანია, მდებარეობს შურუბუმუს მღვიმე. მის გეოლოგიურ აგებულებაში მონაწილეობს ბარემული ურგონული ფაციესის კირქვები და, ნაწილობრივ, ზედა ცარცული (ტურონული) ასაკის თხელშრეებრივი (0,2-0,3მ) კირქვები. შურუბუმუს ქვაბული ვიზუალურად დღიურ ზედაპირზე ფაქტიურად არ ფიქსირდება, თუმცა მისი არსებობის გარკვეული ნიშნები აშკარად იკვეთება ხეობის მარცხენა ნაპირზე, სადაც კირქვის მასივის ვერტიკალური და დამრეცი კედლები დანაპრალიანებულია და მიწისქვეშეთიდან ისმის წყლის ხმაური. ნაპრალში ჩაგდებული ქვის მიერ გამოწვეული ექოს მიხედვით შეიძლება დაახლოებით დადგინდეს ქვაბულის სიცარიელის სავარაუდო ზომები [2].

უკანასკნელ წლებში მიგარიას კირქვულ მასივზე ჩატარებული ელექტრომეტრიული და რადიოლოკაციური გამოკვლევებით დადგენილ იქნა ამ ობიექტზე გავრცელებული ნალექების გეოფიზიკური პარამეტრები. აქ ურგონული კირქვები ძლიერ დამსხრეული, დანაპრალიანებულია და მათში აღინიშნება წყალშთანთქმის ცალკეული კერები. ბუნებრივი ელექტრული ველის მეთოდით გამოვლენილ იქნა მიწისქვეშა ფილტრაციული ნაკადების ინტენსიური დინების ადგილები და მათი მოძრაობის მიმართულება [2,3]

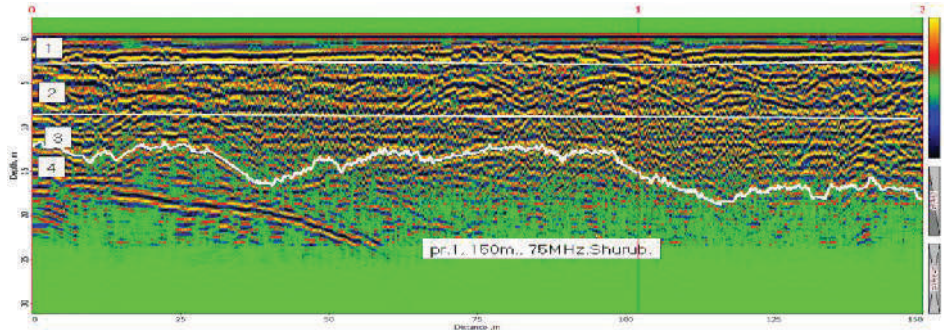
რადიოლოკაციური მეთოდით აგებულ იქნა გეორადიოლოკაციური ჭრილები, რომელთა ინტერპრეტაციიდან ჩანს, რომ ჭრილებში პირველი 10 მეტრი შეესაბამება ეპიკარსტული ზონის გამოქარულ ნაწილს, 10-25 მეტრამდე - ეპიკარსტის წყალშემცველ ნაწილს, ხოლო უფრო ღრმად მდებარე ფენები კი - მასიურ კარსტს [3].



ნახ. 1

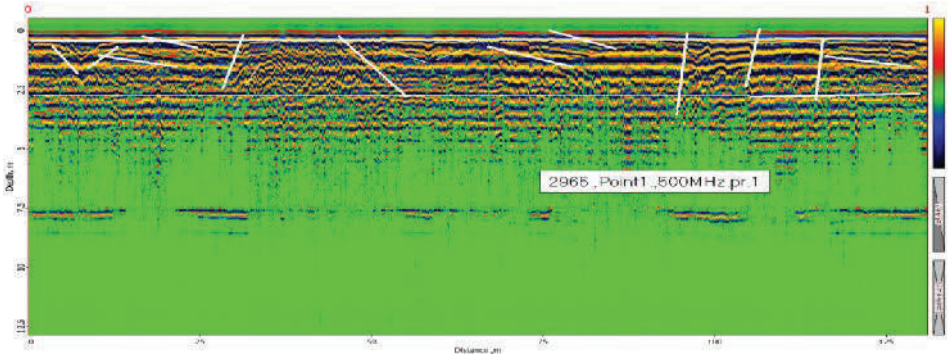
ნახ.1-ზე ნაჩვენებია 150 მჰც სიხშირის ანტენით მიღებული რადიოგრამა. მასზე გამოყოფილია სამი გეორადიოლოკაციური ფენა. პირველი ფენა, რომლის სიმძლავრეა 2,5მ, მიუთითებს გეოლოგიური ფენებიდან არეკვლილი ელექტრომაგნიტური ტალღების ღერძების სინფაზურობის ტექსტურას; მეორე ფენა ესაზღვრება მესამე ფენას 2მ სიღრმეზე. მისი სიმძლავრეა 1-1,5მ. იგი ახასიათებს სინფაზურობის ღერძების დეზინტეგრაციას, რაც შეიძლება გამოწვეული იყოს ამ ნაწილში წყლის ზემოქმედებით. მეორე ფენა პირველი ფენისაგან განსხვავდება მოკლე ტალღოვანი სინფაზურობის ღერძებით. პირველი და მეორე ფენა ერთად ქმნის 5მ სიმძლავრის გეორადიოლოკაციურ კომპლექსს. მესამე ფენა გამოირჩევა 150 მჰც

სიხშირის ელექტრომაგნიტური ტალღების მაღალი შთანთქმის უნარით, რაც შეიძლება გამოწვეული იყოს მასში ტენიანობის გაზრდით.



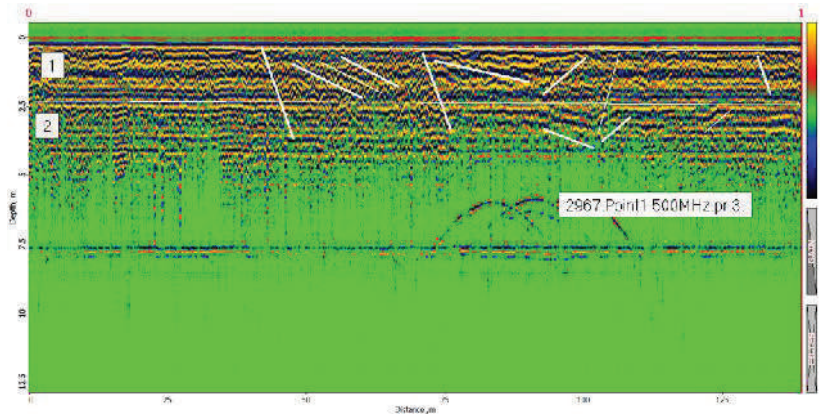
ნახ. 2

ნახ. 2 -ზე გამოიყოფა ოთხი გეორადიოლოკაციური ფენა. მისი სიმძლავრეა 2,5 მ და კარგ თანხვედრაშია 150 მჰც სიხშირის რადიოგრამაზე გამოყოფილ ფენასთან. მესამე ფენა თანხმობით გადადის მეოთხე ფენაში, რომელიც გამოირჩევა მაღალი შთანთქმის უნარით.



ნახ. 3

სამეგრელოში (ცაიშში), სადაც ფიქსირდება ქანების ჰორიზონტალური გავრცელება, გატარებულ იქნა გეორადიოლოკაციური პროფილი, რომლის რადაროგრამაზე გამოყოფილ იქნა კირქვულ-კარსტული 2,5 მ სიმძლავრის ზონა, რომელიც ფარავს მასიური კირქვების ზონას. ეპიკარსტულ ნაწილში აღინიშნება რამოდენიმე ტიპის რღვევის შესაბამისი ტექსტურის სახეები. კერძოდ, გამოიყოფა 10-25მ, 60-80მ, 110-140მ-იანი მონაკვეთები, რომლებიც ხასიათდება სინფაზურობის ღერძების ირიბი დახრილობითა და განსაკუთრებული ტექსტურით. 25-50მ-იან მონაკვეთზე აღინიშნება დანაწევრიანებული ტექსტურის მქონე რღვევის ზონები. რადიოგრამაზე 5მ და 10მ დისტანციებს შორის აღინიშნება მცირე ზომის ლოკალური რღვევები. გეორადარულ პროფილზე (ნახ. 3) 10-40 და 80-120 დისტანციებზე გამოიყოფა ირიბი დაფერდების მკაფიოდ გამოხატული რღვევები.



ნახ. 4

ინტერპრეტაციის შედეგად შეიძლება დავადგინოთ, რომ 2,5მ-ის ქვევით ეპიკარსტი მთავრდება და იწყება კირქვულ-კარსტული მასიური გარემო. ნახ. 4 -ზე ასახულია 500მჰც-იანი ანტენით მიღებული შედეგები. პროფილი გატარებულია გეოლოგიური რღვევის ზედა ჰორიზონტალურ ნაწილზე. დადგენილია, რომ ირიბი დახრილობის მქონე რღვევები შეესაბამება 75-100მ-იან მონაკვეთებს. მასიური ფენის სახურავში 85-120მ დისტანციაზე 2,5-დან 5მეტრ სიღრმეზე გამოიყოფა ძაბრისებური ფორმის რღვევები. მსგავსი ტიპის რღვევების ერთობლიობა დაიკვირვება კარსტული და ეპიკარსტული ზონების ზღვარზე, რაც გამოწვეული უნდა იყოს კირქვულ მასივზე გეოსეისმური აქტივობით და ხასიათდება მიკრორღვევების ფორმით (ორმო, ძაბრი).

ვერტიკალური ელექტრული ზონდირებისა და რადიოლოკაციური მეთოდებით შედგენილი ჭრილები ერთმანეთს ავსებენ და ცალსახად გამოხატავენ საკვლევი ობიექტის გეოლოგიური აგებულების სურათს. დადგენილ იქნა, რომ მიგარიას მასივზე, კერძოდ, შურუბუმუს მღვიმის გავრცელების მიდამოებში გამოვლენილ იქნა როგორც ადრედაფიქსირებული, ისე ახლადმოძიებული მღვიმეების გავრცელების არეალი, მოხდა მათი იდენტიფიკაცია, კარტირება და კადასტრირება.

აღსანიშნავია ჩატარებული კვლევების საიმედოობა, დადგენილია ნაპრალური სტრუქტურებისა და კირქვების ბლოკების მდგრადობა, დაფიქსირებულია ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლების არსებობა, მათი დინების მიმართულება და სავარაუდო სიჩქარე.

როგორც ზემოთ ავღნიშნეთ, საერთო ნიშნებთან ერთად, დასავლეთ საქართველოში არსებულ კარსტულ ფენომენებს განსხვავებული თავისებურებებიც ახასიათებს. ახალი ათონის და, განსაკუთრებით, ყუმისთავის მღვიმის უახლოეს შემოგარენში დაფიქსირებულია მრავალრიცხოვანი ცალკეული მღვიმეების არსებობა, კერძოდ, ყუმისთავის მღვიმის მიდამოებში აღინიშნება მრავალი მცირე გაბარიტის მქონე მღვიმე, როგორებიცაა: ღლიანას, ოფიჭო - ესტელას, ორპირის, საწურბლიას, სალკოტას, დიდღელეს, დღერის მღვიმეები. მიგარიას კირქვულ მასივზე კი მსგავსი მიკრომღვიმეები გამოვლენილი არ არის. ასევე, მიგარიას კირქვული მასივისათვის დამახასიათებელი მღვიმური ჰაერი, რადიოლოგიური და აეროიონიზაციური პარამეტრები რამდენადმე განსხვავდება იმერეთისა და აფხაზეთის ტერიტორიებზე დაფიქსირებულ მღვიმურ სისტემებში ანალოგიური პარამეტრებისაგან.

აღსანიშნავია ის გარემოებაც, რომ მიგარიას მასივში გავრცელებული კირქვების ხვედრითი ელექტრული წინაღობა 3000ომმ-ზე მეტია, მაშინ როდესაც, აფხაზეთსა და სამეგრელოს რეგიონებში გავრცელებულ კარსტებში ხვედრითი ელექტრული წინაღობა არ აღემატება 2000ომმ-ს.

შურუბუმუს კირქვულ მასივში არსებული, ბუნების მიერ შექმნილი ულამაზესი ფორმები - კარსტული მღვიმეები, კანიონები, წყალუხვი ვოკლუზიური წყაროები ყოველთვის წარმოადგენდა ტურისტთა დაინტერესების საგანს.

ლიტერატურა

1. ნ. ბოლაშვილი, გ. ჯაში, ნ. ღლონტი, ა. თარხნიშვილი, კ. წიქარიშვილი, ლ. ასანიძე. მიგარიას კირქვული მასივის კარსტი და მისი ტურისტული პოტენციალი. ვახუშტი ბაგრატიონის გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომათა კრებული, ახალი სერია, კონფერენციის მასალები 2012 №4 (83), გვ. 27-37;

2. გ. ჯაში, ნ. ბოლაშვილი, დ. ოდილავაძე, ა. თარხნიშვილი, ნ. ღლონტი, ჯ. ქირია, კ. წიქარიშვილი. მიგარიას კირქვულ მასივზე, შურუბუმუს მღვიმის მიდამოებში ჩატარებული გეოფიზიკური გამოკვლევების შედეგები. ჟურნ. ,,მეცნიერება და ტექნოლოგიები'', 2016 წელი, №2;

3. დ. ოდილავაძე, გ. ჯაში, ზ. არზიანი, ა. თარხნიშვილი, ზ. ამილახვარი. მიგარიას კირქვულ მასივზე, შიქშას მთის სამხრეთ ფერდობზე ჩატარებული პირველადი გეორადიოლოკაციური კვლევის შედეგები. „საქართველოს ნავთობი და გაზი“, თბილისი, 2015, გვ. 104-111.

საქართველოს ტერიტორიაზე გავრცელებული კარსტული გამოვლინებების საერთო და განმასხვავებელი ნიშნები

ჯაში გ., თარხნიშვილი ა., ოდილავაძე დ., არზიანი ზ., ბოლაშვილი ნ., წიქარიშვილი კ.

რ ე ზ ი უ მ ე

დასავლეთ საქართველოს ტერიტორია მდიდარია უნიკალური კარსტული ფენომენებით, რომლებშიც დაფიქსირებულია ერთიანი კარსტულ-ჰიდროგეოლოგიური სისტემა. ამ რეგიონში არსებული კარსტული გამოვლინებები ხასიათდება საერთო (ისინი უშუალოდ უკავშირდებიან კირქვულ მასივებს) და განმასხვავებელი ნიშნებით, რაც განპირობებულია გეოლოგიური, გეოტექტონიკური მახასიათებლებითა და კლიმატური პირობებით განსაზღვრული პროცესების ინტენსიურ განვითარებასთან; დადგენილია აღნიშნულ ტერიტორიაზე გავრცელებული ნალექების ფიზიკური პარამეტრები; გამოვლენილია მიწისქვეშა ფილტრაციული ნაკადების ინტენსიური დინების ადგილები და მათი მოძრაობის მიმართულება; აგებულია გეორადიოლოკაციური ჭრილები.

მიგარიას კირქვულ მასივზე ჩატარებული გეოფიზიკური გამოკვლევებით გამოვლენილია როგორც ადრე ფიქსირებული, ისე ახლადმოძიებული მღვიმეების გავრცელების არეალი, ჩატარებულია მათი იდენტიფიკაცია, კარტირება და კადასტრირება.

Общие и различающие признаки карстовых выявлений, распространеных на Территории Грузии

Джаши Г.Г., Тархнишвили А.Г., Одилавадзе Д.Т., Арзиани З.А., Болашвили Н.Р., Цикаришвили К.Д

Р е ф е р а т

Территория Западной Грузии богата уникальными карстовыми феноменами, в которых фиксируется единная карсто-гидрогеологическая система. В этом регионе существующие карстовые выявления характеризуются общими (они непосредственно связаны с известняковыми массивами) и различающими признаками, что обусловлено геологическими, геотектоническими

характеристиками и интенсивным развитием процессов, определяемых климатическими условиями; установлены физические параметры распространенных осадков на указанной территории; выявлены места интенсивных течений подземных фильтрационных потоков и направление их движения; построены георадиолокационные разрезы.

Геофозическими исследованиями, проведенными на известняковом массиве Мигарии, выявлен ареал распространения как ранее зафиксированных, так и недавно найденных пещер; проведена их идентификация, картирование и кадастрирование.

Common and Distinguishing Features of the Karst Phenomena in the Territory of Georgia

Jashi G., Tarkhnishvili A., Odilavadze D., Arziani Z., Bolashvili N., Tsikarishvili K.

Abstract

The territory of West Georgia is rich in unique karst phenomena with their entire karst-hydrogeologic system. The karst phenomena in the region are characterized with common (they are immediately connected with limestone massifs) and different features due to intensive development of the processes caused by geologic, geotectonic properties and climatic conditions; the physical parameters of the sediments of the territory have been determined; the areas of intensive underground filtration flows and their directions have been discovered; georadiolocation sections have been constructed.

The geophysical investigations on the limestone massif of Migaria revealed the areas of already known and new caves, which have been identified, mapped and described.

მიხეილ ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ.LXVII, 2017
Transactions of Mikheil Nodia Institute of Geophizics, vol. LXVII, 2017
Труды Института геофизики им.М.Нодиа, т.LXVII, 2017

Технология применения телеметрических систем MWD и LWD при бурении искривленных и горизонтальных скважин.

[1] **Хундадзе Н.Ш.,** [1] **Хитаришвили В.Э.,** [1] **Размадзе Т.Д.**

[1]საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი, 0175, საქართველო,
თბილისი, კოსტავას 77

Во многих странах мира применяются телеметрические системы MWD и LWD для контроля, измерения процессов и пространственного управления нефтяных и газовых скважин в наклонно-направленном и горизонтальном бурениях. С помощью этих систем производятся геофизические каротажные работы, определяются температура на забое, плотность и другие параметры бурового раствора, давление в стволе и затрубном пространстве, физико-механические свойства горных пород: трещиноватость, слоистость и прочность, пористость и проницаемость пластов, отличие глинистых и неглинистых пород друг от друга в геологическом разрезе, измеряются и уточняются углы поворота отклонителя, зенитные и азимутальные углы ствола скважины, угол наклона скважины и угол встречи с пластом, угол радиуса искривления, интенсивность искривления и другие параметры профиля скважины. Обеспечивается точность проводки ствола скважины с ориентированием низа бурильной колонны и контроля направления, что дает возможность качественно и в короткие сроки осуществлять строителство и заканчивание наклонно-направленных и горизонтальных скважин.

Применение MWD и LWD телеметрических систем при бурении искривленных и горизонтальных скважин облегчает сделать выводы и принимать решение по проблематичным вопросам, особенно в осложненных условиях бурения. Для этого MWD и LWD системы оснащены специальными датчиками и чувствительными сенсорами.

Действующие компании при проводке наклонно-направленных и горизонтальных скважин применяют MWD и LWD системы различных видов и назначений, каторые выбирают в зависимости от геолого-технических условий бурения, особенностей технологических процессов и поставленных задач. Необходимо также учитывать, какие виды MWD и LWD системы имеют компании, уровень профессиональной подготовки персонала и оснастки механической ремонтной базы. При бурении наклонно-направленных и горизонтальных скважин применяются два вида вышеуказанных систем по расположению, назначению и слияния:

1. MWD и LWD телеметрические системы расположены выше УБТ или винтового забойного двигателя (ВЗД);

2. MWD и LWD системы соединены и слиты в одну систему, которая называется только MWD системой.

В первом случае, когда MWD и LWD системы поставлены в немагнитной трубе выше УБТ или ВЗД, длина телесистемы в немагнитных трубах или УБТ зависит от количества регистрируемых параметров и составляет как правило 10-11 метров.

Чувствительные сенсоры LWD (logging while-drilling sensors) применяются для геофизических исследований в процессе бурения, ту же информацию без сенсора возможно получить геофизическими приборами, но их применение без прекращения бурения невозможно.

Сенсорами также возможно получить данные о физико-механических свойствах горных пород, агрессивности пластовых флюидов. Использование полученных информаций необходимо при бурении горизонтальных скважин, где спуск геофизических приборов стальным канатом сложно и затруднительно, а также требует много времени и высоких материальных и капитальных затрат.

С помощью ДДС сенсором LWD системы получаем информацию о колебании бурильных колонн и влияющих на них силах (кручение, растяжение, осевая нагрузка и другие).

Современный сенсорный испытатель пласта (Geo Tan LWD formation tester) дает возможность получить с большой точностью величину пластового давления при бурении скважин. Этот прибор сбережет времея бурения, снижает капитальные затраты по сравнению с применением традиционных испытателей пласта, которые могут зафиксировать пластовое давление и изменяемость плотности раствора после прекращения циркуляций. Современный испытатель пласта может определить давление пласта при циркулации раствора, когда в низе бурильной колонны нет забойного двигателя, что облегчает отправить данные давления на поверхность к устью скважины.

Спектральный чувствительный сенсор (SLD speqtral sensor) дает информацию о набухании глинистых пород. Дипольное продольное зондирующее устройство датчикам и сенсорам дает информацию о набухании разбуривших горных пород, о физико-механических свойствах горных пород, об интенсивности изнашивания долота и газопроявлений в скважине. Прибор (LWD, NMR,MRLI-WD) магнитным резонансом может исследовать пористость, трещиноватость и водонасыщенность пород, пластовых вод и движений флюидов, определить проявление углеводородов и качество газа.

Прибор (Gamma-roy-measurement) выполняет гамма каротажные работы с помощью двух различных типов чувствительных сенсоров, LWD телеметрические системы при измеренях применяют датчики различных видов, в частности датчик (РСД) для контроля давления, датчик для определения плотности бурового раствора, используются также нейтронные и ултразвуковые датчики, которые могут получать информации для горизонтального бурения.

LWD телеметрическая система сама не может добывающую информацию хорошо обработать в глубине скважины и полученную информацию передать наверх к устью скважины. Для этой цели применяется MWD телеметрическая система, которая, как связное звено из LWD системы, получаемую необработанную информацию передает на поверхность к станции получения, расшифровки и обработки информации (компьютерным системам управления и контроля), где принимаемые данные расшифровываются, обрабатываются и

разработанные характеристики передаются в блок управления LWD системы для наблюдения над управлением технологических процессов или корректировки. Именно работой этого блока управления обеспечен выбор оптимальных параметров режима бурения, плотности и других своиств бурового раствора, снижается риск аварии, который связан с прихватами бурильных труб и гидроразрывами пласта. Все это повышает механическую скорость и другие технико-экономические показатели бурения. Для передачи информации из систем LWD в систему MWD и потом на поверхность к станции получения, расшифровки и обработки информации применяется два метода:

1. Передача информации пульсацией бурового раствора;
2. Передача информации электромагнитными волнами.

Выбор метода передачи информации пульсацией бурового раствора определяется изменением потока раствора в затрубном пространстве и бурильной колонне, которая изображается в датчике давления.

При избыточной пульсации бурового раствора система ограничивает пропускание потока раствора ближе низа бурильной колонны. В этом случае давление повышается т.е. имеем положительную пульсацию раствора, которая отображается на поверхности, когда система пульсации моментально и избыточно пропускает поток раствора в циркуляционных дырах долота в затрубном пространстве и происходит внезапное падение довления бурильных колонн, т.е. имеем отрицательную пульсацию раствора, которая также отображается на поверхности. Методом электромагнитных волн информация, передаваемая электромагнитными волнами низкой частоты, проходит через горные породы на поверхность к заземленной антенне. Метод электромагнитных волнеи предназначен для бурения на суше. Применение этого метода эффективнее, когда бурение скважины производится продувкой, пенами и аэрированными растворами.

MWD система, кроме передачи информации, полученной из LWD системы на поверхность, производит сенсорами (vorehole caliper measurement), кавернометрами акустическую кавернометрию, каторая дает также информацию о стабильности ствола скважины и обрушении стенок скважины. Существующими к системе MWD чуствительными сенсорами регулируются параметры режима бурения, частота вращения долота и осевая нагрузка. Проводится гамма каротаж, с помощью которого определяется радиоактивность горных пород. Система MWD сенсорами и датчиками фиксирует траекторию ствола скважин, пространственное положение, ее азимут, угол зенита и наклона. Полученные информации передаются к микрокомпьютеру, отсюда данные направляются на поверхность к станции получения расшифровки и обработки информации, где информация обрабатывается, устанавливаются координаты траектории ствола и отсюда информация передается к блоку управления системы MWD. С помощью этого блока происходит управление пространственной траектории низа бурового инструмента. (На рисунках 1 и 2 представлены схемы MWD системы и импульсные передатчики с отрицательной пульсацией бурового раствора).

На рисунке. 1. Представлена схема MWD системы.

Централизация (собирание)

На рисунке. 2. Показаны импульсные передатчики с отрицательной пульсацией бурового раствора

Импульсные передатчики с отрицательной пульсацией бурового раствора

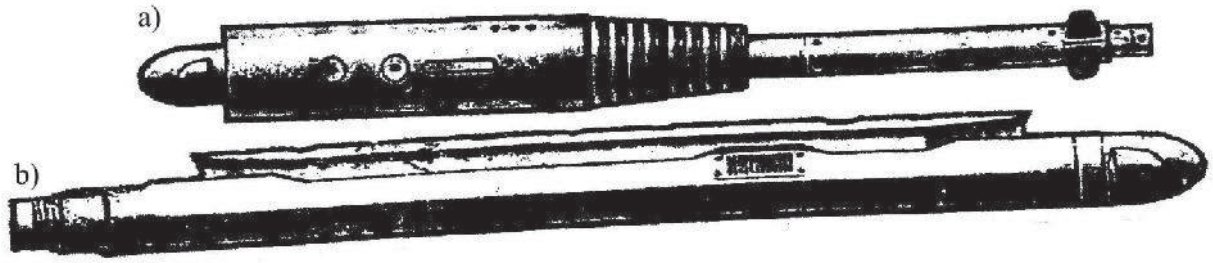


Рис.2. Импульсные передатчики с отрицательной пульсацией бурового раствора
a) ультрамелкие передатчикы диаметром 89 мм.
b) стандартные передатчики диаметрами 120 и 171 мм.

Во втором случае бурения наклонно-направленных и горизонтальных скважин применяется второй вид телесистемы, где MWD и LWD системы соединены и слиты в одну систему, которая называется только MWD система. Эта система также находится в немагнитной трубе наверху УБТ или ВЗД и выполняет все те же работы, которые выполняли MWD и LWD системы в отдельности. Пример этого MWD "р-360" телеметрическая система, которую принимает "phoenix technology services" компания и система "orientear" MWD фирмы ГЕРС (Россия). Они применяются для бурения наклонно-направленных и горизонтальных скважин. MWD "р-360" телеметрическая система специальными сенсорами и датчиками регулирует траекторию ствола скважины для того, чтобы ствол точно поместился в самой продуктивной части пласта. Применением этой системы возможно точно установить глубину скважины вертикально и расположение забоя. MWD "р-360" система имеет гидравлические и электромагнитные каналы подачи информации для передачи данных на поверхность к станции приема, расшифровки и обработки информации.

Система "orienteer" MWD предназначена для проведения инклинометрии, управления и сбора данных всех типов. Уникальное интегрирование скважинных и наземных модулей с отрицательным гидравлическим импульсом и наземной системой измерения регистрации информации и управления строительства скважин фирмы ГЕРС позволяет осуществлять проводку наклонно-направленных и горизонтальных скважин на самом современном и высокотехнологическом уровне. Данное оборудование транспортируется, хранится,

обслуживается и эксплуатируется на базе передвижной станции ЗТС (Забойная телеметрическая система).

В таблице.1.показаны технические характеристики инклинометрических датчиков системы “orienteer MWD ”.

ТЕХНИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИНКЛИНОМЕТРИЧЕСКИХ ДАТЧИКОВ

Таблица.1.

параметр	диапазон	точность	повторямость	Разреше-ние	Время обновления	Тип данных
Азимут	$0\text{-}360^0$	$\pm 0{,}5^0$	$\pm 0{,}5^0$	$0{,}1^0$	Среднее время полной передачи – 70-90 секунд	Обрабо-танные и сырые
Наклонение	$0\text{-}180^0$	$\pm 0{,}05^0$	$\pm 0{,}5^0$	$0{,}1^0$		
Температура	$0\text{-}200^0$	$\pm 1{,}0^0$	$\pm 1{,}0^0$	$0{,}1^0$	Каждая передача (в каждой съемке)	
Магнитное поле	0-5Т	$\pm 0{,}075^0$ mT	$\pm 0{,}075^0$ mT	$0{,}1^0$ mT		
Отклонитель гравитационный	$0\text{-}360^0$	$\pm 0{,}5^0$	$\pm 0{,}5^0$	$0{,}1^0$	Стандарт – 30 сек Турбо - 8 сек Эконом– 60 сек	Только обработа нные
Отклонитель магнитный	$0\text{-}360^0$	$\pm 1{,}0^0$	$\pm 1{,}0^0$	$0{,}1^0$		
Азимут метки (отклонителя)	$0\text{-}360^0$ до 3^0 наклона	$\pm 1{,}0^0$	$\pm 1{,}0^0$	$0{,}1^0$		

Стандартный передатчик последовательно генерирует потери давления бурового раствора, чтобы передавать полученные в скважине данные на поверхность. Эти импульсы создаются открытием и закрытием внутреннего клапана, который открывается на короткий промежуток времени и тем самым пропускает небольшой объем бурового раствора из внутренней части бурильной колонны в затрубное пространство. Тем самым создается небольшое изменение давления внутри бурильной колонны, которое регистрируется на поверхности как относительно малое. (2-3,5 атм.) падение давления в напорной линии, и называется “импульсом отрицательного давления”.

Наземная система из датчиков и оборудования, необходимого для получения сигнала от скважинного прибора, а также распознавания и обработки измеренных данных инклинометрии в скважине. Сигналы от скважинного модуля, через датчик давления в нагнетательной линии, поступают в системный интерфеисный блок, где автоматически извлекаются из кривой давления, фильтруются и передаются на персональный компьютер. Полученный сигнал декодируется в измеренные значения отклонителя, зенита, температуры и контроля состояния забойного оборудования. Измеренные данные записываются в общую базу данных и выводятся на экран инженера по бурению и

Индикаторныи Пульт Бурильщика на столе ротора в режиме реального времени. Также полученные данные могут передаваться в геологическую службу заказчику и службу суперваизинга по каналам связи в международном формате VIDS.O.

Система сбора, установленная на буровой и в станции ЗТС, позволяет собирать, обрабатывать и хранить основные технологические параметры: давление и расход раствора в нагнетательной линии, перемещение талевого блока, вес на крюке. Вывод измеренных и расчетных технологических параметров на монитор инженера по бурению и на стол буровой в режиме реального времени, позволяет контролировать процесс бурения и проводки скважины по заданной траектории.

Из вышеуказанного можно заключить, что применение телеметрических систем MWD и LWD, оснащеннных специальными чувствительными и сенсорами и датчиками значительно улучшает технологический процесс проводки скважины и работы буровых оборудований, измеряет и контролирует параметры режима бурения, устанавливает, корректирует и управляет траекторию скважин, с этим обеспечивает точность проводки ствола скважин в продуктивный пласт. Все это значительно повышает эффективность бурения скважин и технико-экономические показатели проводки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варшаломидзе Г.Х. Современные методы и технологии бурения нефтяных и газовых скважин. Технический университет. Тбилиси, 2010г, 1001 с.
2. ი. გოგუაძე. ნავთობისა და გაზის ჭაბურღილების ბურღვის ტექნიკა და ტექნოლოგია, II ნაწილი, ტექნიკური უნივერსიტეტი, თბილისი, 2004წ, 457გვ.
3. გ. ვარშალომიძე, ი. გოგუაძე, ნ. ხუნდაძე, ვ. ხითარიშვილი, ნ. მაჭავარიანი. MWD და LWD სისტემების გამოყენება დახრილ-მიმართული და ჰორიზონტალური ჭაბურღილების გაყვანისას. საქართველოს ნავთობი და გაზი N 30,2015წ. 128-132გვ.

MWD და LWD ტელემეტრიული სისტემების გამოყენების ტექნოლოგია გამრუდებული და ჰორიზონტალური ჭაბურღილების ბურღვისას

ხუნდაძე ნ., ხითარიშვილი ვ., რაზმაძე თ.

რეზიუმე

ნაშრომში განხილულია დახრილ-მიმართული და ჰორიზონტალური ბურღვისას ნავთობისა და გაზის ჭაბურღილების კონტროლის, გაყვანის პროცესების გაზომვის და სივრცობრივი მართვის MWD და LWD ტელემეტრიული სისტემების გამოყენების შედეგები. ამ სისტემების დახმარებით ტარდება გეოფიზიკური გამოკვლევები. განისაზღვრე-

ბა ქანების ფიზიკურ-მექანიკური თვისებები, საბურღი ხსნარების და ბურღვის რეჟიმის პარამეტრები, გაიზომება ჭაბურღილის ზენიტური და აზიმუტური კუთხეები, გამრუდების პარამეტრები. MWD და LWD სისტემები აღჭურვილია სენსორებითა და გადამწოდებით. მიღებული ინფორმაცია გადაეცემა ზედაპირზე მიღების, გაშიფვრისა და დამუშავების სადგურს, სადაც დაუმუშავებული ინფორმაცია დამუშავდება და გადაეცემა ტელესისტემის მართვის ბლოკს. ამ ბლოკის საშუალებით კორექტირდება და იმართება ჭაბურღილების ტრაექტორია. ყველა ეს კი მნიშვნელოვნად ზრდის ბურღვის ტექნიკურ-ეკონომიკურ მაჩვენებლებს.

Технология применения телеметрических систем MWD и LWD при бурении искривленных и горизонтальных скважин.

Хундадзе Н.Ш., Хитаришвили В.Э., Размадзе Т.Д.

Резюме

В работе рассматриваются результаты применения MWD и LWD телеметрических систем контроля, измерения процессов проводки и пространственного управления нефтяными и газовыми скважинами в наклонно-направленном и горизонтальном бурения. С помощью этих систем проводятся геофизические исследования. Определяются физико-механические свойства горных пород, параметры бурового раствора и режима бурения. Измеряются зенитные и азимутные углы и другие параметры искривления скважины. MWD и LWD системы оснащены сенсорами и датчиками. Полученная информация передается на поверхность к станции получения, расшифровки и обработки информации. Таким образхом, полученные данные обрабатываются и передаются к блоку управления телесистемы. С помощью этого блока корректируют и управляют траекторией скважины. Все это значительно повышает технико-экономические показатели бурения.

Application MWD and LWD telemetry technology systems of contorted and horizontal well drilling

N. KHUNDADZE, V. KHITARISHVILI, T. RAZMADZE

Абстракт

The paper considers the results of MWD and LWD telemetry system use for controlling, measuring of withdrawal processes and spatial management during directed and horizontal drilling of oil and gas wells. These systems are organized with the help of geophysical researches. The physical and mechanical properties of rocks, drilling fluids and drilling mode settings, azimuth and zenithal angles measured in wells, distortion parameters are determined. MWD and LWD systems are equipped with sensors and transducers. The information is transferred to the surface of the receiving, decrypting and processing stations, where the information is processed and transferred to the control block telesystems. The block adjusts and operates the well trajectory. All this significantly increases the drilling technical-economic indicators.

მიხეილ ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ. LXVII, 2017
Transactions of Mikheil Nodia Institute of Geophysics, vol. LXVII, 2017
Труды Института геофизики им. Михаила Нодиа, т. LXVII, 2017

Физическое моделирование лавовых трубок в георадиолокации.

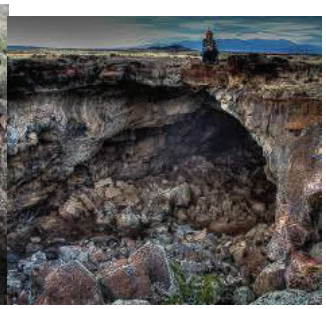
ОдилавадзеТ.Д.,Челидзе,Т.Л.

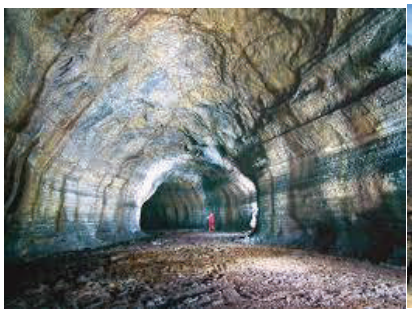
Институт геофизики им. М. З. Нодиа Тбилисского государственного университета, ул. Алексидзе No. 1, 0160, Тбилиси, Грузия,odildavit@gmail.com

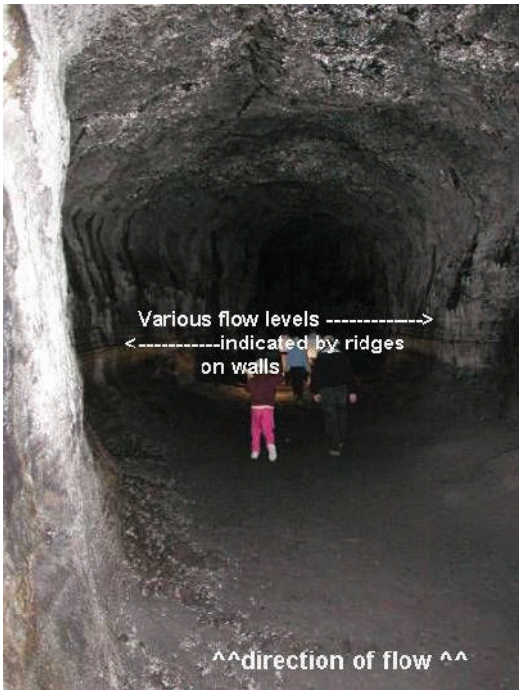
Лавовые трубки в геологии , геофизике ,привлекают к себе всё большее и большее внимание. Эти объекты представляют собой находящиеся в прикоровой области 15-20м. планет (Земля,Луна, Марс..) лавовые проводы диаметром от метровых до десятков и более метров, а их длина достигает десятков километров. Лавовые трубки наблюдаются в базальтовых средах от вулканических конусов с крутизной 6-8 градусов.Вблизи подобных вулканических аппаратов, на территории Грузии могутметодом георадиолокации быть зафиксированы такиеобъекты-лавовые трубки,особенно в Южной Грузии, богатой лавовыми проявлениями базальтовых сред.

Метод георадиолокации позволяет найти и распознать объект при определённомрадиообразе целевого объекта.С целью определения радиообраза исследуемого объекта можно применить метод физического моделирования в георадиолокации с определением и применением коэффициентов подобия электромагнитных полей, развитый авторами в (1\2\) .

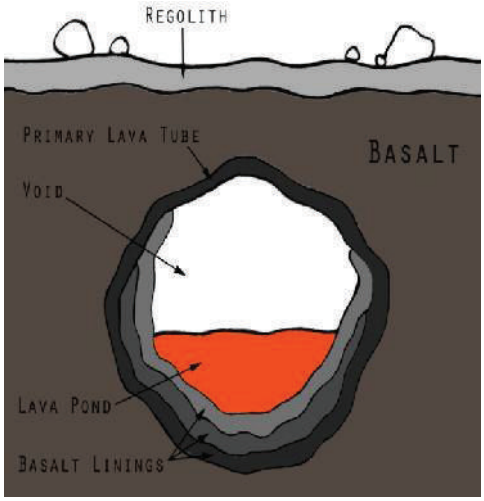
Лавовые трубки отличаются разнообразностью,как по форме, так и по расположению и по магматическому составу. Для примера приводим фотографии некоторых лавовых трубок:







Значительным отличительным признаком лавовых трубок от других продолговатых пустот, расположеных под землёй (водоводы, карстовые пустоты, антропогенные туннели..) является их сложная слоистость.



Это выражается в наличии разной толщины шлаковых слоёв и отличии состава слоёв русла и ,,обсадки" лавовой трубки,зависящего от состава разновременных лавовых протоков.

Важно отметить,что лавовые трубки в начальной стадии своего функционирования представляют собой хорошо сформированные округлые трубки,тогда, как после нескольких выходов лавы в трубке появляется горизонтальная поверхность остывшей лавы.

Поэтому следует выделить несколько форм строения лавовых трубок:

1.Лавовые трубки геометрически подобные трубе.

2.Лавовые трубки частично заполненные лавовым наполнителем с горизонтальной поверхностью.

3.Лавовые трубки, находящиеся в шлаковом обрамлении.

4.Многослойные лавовые трубки с разносоставными горизонтальными наполнителями в шлаковых трубчатых средах.

Лавовые трубки имеют оконечность с выходом на резкое изменение рельефа поверхности сброса например: к каньону, ущелью,речному,морскому или океаническому берегу с резким изменением высоты обрыва выхода лавы. Такие условия рельефа в Грузии наблюдаются в нижней Картлина местах лавовых проявлений с неоднородным рельефом (ущелье, каньоны..)

Лавовые трубки имеют такую замечательную особенность, как перерождение одиночной трубки в трубку значительно меньшего диаметра а также перерождение одной трубки в несколько трубок меньшего масштаба. Ниже приведены несколько примерных фотографий таких случаев.

В Грузии есть геологические условия для формирования лавовых трубок, открытие которых и исследование значительно повысило бы туристический потенциал страны.

Так как лавовые трубки,по своей природе, расположены близко к поверхности Земли (первые десятки метров),то для их исследования предпочтительнее использовать такой современный и прогрессивный геофизический метод, который применяется для исследования

подобных глубин под землёй. Таким успешным геофизическим методом является георадиолокация, которая основана на возможности фиксировать различные диэлектрические проницаемости среды с применением электромагнитных волн высоких и сверхвысоких частот георадара.

Для определения расположения подземных объектов и, в ряде случаев определения их сущности пользуются радиообразом объекта, т.е. фиксирование и ,,расшифровка,, которых осуществляется на основе различия геометрической формы и различия диэлектрической проницаемости .

В последнее время, в секторе ,,прикладной и экспериментальной геофизики" , Института геофизики ,ТГУ, был разработан и успешно внедрён способ- подобности георадиолокации физического моделирования (Одилавадзе,Челидзе) посредством которого возможно проводить исследования и решениягеорадиолокационых задач на установке физического моделирования и распространение их результатов на полевые, крупномасштабные георадиолокационные объекты с условием применения коэффициентов подобия электромагнитных полей. В частности, установление,,лабораторного"радиообраза в прямой задаче и распространение результата на ,,полевую" обратную задачу .

Для определения радиообраза лавовых трубок в лаборатории ,,Физического моделирования георадиолокационных полей,, сектора ,,Прикладной и экспериментальной геофизики,, была

разработана и запланирована серия исследований георадиолокационного физического моделирования для установления радиообраза лавовых трубок разных конфигураций. Был использован георадар ,, Зонд 12-е,, с штатной антенной 2ГГц., и программным обеспечением ,,Призм 2.5,,.

Исследование и решение прямой задачи проводилось для песочной среды (габаритом 2.4м.Х1.25м.Х1.25м.) смоделями на разных глубинах при проведении георадиолокационных профилей над ними и интерпретации полученных радарограмм.

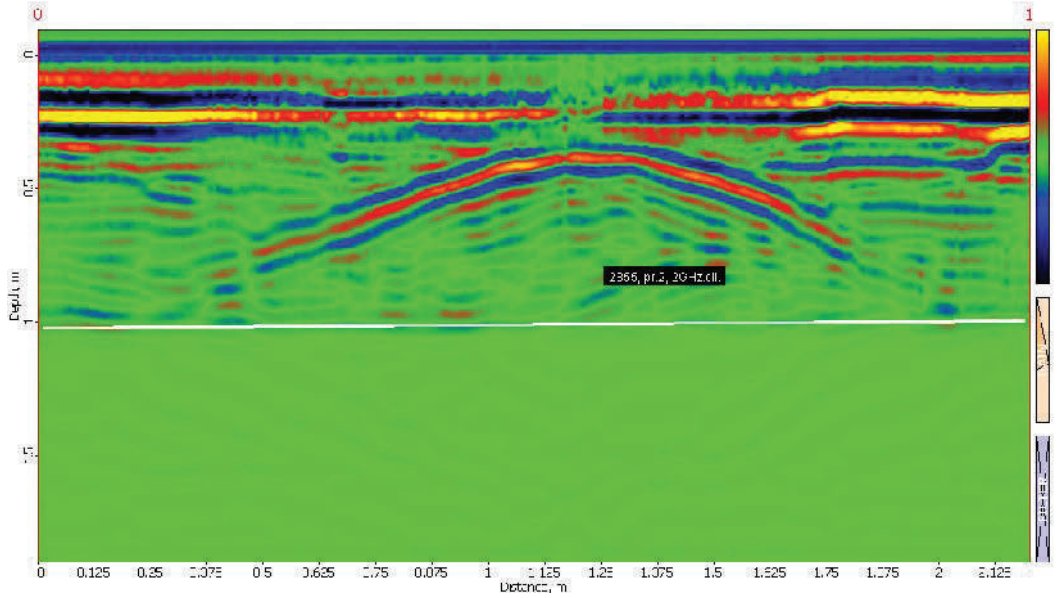


Рис.1, Модель:воздухо-содержащая пластмассовая трубка диаметром =15см., длиной=60см.Профиль пересекает модель перпендикулярно по центру.

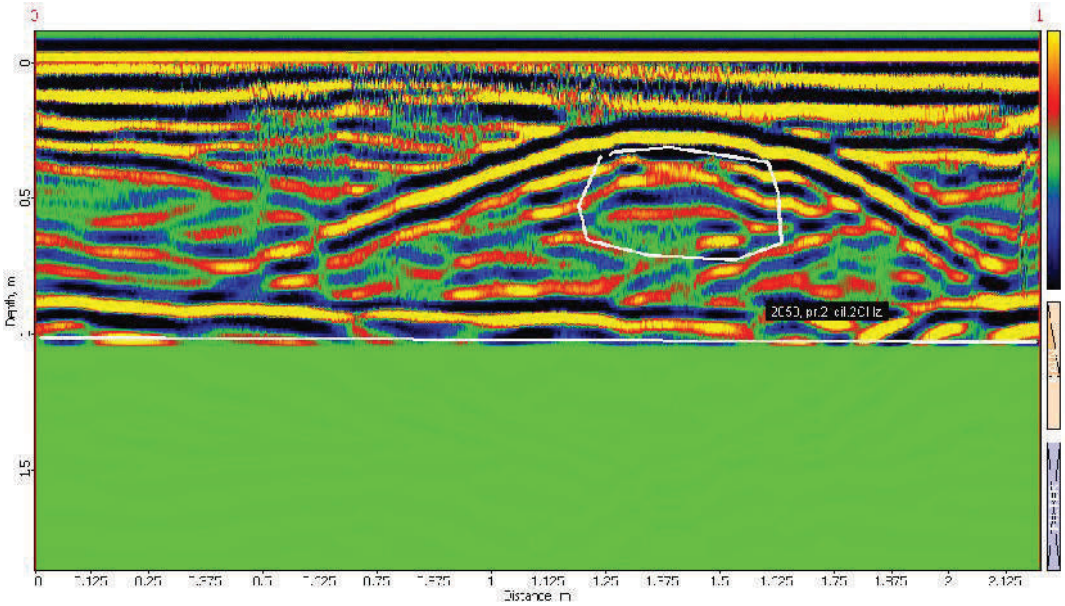


Рис.1, Модель: воздухо-содержащая пластмассовая трубка диаметром =15см., длиной=60см. Профиль пересекает модель перпендикулярно по центру, используется опция усиления, Выделилось ,,Боу-таи,,\1,2,3,\ , образ, подтверждающаий наличие пустоты.

Представленные на радарограмме излучённые электромагнитные волны содержат информацию в форме геометрии осей синфазности и текстуры среды. От погребённого объекта зафиксированные отражённые и преломлённые волны формируют радиообраз , в частности

параболой формируется часть образа от отражённых волн, а Боу-таи формируется преломлёнными эл.маг. волнами,в соответствии с принципом суперпозиции электромагнитного поля, они представляют один цельный образ, который характеризует трубку.

Ниже приводятся выдержки из работ, проведённых группой авторов исследующих методом математического моделирования образы трубок разных диаметров . \4\

Были исследованы модели лавовыхполузаполненных трубок с использованием ,,МАТЛАБ,, . Были установлены радиообразы для лавовых трубок разного диаметра в идеальной однородной среде.

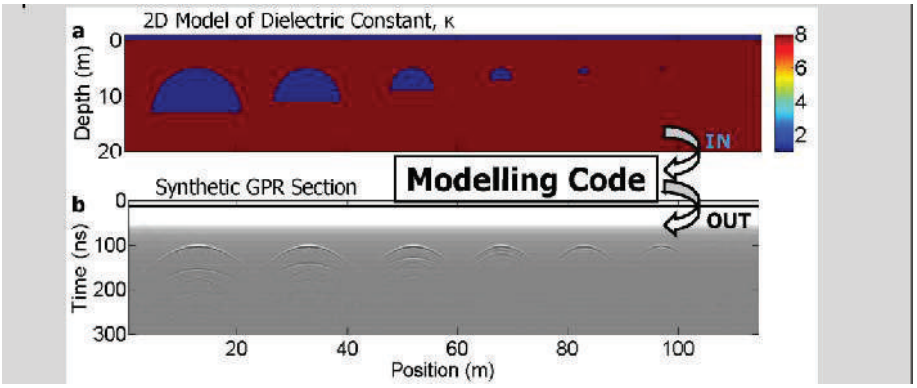


Рис.3, Радиообразы трубок разных диаметров с заполнением средой до серединного среза трубки.\4\.

Нами, после увеличения картинки образов на рис.4, были выявлены Боу-таи, находящиеся под параболами радиообраза, что представляет полный радиообраз данного объекта.

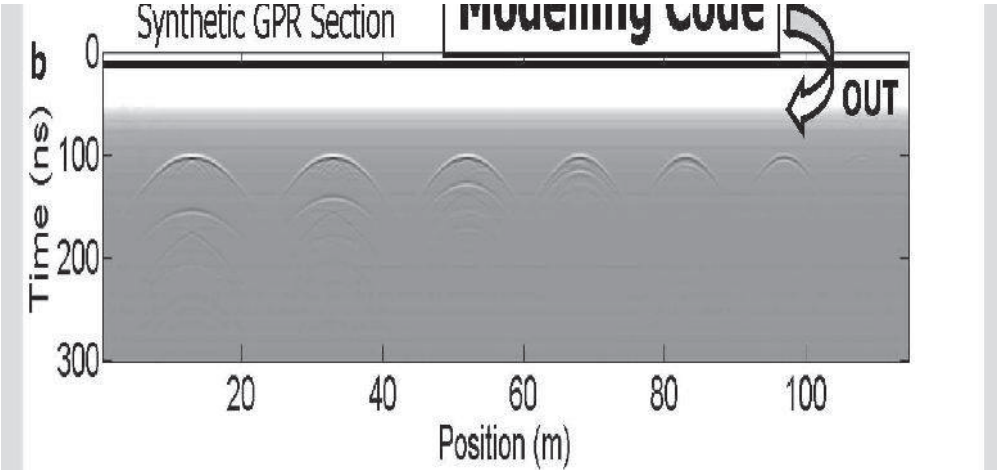


Рис.4,представлены увеличенные радиообразы моделей лавовых трубок разных диаметров с половинным наполнением.\4\

Ниже, на рис.5, мы приводим радиообраз модели параллелепипеда (,,ящик,,), на котором ясно читается как деформированная парабола, так и,,Боу-таи,,под ним\1,2\.

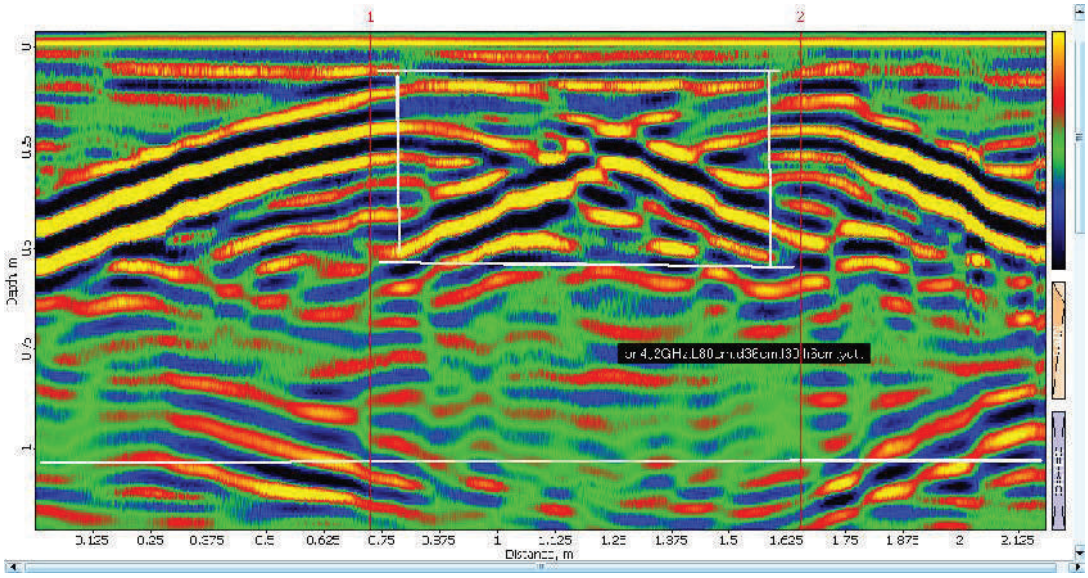


Рис.5, на радарограмме представлен т.н. радиообраз модели ,,ящика,, реальные размеры ящика отмечены белыми линиями.

Модель ,,ящика,, может быть принята в отношении трубки, как предельное перерождение трубки с очень явно выраженно ,,Боу-таи,,.

Перейдём к рассмотрению более приближённой к реалиям физической модели лавовой трубки в шлаковом обрамлении. Первый слой лавовой трубки- шлак, поэтому была выбрана толстостенная асбестовая трубка с диэлектрической проницаемостью, отличной от вмещающей среды, чья радарограмма и представлена на рис.6.

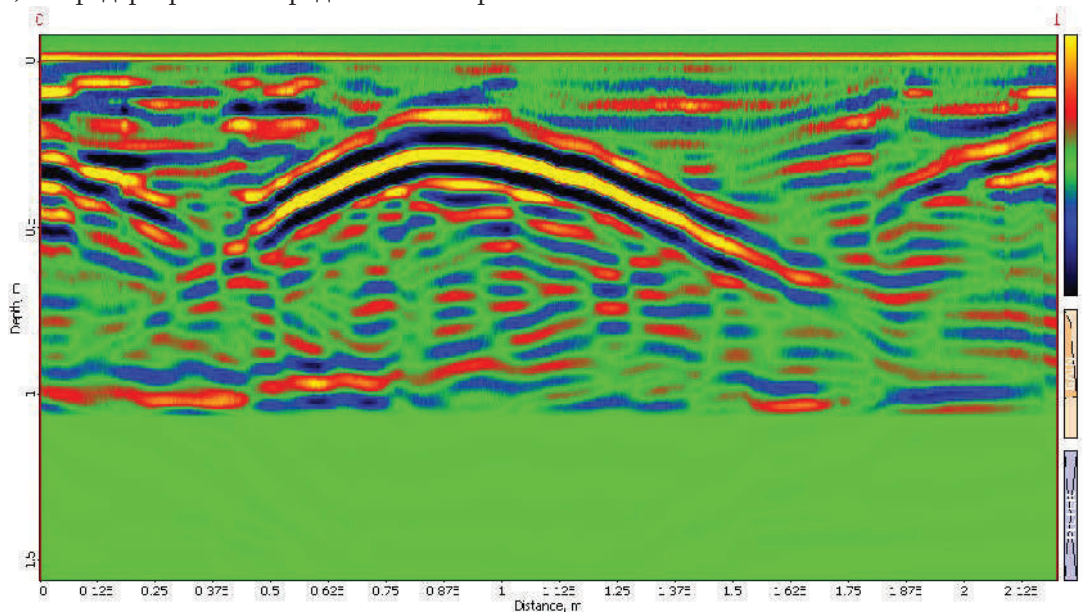


Рис.6, Радарограмма модели лавовой трубки в шлаковом обрамлении(толстостенной трубки).

Важно заметить, что радиообраз толстостенной трубки на радарограммепредставлен только деформированной параболой, чья вершина сверху и снизу ограничена параллельными отрезками осей синфазности.Отсутствие,,Боу-таи,, должно быть вызвано сильным поглощением толстыми стенами трубки с высокой диэлектрической проницаемостью (имитация шлака) , преломлённых волн,создающих часть образа в виде ,, Боу-таи,,.Поэтому,радиообраз лавовой трубки с толстыми стенками и значительным содержанием шлакового обрамления , может и не соответствовать классической форме и потребует последующей камеральной обработки.

Ниже, на Рис.7 приводится модель расположенных одна над другой лавовых трубок (расстояние между которыми равно одной пятой диаметра трубки) с воздушным заполнением.Из приведённой радарограммы видно, что радиообраз частично соответствует ,,классическому,,.В частности,отмечается наличие частично деформированнго ,,Боу-таи,, под частично деформированной параболой.

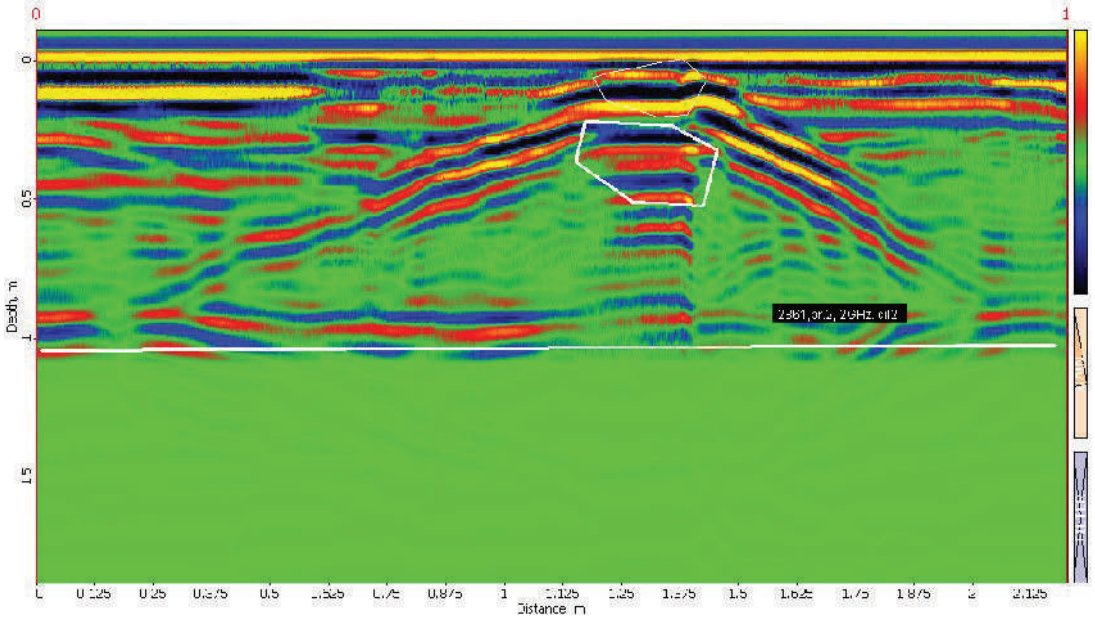


Рис.7. Приведена радарограмма двух параллельных расположенных одна над другой труб в физической среде (песок) -модели лавовых трубок. Отмечены ,,Боу-таи,,параллельные отрезкам осей синфазностина вершине параболы.

На радарограммерадиообраза отмечается фиксирование дифрагированных волн в виде коротких параллельных осей синфазностипод,,Боу-таи,,.

Далее приводится радарограммарадиообраза вертикально расположенных параллельных труб с частично заполненной средой(песок) с горизонтальной поверхностью для верхней трубки – модели лавовых трубок на рис.8.

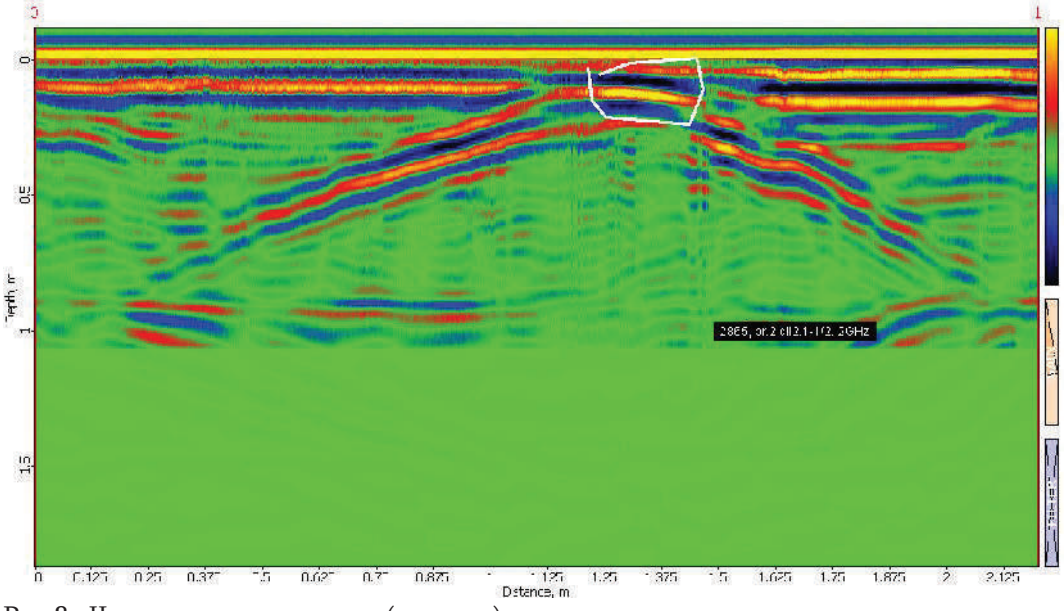


Рис.8 . Частично заполненноые(верхние) вертикально расположенные параллельные трубки в песочной среде. Важно отметить, что в данном случае не фиксируется распространение вниз дифрагированных волнрадиообраза.

На Рис.9 приводится образ модели лавовых трубок с двумя вертикально расположенными трубами, где обе заполнены средой до половины на уровне горизонтального диаметра.

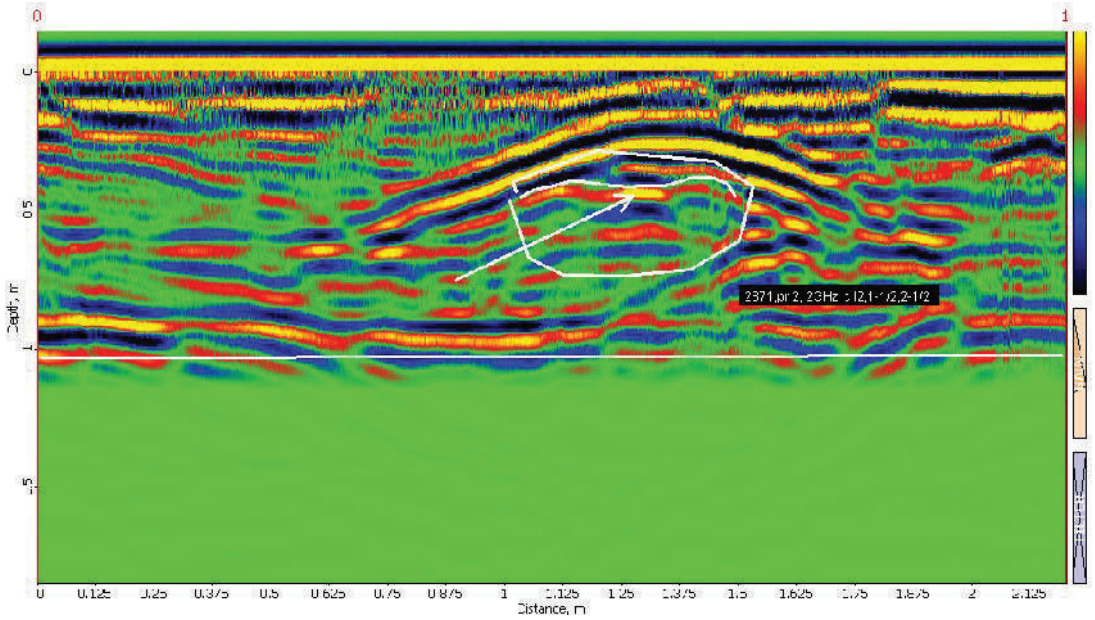


Рис.9 представленарадарограмма для модели двух вертикально расположенных лавовых трубок с наполовину заполненной (песком) внутренней частью.

Данный радиообраз имеет сложное строение, в частности выделяется, расположенное под параболой, часть ,,Боу-таи,, , который с низу подпирается осями синфазности в виде коротких параллельных отрезков дифрагированных волн , которые по нашему мнению, представляет собой усечённую часть образа, как резонатора радиоволн. Интересно отметить что на этом радио-образе выделяется (указано стрелкой) характерная кривая (то –же фиксируется для радиообраза ,,ящика,, для отдельной трубки в частично деформированном виде.), что и совпадает с выборкой из нижеприведённой статьи Рис.10 \4\ радиообразом, для обработанного радиообраза одиночной полу заполненной трубки с характерной волновой линиейсинфазности, указано стрелкой (зелёной).

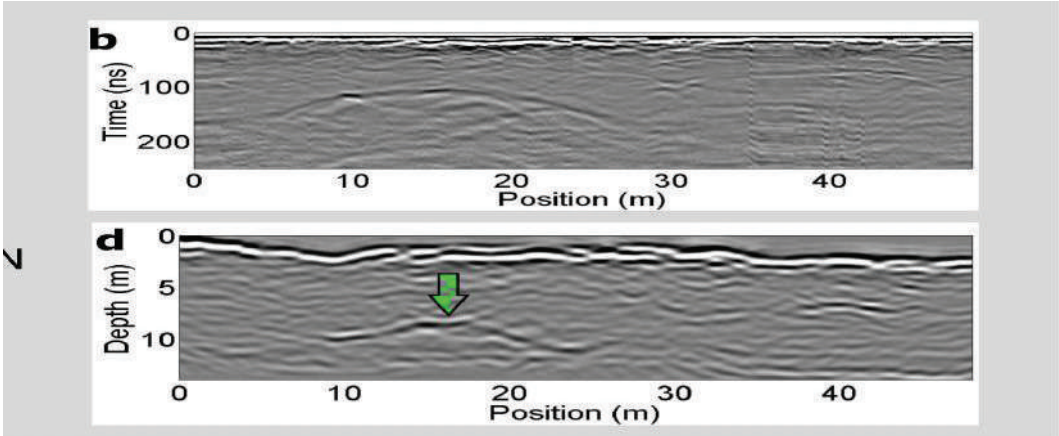


Рис.10, Обработанный образ одиночной полузаполненной трубки с характерной волновой линией, указано стрелкой (зелёной)\ 4\ .

На рис .11 представлена радарограмма для модели двух вертикально расположенных лавовых полузаполненных трубок, усложнённая сферическим (диаметр лавовой трубки) пустотным включением и отнесенная от трубок на расстояние в 5 раз больше диаметра трубки.

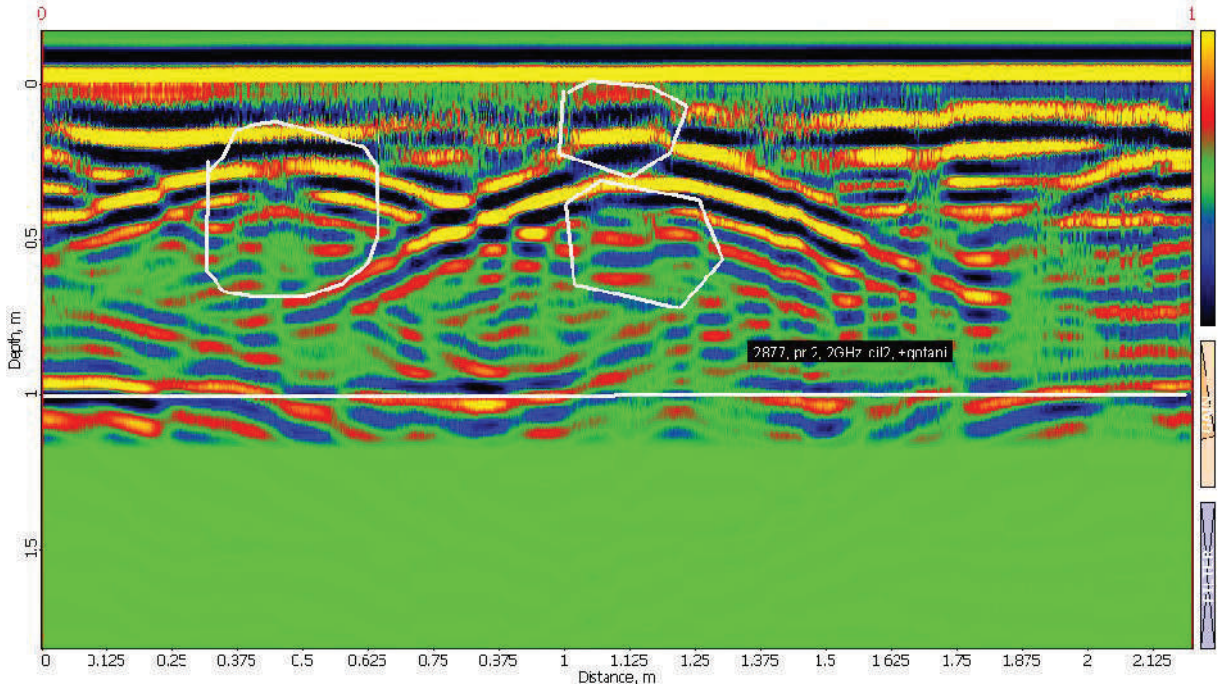


Рис.11, Две в вертикальной плоскости,одна над другиой, расположенные параллельно, ориентированные лавовые трубки, усложнённые сферическим включением (радарограмма).

На радарограмме данной модели читается как характерный радиообраздвух трубок (вертикальная плоскость), так и образ сферической пустоты (обведено белой линией). Кроме этого, сам сферический объект и вертикально расположенные параллельные трубки, создают между собой радиообраз подобное ,,Боу–таи,, здесь должно иметь место резонансное явление.

Далее (рис.12) мы приводим радиообразы, сформированные преломленными электромагнитными волнами для резонаторов цилиндрических форм разных габаритов, которые проявляются в полном или усечённом виде.\5\

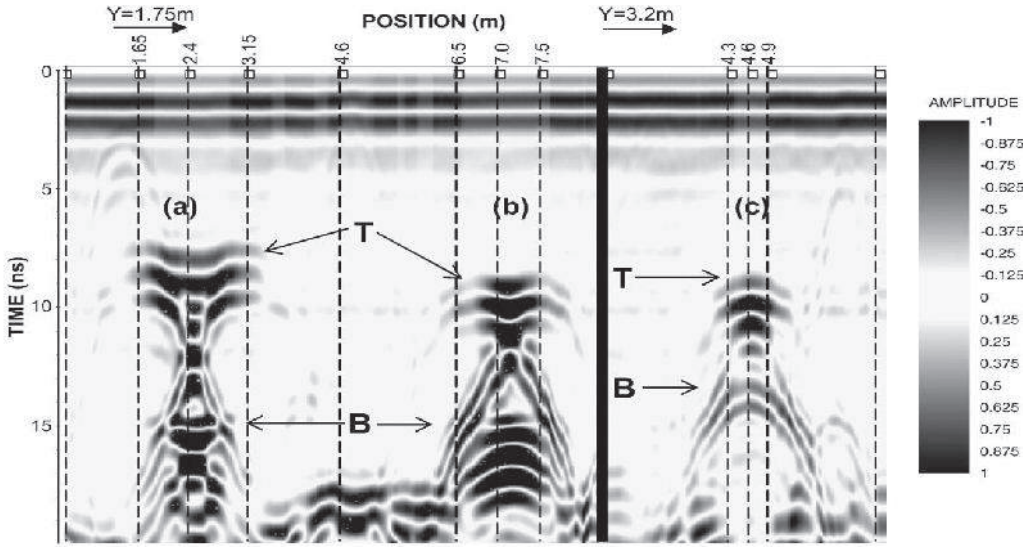


Рис.12, данные получены для частоты 500МГц. Для глубины (20нсек) расположения цилиндров с диаметрами 1.5м.,1м.,0.6м.

Сопоставление радиообразов полых резонаторов указывает на общий резонансный характер исследуемых процессов.

Радиообраз перерождённой лавовой трубки в трубку значительно меньшего диаметра показан на радарограммах Рис.13 и Рис14. Первая для основной лавовой трубки, а следующая радарограмма для перерождённой лавовой трубки с меньшим диаметром.

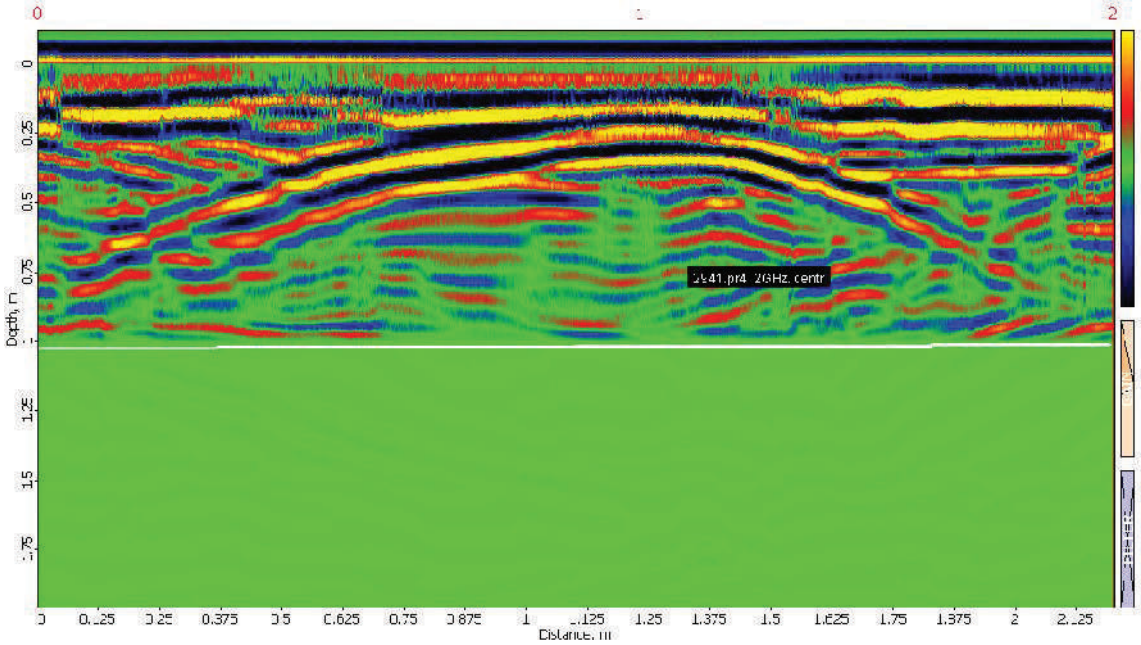


Рис.13, основная лавовая трубка (диаметр=0.5м.) заполнена с нижней стороны активированным углём, в котором находится трубка с меньшим диаметром (01.5м.) с воздушным наполнителем, профиль проходит через центр.

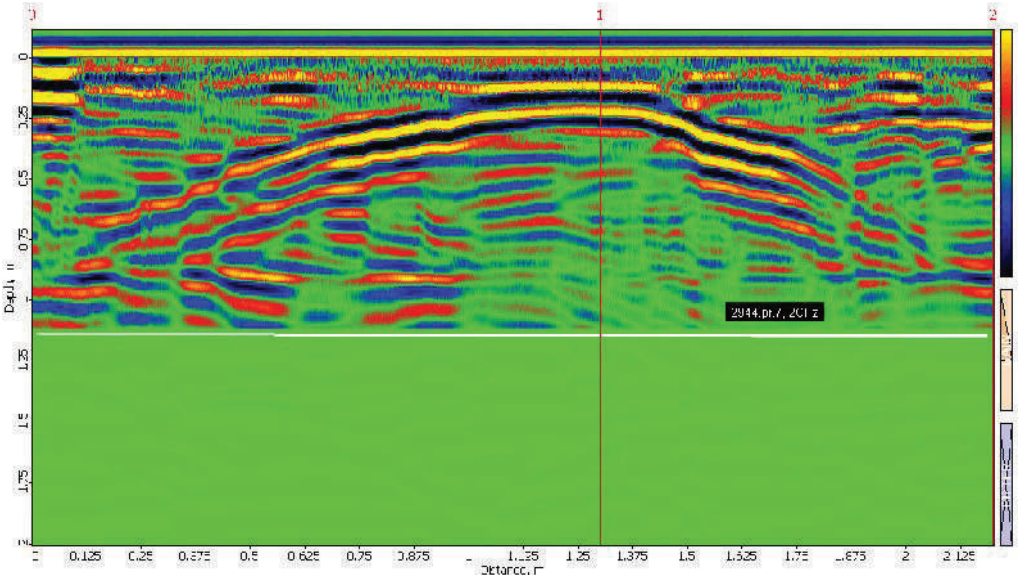


Рис.14. профиль проходит через центр малой трубки (радарограмма).

На радиообразе отчётливо выявился признак перерождения лавовой трубки в лавовую трубку меньшего масштаба. Вместе с уменьшением геометрического размера происходит, уменьшение образа с сохранением формы подобия.

Горизонтально–параллельно расположенные две трубки. Модель лавовых трубок горизонтального расположения приводится ниже.

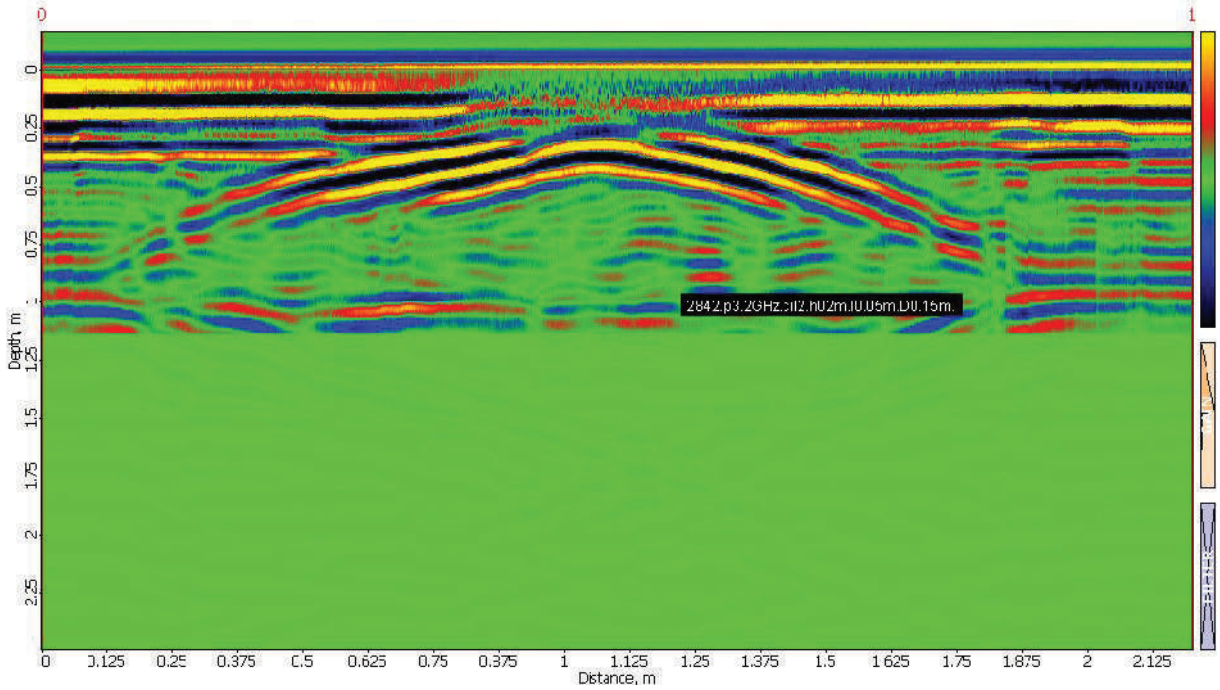


Рис.15.Горизонтально расположенные две трубки с воздушным наполнением, расположены на расстоянии трети диаметра (0.05м.)

Данныйрадиообраз составляет одно целое, замечается сглаживание и расширение вершины параболы.На склонах параболы наблюдаются симметрично расположенные ,.узлы,,

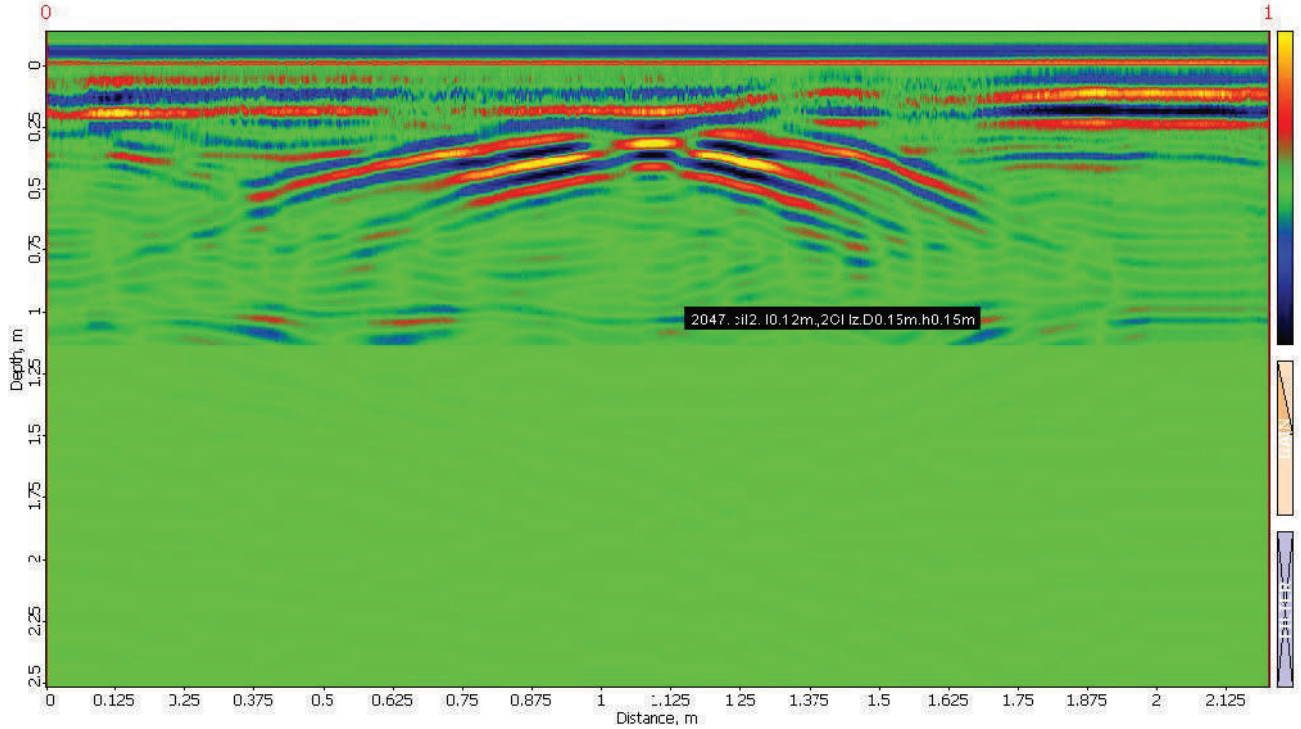


Рис.16,Горизонтально расположенные воздухо-содержащие трубки разнесены на расстоянии 0.12м.Радиообраз создал характерно, своеобразно расположенные оси синфазности.

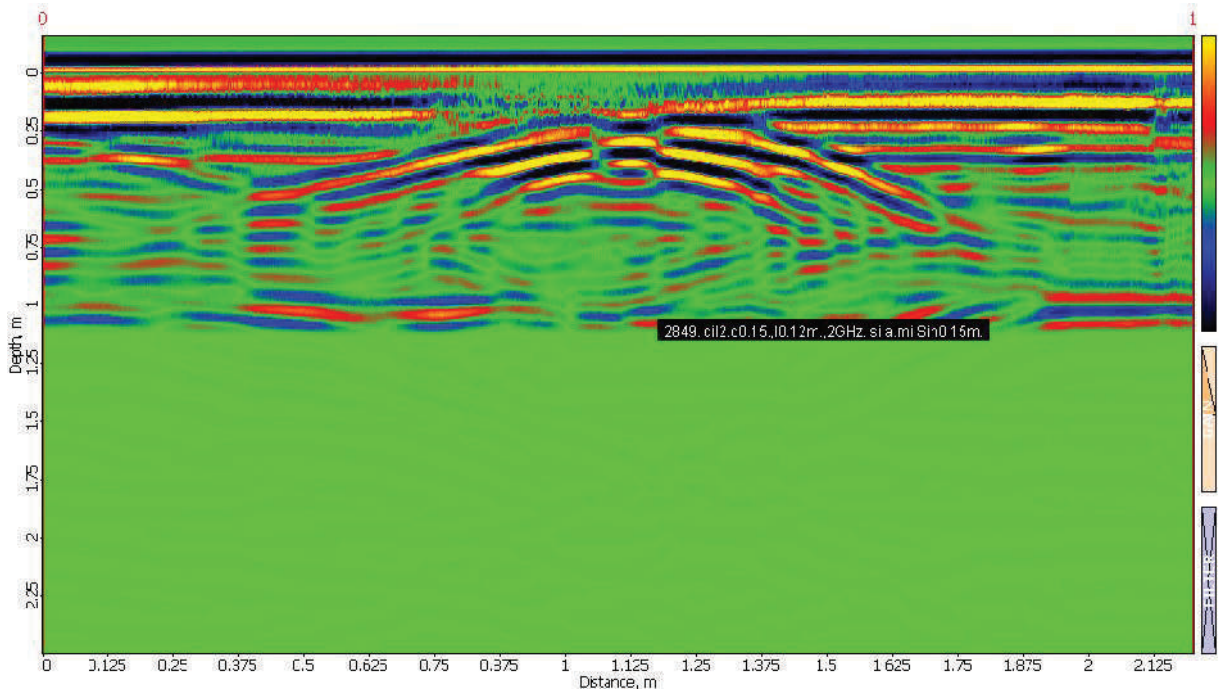


Рис.18.Горизонтально расположенные частично воздухо содержащие две трубки с горизонтальным внутренним поверхностным наполнителем (воздух 30%, песок 70%) разнесены на расстояние 0.12м.

Радиообраз стал более явно выраженным, с характерным расположением осей синфазности.

Заключение: используя способ сравнительного георадиолокационого физического моделирования и метод математического моделирования в георадиолокации выявились реальные радиообразы моделей лавовых трубок и подобных объектов, которые можно распространить на полевые объекты и, тем самым решить, обратную задачу георадиолокации для изыскания, определения локации и определения сущности лавовых трубок и подобных пустот.

Литература:

1.D.T. Odilavadze, T.L. Chelidze.Physical simulation of georadiolocation field in direct and inverse problems of electrodynamics.Geophysical Journal (Ukraine), V.35, №4, 2013 (in Russian)

2. D. Odilavadze, T. Chelidze, G. Tskhvediashvili .Georadiolocation physical modeling for disk-shaped voids.. JOURNAL OF THE GEORGIAN GEOPHYSICAL SOCIETY vol.18A 2015. Pp.27-40

3. Neal A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. Earth-Sci. Rev. 2004. 66, 261—330pp.

4. Rowell, C.R., Pidlisecky,A.,IrvingJ.D,Ferguson R.J University of Calgary rowell.colinr@gmail.comadampid@ucalgary.carjfergus@ucalgary.ca University of Guelph , james.d.irving@gmail.com.2010.

5.Lev Kofman a, Amit Ronen b,*, Sam Frydman a. Detection of model voids by identifying reverberation phenomena in GPR records.Journal of Applied Geophysics 59 (2006), 284– 299pp.

ლავური მილების ფიზიკური მოდელირება გეორადიოლოკაციაში.

დ. ოდილავაძე, თ. ჭელიძე

რეზიუმე

ლავური მილების ფენომენი სულ მეტ და მეტ ინტერესს იწვევს გეოლოგია-გეოფიზიკაში. ეს ობიექტები წარმოადგენენ პლანეტარულ ქერქში ზედაპირთან საკმაოდ ახლოს (15-20მ) განლაგებულ მილის ფორმის ლავურ გამტარებს ერთეულიდან ათეულმეტრებამდე დიამეტრით, მათი სიგრძე კი ათეულობით კილომეტრს აღწევს. ლავური მილები გამოირჩევიან მრავალფეროვნებით როგორც ფორმის, ასევე განლაგებისა და შემადგენლობის თვალსაზრისით. დასკვნა: ფიზიკური მოდელირების შედარებითი გეორადიოლოკაციური მეთოდის გამოყენებით და მათემატიკური მოდელირების მეთოდების გამოყენებით გამოიკვეთა ლავური მილების და მსგავსი ობიექტების რეალური გეორადიოლოკაციური რადიოსახეები, რომლებიც ცალსახად შეიძლება გავრცელებულ იქნას საველე ობიექტების რადიოსახეებად შებრუნებული ამოცანების ამოსახსნელად გეორადიოლოკაციაში, ლავური მილების და მსგავსი სიღრუვეების მოძიებასა და მათი ლოკაციის დადგენისათვის.

Физическоемоделированиелавовыхтрубоквгеорадиолокации.

ОдилавадзеД.Т., ЧелидзеТ. Л.

Реферат

Лавовые трубки наблюдаются в базальтовых средах от вулканических конусов с крутизной 6-8 градусов. Вблизи подобных вулканических аппаратов на территории Грузии могут быть зафиксированы методом георадиолокации такие объекты -лавовые трубки ,особенно в Южной Грузии, богатой лавовыми проявлениями базальтовых сред. Используя способ сравнительного георадиолокационого физического моделирования и метод математического моделирования в георадиолокации выявились реальные радиообразы моделей лавовых трубок и подобных объектов , которые можно распространить на полевые объекты и, тем самым, решить обратную задачу георадиолокации для изыскания , определения локации и определения сущности лавовых трубок и подобных пустот.

Physical modeling of lava tubes in the GPR.

Odilavadze D., Chelidze T.

Abstract

Lava tubes are observed in media from basalt volcanic cone with a slope of 6-8 degrees .In the vicinity of these volcanic systems on the territory of Georgia can be recorded by GPR such objects –lava tubes, especially in South Georgia-rich in basaltic lava manifestations.Using the method of comparative GPR physical modeling and mathematical modeling method in GPR revealed the real radio images of models of lava tubes and similar objects, which can be extended to the field sites and thus solve the inverse problem of GPR for searches, determine the location and determine the nature of the lava tubes and similar voids .

СОДЕРЖАНИЕ

Кереселидзе З.А., Одилавадзе Д. Гидродинамическая модель конусообразной подземной лавовой трубки.	5
Сурмава А. А. Численное исследование локальных циркуляций в атмосфере Кахети в случае фонового западного ветра	20
Сурмава А. А. Численное исследование локальных циркуляций в атмосфере Кахети в случае фонового восточного ветра.	37
Сакварелидзе Е.А., Кутелия Г.А О связи аномалий терлового поля и зон сейсмической опасности на примере Кавказского региона	50
Чхитунидзе М.С., Жонжоладзе Н.И., Хведелидзе И.Б. Кинематическая модель неравномерного вращения жидкой среды.	55
Китовани Д.Ш. Каналовые поверхностные волны в вертикальном волноводе	63
Гогуа Р.А. Эффект вертикальной зональности в магматических породах по остаточной намагниченности I_n	66
Гамкрелидзе Н.П., Гонгадзе С.А., Яволовская О.В., Гамкрелидзе М.И., Кириа Д.К., Глонти Н.Я., Миндели П.Ш., Адикашвили Л.Н., Николаишвили М.М. Глубинное строение Восточного Черного моря и вопросы о продолжении Аджаро - Триалетской зоны на запад в акваторию.	71
Арабидзе В.Г., Гогмачадзе С.А. Некоторые вопросы сейсмического микрорайонирования при разработке грузинских национальных приложении к еврокоду-8	92
Абашидзе В.Г., Челидзе Т.Л., Цагурия Т.А., Сакварелидзе Е.А., Довгаль Н.Д., Давиташвили Л.А. Результаты наклономерных наблюдений, проведенных во II корпусе Тбилисского госуниверситета в гравиметрической лаборатории бывшего физического факультета кафедры геофизики.	96
Картвелишвили К.З Приложения теорий дислокаций в исследованиях скачкообразных деформационных процессов, происходящих в Земле	105
Г. Джаши, А. Тархнишвили, Д. Одилавадзе, З. Арзиани, Н. Болашвили, К. Цикаришвили Общие и различающие признаки карстовых выявлений, распространеных на Территории Грузии	116
Хундадзе Н.Ш., Хитаришвили В.Э., Размадзе Т.Д. Технология применения телеметрических систем MWD и LWD при бурении искривленных и горизонтальных скважин.	122
ОдилавадзеТ.Д.,Челидзе,Т.Л. Физическое моделирование лавовых трубок в георадиолокации.	129

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი
IVANE JAVAKHISHVILI TBILISI STATE UNIVERSITY
ТБИЛИССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. И. ДЖАВАХИШВИЛИ

მიხეილ ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ. LXVI, 2017

Transactions of Mikheil Nodia Institute of Geophysics, vol. LXVI, 2017

Труды Института геофизики им. Михаила Нодиа, т. LXVI, 2017

ტირაჟი 100 ც.

მასალები მომზადებულია მიხეილ ნოდიას გეოფიზიკის ინსტიტუტის საგამომცემლო კომპიუტერულ ცენტრში
სამეცნიერო საგამომცემლო ჯგუფის ხელმძღვანელი – ლ. დარახველიძე
ტექნიკური რედაქტორი – მ. დარსანია
კომპიუტერული უზრუნველყოფა – თ. ქირია

Circulation 100 copy.

Material for the Transactions is prepared in the publishing- computer center of the M. Nodia Institute of Geophysics
Leader of scientifically- publishing group - L. Darakhvelidze
Technical editor - M. Darsaniya
Computerguarantee - T. Kiria

Тираж 100 экз.

Материал для сборника подготовлен в издательско-компьютерном центре Института геофизики им. М. З. Нодиа
Руководитель научно-издательской группы – Л. К. Дарахвелидзе
Технический редактор – М. С. Дарсания
Компьютерное обеспечение – Т. В. Кириа

ISSN 1512-1135

http://dspace.gela.org.ge/handle/123456789/254

თბილისი

Tbilisi 2017 Тбилиси