

მიხეილ ნოდის გეოფიზიკის ინსტიტუტი
შრომები, ტ. LXIV
Институт геофизики им. М. З. Нодиа
Труды, т. LXIV
Mikheil Nodia Institute of Geophisiks
Proceedings, vol. LXIV

შრომათა კრებული

СБОРНИК ТРУДОВ

PROCEEDINGS

თბილისი
Тбилиси 2013 Tbilisi

რედაქტორი ფიზ.-მათ. მეცნ. დოქტორი, პროფ. ვ. აბაშიძე
Редактор Доктор физ.-мат. Наук, проф. В. Абашидзе
Editor Doctor V. Abashidze

რეცენზენტი ფიზ.-მათ. მეცნ. დოქტორი ა. ამირანაშვილი
Рецензент Доктор физ.-мат. Наук А. Амيرانашвили
Reviewer Doctor A. Amiranashvili

ISSN 1512-1135

Т.Л. Челидзе, Л.К. Дарахвелидзе

ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ им. М.З. НОДИА

К 80 –ой годовщине со дня основания

1 ноября 2013 года исполняется 80 лет со дня основания Института геофизики им. М.З. Нодиа Тбилисского государственного университета им. Ив. Джавахишвили. (Постановление Президиума Закавказского филиала АН СССР и Грузинского Отделения от 26 Октября 1933 года). Как известно, институт был организован на базе Геофизической обсерватории, которая являлась мощным научным центром на Кавказе. Инициаторами организации института были первый его директор, директор Сейсмологического института АН СССР проф. П.М. Никифоров, ученые обсерватории акад. М.И. Мухелишвили, проф. М.З. Нодиа, проф. Е.И. Бюс, доц. А.Д. Цхакая. Первыми научными кадрами института были молодые тогда работники, проходившие аспирантский курс в АН СССР проф. Д.Б. Гогоберидзе, акад. В.Д. Купрадзе, акад. И.Н. Векуа, проф. Г.К. Твалтвадзе, акад. Б.К. Балавадзе, проф. А.В. Бухникашвили, канд. ф.-м. н. В.В. Кебуладзе и др., принимавшие участие в организации института и в первых его научно-исследовательских работах.

Основание института совпало с созданием в том же году значительного научно-исследовательского центра – Грузинского Отделения Закавказского филиала АН СССР. С первых же дней основания перед Отделением стали первоочередные задачи по развертыванию научно-исследовательских работ для изучения природных ресурсов страны. Исследования на поверхности земной коры не могли удовлетворить растущую потребность промышленности в минеральном сырье и требовалось все глубже проникать в недра Земли – обнаруживать месторождения полезных ископаемых, в чем главную роль должны были сыграть геофизические методы разведки, основанные на использовании в разведочных целях физических свойств горных пород. Целью организуемого института было изучение возможностей применения тех или иных геофизических методов в конкретных условиях Закавказья.

22 сентября 1933 года на заседании Президиума Закавказского филиала АН СССР был заслушан доклад Ученого секретаря филиала Э.Л. Груздева-Радиана о развертывании научно-исследовательских работ по Грузии. О геофизике было сказано, что «.....геофизика должна получить мощное развитие. Природные условия Грузии делают ее живой лабораторией в области постановки и развития геофизических исследований. Ряд обстоятельств благоприятствует строительству Геофизического института. Мы рассчитываем, что общее руководство в области геофизики примет на себя проф. П.М. Никифоров. Значительную помощь в организации института оказывает ученый энтузиаст А.Д. Цхакая - аспирант Сейсмологического института. Работу в области геофизики мы намечаем в трех направлениях: в области сейсмической службы, что нам дает возможность решить задачу сейсмического районирования Грузии; в области экспериментальной геофизики – при некоторой затрате сил можем обеспечить себя к будущему экспедиционному сезону так, чтобы начать работы в области геофизических методов горной разведки во всеоружии. В части теоретической геофизики мы имеем все данные, чтобы к этой работе приступить в ближайшее время». По инициативе проф. П.М. Никифорова основные кадры для института подготавливались в краткосрочной аспирантуре в Ленинграде. 26 октября 1933 года на заседании Президиума филиала была утверждена следующая структура института:

1. Отдел теоретической математической геофизики – рук. Н.И. Мухелишвили. (Работа отдела заключалась в подборе соответствующих кадров, оформлении и издании начатых трудов

и подготовительных мероприятий по развертыванию работ отдела с 1-го июня 1934 г. Был привлечен к работам отдела ученый специалист И.Н. Векуа.).

2. Отдел экспериментальной геофизики с секциями электрометрии, гравиметрии и сейсмометрии – рук. М.З. Нодиа. (Работа отдела была направлена на строительство лабораторий, секций и подготовку к экспедиционному периоду 1934 г. Основными работниками отдела были утверждены аспиранты-краткосрочники А.В. Бухникашвили, Б.К. Балавадзе, В.В. Кебуладзе, Г.К. Твалтвадзе).

3. Отдел сейсмической службы с сетью сейсмических станций – рук. Е.И. Бюс. (Отдел сейсмологии со всем имуществом, оборудованием перешел из обсерватории во вновь организованный институт).

Был утвержден перспективный план и профиль института. Была принята смета института на 1934 год для представления ее в бюджет ЦИК Грузии, ЗСФСР и Академию наук в сумме руб. 635,505, в том числе по зарплате руб. 186.520.

На заседании Президиума АН СССР от 15 декабря 1933 года директором института был утвержден проф. П.М. Никифоров, заместителями директора проф. Н.И. Мухелишвили и М.З. Нодиа, а ученым секретарем – А.Д. Цхакая.

Небезынтересно знать, что дирекция института, теоретический и экспериментальный отделы разместились в квартире акад. Нико Марра (по улице Зафедерации 24, ныне улица Дадияни), которую акад. Н. Марр. уступил институту «в знак личного уважения к проф. М. З. Нодиа» (Информацию дала внучка проф. М.З. Нодиа проф. М.Г. Маниа). Отдел сейсмологии и сейсмическая станция оставались в здании обсерватории. Вначале в институте было около 20 научных сотрудников и несколько технических сотрудников.

С основанием Геофизического института в Грузии начинается новый подъем геофизической науки, выразившийся не только в значительном расширении круга научных проблем, но и в постановке дела подготовки кадров на более широкой и прочной основе. В 1933 году в Тбилисском государственном университете была организована кафедра геофизики, в Грузинском политехническом институте начались чтения курса геофизических методов разведки. Кафедра геофизики обеспечила издание на грузинском языке руководства и учебников почти по всем разделам геофизики, кроме того, располагая хорошо оборудованными лабораториями, она вела научно-исследовательские работы по всем направлениям геофизики: магнитометрии, гравиметрии, радиометрии, метеорологии и др.

Основное направление научной деятельности определялось следующими проблемами: разработка методов геофизической разведки полезных ископаемых в условиях Кавказа и их приложение к решению вопросов глубинной геологии и других практических задач; общая геофизическая характеристика Кавказа; сейсмическое районирование Кавказа с целью установления технических категорий сейсмостойкого строительства; вопросы физики атмосферы и гидросферы; решение некоторых задач теории упругости, имеющих значение для сейсмостойкого строительства, теории механических колебаний и изучения распространения упругих волн в верхних слоях земной коры.

В 1939 году теоретический отдел института слился с вновь организованным математическим институтом Грузинского филиала АН СССР. В том же году в институте под руководством акад. К.С. Завриева было организовано Республиканское бюро антисейсмического строительства, которое впоследствии выделилось из института, и был создан Институт строительной механики и сейсмостойкости им. К.С. Завриева. В феврале 1941 года на базе Грузинского филиала АН СССР была организована Академия наук Грузии, а Геофизический институт был реорганизован в Институт физики и геофизики, директором которого был назначен директор Геофизического института с 1938 года проф. М.З. Нодиа. С 1943 по 1950 год институтом руководил доцент, впоследствии акад. АН Грузии М.М. Мирианшвили. В конце 1950 года институт разделился на две самостоятельные единицы –

Институт физики и Институт геофизики. Директором института был назначен доцент. Б.К. Балавадзе, с 1953 по 1972 год институтом руководил проф. А.В. Бухникашвили.

В 1956 году в ведение Института были переданы Душетская магнитная обсерватория и Тбилисская станция космических лучей, которые внесены в мировые сети магнитных и космических обсерваторий, в настоящее время данные которых размещены в базах мировых данных. Институт участвовал в программе Международного геофизического года (1957-1958гг) и Международного геофизического сотрудничества (1958-1959гг), по которым проводились наблюдения над вариациями геомагнитного и геоэлектрического полей в Душети и космических лучей – в Тбилиси. В 1970 году в связи с 125-летием со дня основания Душетской геофизической обсерватории, обсерватория и сотрудники института и обсерватории проф. М.З. Нодиа, В.С. Мацаберидзе (зав. обсерваторией), Н.А. Кациашвили (зав. отделом), В.В. Кебуладзе (зав. отделом), ст. инженер Е.И. Хахуташвили, ст. техники Ц.Н. Шермадини и М.А. Эбралидзе были награждены Почетной Грамотой Президиума Верховного совета ГССР.

В 1952 году в институте были начаты работы по изучению градовых явлений на территориии Кахети, которая подвержена большим потерям из-за этих явлений. От градобитий испытывают большой ущерб сельскохозяйственные культуры и особенно культура винограда. В связи с этим в 1957 году в Руиспири создана Алазанская противорадовая база в виде стационарной экспедиции. Научные разработки и крупномасштабные натурные эксперименты, проведенные институтом, явились основой для создания в 1967 году при Министерстве сельского хозяйства Грузии – первой в СССР Службы борьбы с градом.

При Институте создается Кавказский зональный центр Единой сети сейсмических наблюдений, который координирует сейсмические наблюдения на Кавказе, занимается сбором и обобщением данных региональной сети кавказских станций, выпускает ежегодник «Сейсмологический бюллетень Кавказа». Тематика в области сейсмологии в основном посвящена планомерным наблюдениям над сейсмическими явлениями, выявлению очагов землетрясений, развитию сейсмической сети, детальному изучению сейсмичности, налаживанию сейсмического обслуживания промышленности и строительства в Грузии.

В 1964 году в институте, под горой Мтацминда задействовала обсерватория земных приливов с уникальной штольной, в которой производились непрерывные наблюдения над изменениями силы тяжести, над наклонами и деформациями поверхности Земли. Обсерватория представляла Международный центр социалистических стран по унификации наклономерных наблюдений. Здесь же было построено наружное лабораторное здание, в котором работали отдел гравиметрии с лабораториями земных приливов и динамики земной коры. Наиболее интенсивное развитие гравиметрических исследований началось с внедрением в практику высокопроизводительных гравиметров. На Кавказе изучалось общее гравитационное поле, создавалась сеть опорных гравиметрических пунктов, создавались карты аномалии силы тяжести, гравиметрические карты в редукции Буге, построена гравитационная модель Кавказа; построена планетарная плотностная модель Земли, дающая новые возможности для изучения глубинных недр Земли.

С 1967 года функционирует отдел динамики земной коры, ныне Ингурский Международный геофизический полигон, где, в скальном основании высотной плотины производится непрерывный геофизический мониторинг напряженно-деформационных процессов горных пород и самого тела плотины. На основе этих исследований с 1996 года Евросовет основал в Грузии Европейский центр «Геодинамический риск высотных плотин». Центр проводит интересные исследования и призван в международном масштабе включиться в исследования текущих природных и техногенных рисков.

По инициативе канд ф.-м. н. А. И. Карцивадзе в институте построен разработанный Грузинским государственным институтом проектирования городского строительства экспериментальный комплекс по физике атмосферы – термобарокамера (ТБК) с общим

внутренним объемом около 350 кубических метров, которая по своей мощности и возможностям уникальна в масштабе бывшего СССР. В ней можно моделировать различные физические процессы, протекающие как в безоблачной атмосфере, так и в облаках. Комплексные испытания показали, что в ТБК удавалось создавать условия, по температуре приблизительно соответствующие верхним слоям тропосферы, а по давлению – высоте около 25 км от уровня моря.

Институт постоянно расширял научно-исследовательские работы по международной проблематике: изучение геофизических полей; строение, состав, современные движения и деформация коры Земли; физика очагов землетрясений; сейсмичность и сейсмозонирование; поиск комплекса сейсмологических, геофизических, гидрорадиохимических и гидродинамических предвестников землетрясений; разработка и внедрение комплексных методов оценки степени сейсмической опасности с учетом возможных изменений сейсмического режима под влиянием инженерных мероприятий; развитие методов разведочной и инженерной геофизики; разработка и внедрение методов активного воздействия на градовые и грозовые процессы; изучение околоземного космического пространства путем исследования вариаций космических лучей в широком диапазоне энергии, а также физических процессов в ионосфере и магнитосфере Земли.

Соответственно растущим проблемам, требованиям науки изменялась организационная структура института, увеличивался его количественный состав. В 1967 году было 13 научных отделов, общее количество сотрудников -230 (в том числе 119 – научных кадров, 6 – докторов наук, 34 – кандидатов); в 1975 году 13 отделов и 8 лабораторий, 387 сотрудников (в том числе 158 – научных кадров, 4 – доктора и 46 кандидатов наук).

В связи со строительством высотной арочной плотины Ингури ГЭС институту было поручено детальное изучение сейсмичности и сейсмического режима этого района в условиях их изменения при заполнении и эксплуатации водохранилища, а также изучение механизма возбужденной сейсмичности и прогноза места и времени опасных для инженерных сооружений сильных землетрясений. Дополнительно к существующим пяти сейсмическим станциям в этом районе в 1971-78 годах были организованы высокоточные сейсмологические наблюдения в двенадцати пунктах.

В 1972-87 годах директором института вновь становится акад. Б.К. Балавадзе.

В связи с машинной обработкой геофизической информации, извлечения из всего геофизического материала возможно большей полезной информации, в институте геофизики был создан собственный вычислительный центр. По инициативе акад. Б.К. Балавадзе в 1975-77 годах из Вычислительного центра АН Грузии был переведен отдел вычислительной геофизики со всем его штатом, руководимым проф. М.А. Алексидзе. За короткий срок это направление получило большое развитие, обусловило разработку научных исследований института на более высоком уровне и широкое внедрение прикладных методов в геофизике, были созданы поисковые системы и банки данных геофизических полей.

В 1976 году, в новом здании по ул. Нуцубидзе №77, вступила в строй сейсмологическая обсерватория «Тбилиси», оснащенная современной аппаратурой, пультом управления. В ней осуществляется непрерывная регистрация землетрясений и их первичная обработка. К этому времени число сейсмических станций в Грузии достигло 39. Необходимо отметить, что сейсмические наблюдения в Тбилиси проходили непрерывно, без всяких пропусков со дня основания до настоящего времени – большая редкость в мировом масштабе. Вековой сейсмический материал - это золотой фонд института.

С 1978 года Институт геофизики функционирует в новом 12-этажном здании по улице акад. М.А. Алексидзе №1.

С 1 января 1979 года во исполнение постановления директивных органов, направленного на усиление исследований, связанных с разработкой методов прогноза землетрясений, в институте

создана Опытно-методическая сейсмологическая партия на самостоятельном балансе. Партия, в основном, была укомплектована сотрудниками отделов региональной и прикладной сейсмологии. Ей были переданы: сейсмологическая обсерватория «Тбилиси», 14 сейсмических станций, кроме сейсмических, в партии велись радиометрические и геодинимические наблюдения. Методическое руководство осуществляли соответствующие отделы института. Далее партия была реорганизована в Опытно-методическую геофизическую экспедицию, которая стала крупным структурным подразделением института. В ее состав входили 33 сейсмических и геофизических станций, 3 - гидрохимических, 12 производственных групп, ведущих различные геофизические наблюдения. Число сотрудников возросло до 290 (в 1991г.). В 1996 году на базе экспедиции была создана Национальная служба единой сейсмической защиты, которая в 2006 году под названием «Центр сейсмического мониторинга» вместе с сейсмологической обсерваторией «Тбилиси» и сетью станций выделилась из института.

В 1984 году в связи с 50-летием со дня основания института Институт геофизики АН ГССР (Газета «Комунисти», 17 мая 1984 г.) и сотрудники института Б.К. Балавадзе (директор), заместители директора И.В. Айвазишвили, Г.М. Хочолава и П.С. Григолава, заведующие отделами и лабораториями В.Г. Абашидзе, М.В. Алания, О.Д. Гоцадзе, М.С. Иоселиани, К.М. Картвелишвили, А. И. Карцивадзе, Г.Я. Мурусидзе, А.М. Окуджава, Д.И. Сихарулидзе, А.Г. Хантадзе, Т.Л. Челидзе, Г.Ш. Шенгелая, ст. научн. сотрудники А. С. Лашхи и В.Г. Папалашвили, ветераны труда Т.М. Лебедева и П.А. Каличава, ветеран Великой Отечественной войны С.С. Гулов и секретарь парт- бюро В. К. Чичинадзе были награждены Почетной грамотой Президиума Верховного совета ГССР (Указ Президиума Верх. Совета, 16 мая 1984г.). Зав. отделом инженерной геологии канд. г.-м. н Д. А. Цицишвили получил Почетное звание Заслуженного геолога Грузии..

Первыми в институте орден Чести получили акад. Б.К. Балавадзе, зам. директора И.В. Айвазишвили и проф. Л.Х. Шаташвили.

В 1987 году директором института был избран чл.-корр. АН Грузии (с 1988 г. – действительный член) М.А. Алексидзе.

В 1989 году для проведения фундаментальных и прикладных работ экологических систем бассейна Черного моря, был открыт отдел «Динамики моря» под руководством проф. А.А.Кордзадзе.

В 1992 году по постановлению правительства Грузии Институту геофизики было присвоено имя известного грузинского ученого, одного из основателей Геофизического института, Заслуженного деятеля наук Грузии, доктора физико-математических наук, профессора Михаила Зосимовича Нодиа (Постановление правительства республики Грузия от 17 апреля 1992 года за №439.

В 1992 году директором института был избран чл.-корр. АН Грузии Т.Л. Челидзе.

По постановлению Грузинского правительства от 16 марта 2006 года за №58 институт геофизики становится Юридическим лицом общественного права и находится в ведомости Министерства образования и науки Грузии. Директором института избирается академический доктор физ.-мат. наук Н.Я. Глonti. Меняется структура института – вводится секторная система.

В 2007 году на базе Космического агентства Грузии создан Центр космических исследований – руководитель акад. Дж. Ломинадзе. Благодаря Центру, институт активно участвует в проектах Министерства образования и науки и Национального научного фонда Грузии: «Космическая одиссея» и «Астрономия для школы».

На основании постановления Правительства Грузии от 27 июля 2010 года за №210 институт входит в состав Тбилисского государственного университета им. И. Джавахишвили.

Важнейшие научные достижения института к концу XX века выглядят так:

В области теоретической геофизики: создан новый метод Купрадзе-Алексидзе для решения различных обратных задач геофизики; впервые осуществлен анализ сложных геофизических процессов и объектов с использованием методов физики неупорядоченных систем, в частности, создана перколяционная модель сейсмических процессов и разломов, которая объясняет механизм основных предвестников землетрясений; изучена роль поверхностных процессов, протекающих в физических явлениях горных пород и создана соответствующая теория.

В области сейсмологии: в Грузии создана сеть сейсмических наблюдений; база сейсмических данных, которая размещена в международной базе данных; изучена закономерность сейсмичности Кавказа, зоны и параметры очагов землетрясений; оценена сейсмическая опасность и построены карты сейсмических районирований; изучены фрактальные и нелинейные характеристики сейсмичности Кавказа; оценена сейсмическая опасность трассы нефтепровода Баку-Супса; впервые обнаружены отраженные и преломленные от латеральных неоднородностей сейсмические поверхностные волны и создана соответствующая теория; изучены радиальное и латеральное неоднородное строение земной коры и верхней мантии, блоковое строение и динамическое состояние литосферы.

В области гравитационных исследований: разработана теория построения нормального гравитационного поля Земли, что лежит в основе вычисления аномалии силы тяжести (используется при изучении недр Земли, определении фигуры Земли, в разведке полезных ископаемых); впервые установлены границы устойчивости обратных задач гравиметрии; гравиметрическими методами изучено строение литосферы Кавказа и прилегающих регионов; создана двух и трехмерная гравитационная модель земной коры и верхней мантии. В 1994 году Государственная премия в области науки и техники присуждена акад. М.А. Алексидзе (руководитель) посмертно, акад. Б.К. Балавадзе (руководитель), проф. В.Г. Абашидзе, докт. наук К.З. Картвелишвили, докт. наук К.М. Картвелишвили, чл.-корр. Г.Ш. Шенгелая за цикл работ «Разработка и реализация гравиметрических методов для решения геофизических, геологических и инженерных задач», выполненных в 1978-1992 годах.

Геодинамические исследования: создана международная обсерватория земных приливов, на основании непрерывных наблюдений обсерватории решена одна из важных задач геофизики – определены числа Лява и Шида; изучен резонансный эффект жидкостного ядра Земли; изучена роль приливов в образовании землетрясений.

В районе Ингури ГЭС создана система геодинамического мониторинга и разработана норма регулирования водохранилища, что обеспечивает безопасную эксплуатацию плотины.

С 1996 года в Тбилиси функционирует Европейский центр «Геодинамический риск высотных плотин» (директор Центра проф. Т. Л. Челидзе, заместитель проф. В.Г. Абашидзе); роль Центра – внедрение прогрессивных технологий Ингурского полигона в аналогичных объектах других стран.

Геоэлектрические и геотермические исследования: на примере акваторий Кавказа, Каспийского и Черного морей создана трехмерная стационарная, геотермическая и термоупругая модель, что дает возможность установить механизм миграции и накопления в месторождениях полезных ископаемых тех магматогенных и седиментогенных веществ, которые являются рудопроизводителями. С 1998 года выдан патент Р 1881 на изобретение «На месторождениях магматогенных и седиментогенных полезных ископаемых способ поиска перспективных регионов». Авторы: докт. геол.-мин. наук Г.Е. Гугунава и Н.Е. Гугунава-Чиковани.

Геофизические методы разведки и инженерная геофизика: с помощью естественных электромагнитных полей разработана методика разведки и поиска полиметаллических месторождений, принципы геологического картирования и интерпретации экспериментальных данных; на территории Грузии электрометрическими методами изучено множество

месторождений полезных ископаемых: медное Рарское, Ципларисхевское баритовое, Меквенское серного колчедана, Зесхское медно-пирротинное, Дашкесанское кобальтовое, Кваисинское свинцово-цинковое, Човдарское полиметаллическое, Парагачайское медно-кобальтовое и др. Установлена методика рациональных исследований в деле изучения фильтрационных процессов и устойчивости каменно-земляных плотин Грузии. Электрометрические работы, проведены в районах электростанций Ингури, Жинвали, Намохвани, Храми-2, Дарьял, Ткибули. Многие месторождения (Чиатура, Човдар и др.) были изучены комплексно (электрометрия, радиометрия, сейсморазведка, магниторазведка).

В результате проведения сейсморазведочных работ изучено строение земной коры на территории Грузии и высказано предположение о перспективности поиска нефти и газа в Южной части Кахети. Совместно со специалистами многих стран (Россия, Украина, Узбекистан, Болгария, Греция) проведены региональные работы по изучению строения земной коры на территории Болгарии и Греции.

В институте функционировала Кавказская секция научного совета АН СССР по глубинному строению (Рук. акад. М.А. Алексидзе).

Чл.-корр. АН Грузии Г.Ш. Шенгелая создал макет глубинного строения Земли, на что в 1994 году получено авторское свидетельство.

Исследования по физике атмосферы и динамике моря: Разработаны физические основы воздействия на градовые процессы, созданы средства и методы защиты сельскохозяйственных культур от градобитий и произведено их широкое внедрение с 1969 года в ряде республик бывшего СССР (РСФСР, Украина, Азербайджан, Молдавия, республики Средней Азии), в Болгарии, Венгрии, Аргентине. Уровень этих разработок соответствовал мировым стандартам. Это достижение впоследствии было отмечено Государственной премией СССР по науке и технике 1969 года. Званиями лауреатов этой премии, наряду с другими специалистами, были удостоены и ученые института А.И. Карцивадзе и А.В.Бухникашвили. Кроме того, сотрудники института, выполнявшие эти работы, были отмечены высокими правительственными наградами, 10 золотыми, серебряными и бронзовыми медалями ВДНХ СССР. Приоритет в этом направлении защищен патентами в 14 странах мира, в 1984 г. за 100 тыс. долларов продана лицензия Аргентине. За разработку методов воздействия на градовые процессы А.И.Карцивадзе и В.Г.Хоргуани в 1985 г. получили премии Совета Министров СССР.

Проведено детальное районирование Кахети по градоопасным и грозоопасным процессам. Разработана опытная методика регулирования грозовой активности конвективных облаков. Разработана концепция взаимодействия в атмосфере конвективных облаков и малых примесей. Составлена карта временного распределения общего содержания озона (ОЗ) для территории Грузии.

Разработаны численные модели атмосферных процессов в Кавказском регионе и динамики Черного и Каспийского морей (для оценки антропогенных изменений регионального климата, для усовершенствования методов прогноза погоды, для прогнозирования распространения вредных примесей при аварийных ситуациях и др., на их основе разработаны соответствующие рекомендации).

26 февраля 2002 года Российская академия естественных наук и Международная академия авторов научных открытий зарегистрировали научное открытие №192 «Свойство органических внутрикомплексных (хелатных) соединений вызывать активную кристаллизацию переохлажденных водных систем в атмосфере», сделанное группой советских ученых, в состав которой входил бывший руководитель отдела физики атмосферы А.И. Карцивадзе, которому посмертно выдан диплом на это открытие. Установлено неизвестное ранее свойство органических внутрикомплексных соединений вызывать активную кристаллизацию переохлажденных водных систем в атмосфере, проявляющееся при активном воздействии реактивами на градово-грозовые облака.

За цикл работ в области физики атмосферы и изменения климата Грузии, выполненных за последние несколько лет, руководителю сектора физики атмосферы доктору физ.-мат. наук А.Г. Амиранашвили в 2009 году была присуждена Национальная премия Грузии.

Исследования по физике Солнечно-земных связей. Известно, что Тбилисская магнитная обсерватория – одна из древнейших в мире – функционирует с 1837 года (с 1935 года продолжает функционировать в непрерывном режиме в Душети), входит в мировую сеть магнитных обсерваторий. Произведена магнитная съемка Кавказа и на ее основе создана первая геофизическая модель региона.

Развиты магнитогидродинамические модели для протекающих в анизотропной ионосферной и магнитосферной плазме глобальных циркуляционных, турбулентных, линейных и нелинейных возмущенных волновых движений (отделы магнитологии, ионосферы, магнитосферы).

Станция космических лучей входит в мировую сеть станций космических лучей. Создана теория квазипериодических вариаций интенсивности и анизотропии космических лучей. Группе ученых станции в составе И.И. Туския, З. Демуришвили, Н.А. Начкебия, Н.Я. Глonti, Д.П. Бочикашвили в 2003 году выдан патент на изобретение «Электронный интерфейс пропорционального счетчика ионизирующего излучения». (Употребляется в вычислительной технике для повышения надежности)

В связи со 100-летием со дня основания сейсмической станции в Тбилиси, за личный вклад в дело развития геофизической науки в Грузии, за создание новых научных направлений в области сейсмологических исследований в 2000 году орденами Чести были награждены: чл.-корр. Г.Ш. Шенгелая, проф. Т.Л. Челидзе, проф. В.Г. Абашидзе, проф. Э.А. Джигладзе, проф. Д.И. Сихарулидзе, медалями Чести - кандидаты физ.-мат. наук А.М. Ахалбедашвили, О.Ш. Варазанашвили, З.Ш. Джавахишвили и В.Г. Папалашвили А уч. секретарю института Л. Дарахвелидзе и сотрудникам Национальной службы Д. Бакурадзе, Ю. Дарбинян, М. Зедгинидзе, Г. Капанадзе, Е. Капанадзе, А. Капанадзе, Л. Кахиани, Л. Лабадзе, Ц. Сибовили, Ц. Табуцадзе, Е. Шенгелия, Г. Циколия и Т. Хелашвили объявлена благодарность президента Грузии.

Одно время (с 1978 г.) в здании старой геофизической обсерватории функционировал музей истории геофизики Грузии, который был организован по инициативе акад Б.К. Балавадзе и директора Закавказского регионального научно-исследовательского института Госкомгидромета чл.-корр. АН СССР Г.Г. Сванидзе. В музее были выставлены старые геофизические приборы, труды и материалы наблюдений обсерватории, фотоснимки ученых и т.д.

С 1979 года по 2006 год в институте с перерывами функционировал Специализированный совет по защите докторских и кандидатских диссертаций.

Институт геофизики имеет широчайшие научные связи с множеством научных организаций геофизического профиля как в республиках бывшего СССР, так и с зарубежными институтами (совместные научные исследования, экспедиции, участие в работе конференций и т.д.), весьма плодотворно влияющими на развитие главных исследований института. Список стран, с которыми осуществляется международное сотрудничество: Россия, Азербайджан, Армения, Украина, Молдавия, Великобритания, Германия, Франция, Италия, США, Греция, Япония, Болгария и др.

В конце восьмидесятых годов в институте функционировали: 16 научных отделов и 16 лабораторий, в нормальном состоянии были экспериментальные базы. Число сотрудников составляло около 630, 19 – докторов (2 акад, 1 чл.-корр, 6 проф.) и 95 кандидатов (в том числе в ОМГЭ -292 сотр., 1 чл.-корр., 9 канд.), 7 аспирантов, 12 – соискателей научной степени. Библиотека института насчитывала около 67500 книг и периодических изданий. Таким образом, институт имел высокий научный потенциал, инструментальные возможности и первоклассную

геофизическую службу, играл роль ведущей организации по решению многих геофизических проблем, имел первостепенные научные результаты. Это был советский период, который можно назвать золотым периодом в жизни Института.

В связи с политическими событиями девяностых годов XX столетия кардинально изменилась научная деятельность института. Во-первых, катастрофически ухудшилось экономическое состояние людей в стране, резко уменьшилась зарплата, до 2000 года два раза произошло сокращение штатов, здание института не отапливалось, из-за плохой работы городского транспорта упала посещаемость, не было топлива, не было средств для текущего ремонта здания института, баз (которые не раз были обворованы извне), для экспедиций, библиотека не пополнялась книгами и т.д. На 1 января 2000г в институте количество сотрудников уменьшилось до 297 (в том числе в ОМГЭ - до 110). Из-за незначительной зарплаты многие перспективные молодые кадры ушли из института, повысилась смертность (за последние 40 лет ушли из жизни почти 130 чел., в том числе после 1990 года – 50 с лишним, в 2012 -2013 г.г. – докт. ф.-м. н. –Г.Д. Абурджания, ветераны института Т.Г. Салуквадзе, Г.Г. Табагуа, Э.И. Хелая, В.К. Чичинадзе, О.В. Лурсманашвили). Считаю своим долгом вспомнить погибшего на фронте во время Великой Отечественной войны сотрудника сейсмической станции П. Геперидзе и репрессированного в 1939 году сотрудника Карсанской магнитной обсерватории В.Г. Павленишвили. .

Несмотря на катастрофическое экономическое положение, в те тяжелые годы дирекция института ухитрялась поддерживать уровень научных исследований, опираясь на ведущих сотрудников института. По инициативе директора института проф. Т.Л. Челидзе с 1995 года начал выходить журнал Геофизического общества Грузии на английском языке, что дало возможность сотрудникам бесплатно печатать результаты своих исследований. Кроме того, было возобновлено издание Трудов института на русском языке. По инициативе проф. Т.Л. Челидзе была учреждена премия им. М.А. Алексидзе, премия для молодых научных сотрудников, стипендия для успевающих аспирантов и студентов кафедры геофизики ТГУ им. И. Джавахишвили. Благодаря личным связям проф. Т. Л. Челидзе институт в дар получил множество геофизических журналов из США, Украины, были изысканы средства на приобретение современной геофизической аппаратуры, компьютеров; в некоторых рабочих комнатах института было проведено газовое отопление и т.д. Благодаря поддержке руководителя Мирового центра по геомагнетизму проф. Т. Йемори произошла модернизация Душетской магнитной обсерватории.

Премии имени акад. М.А. Алексидзе присуждены: в 1994 г. Г.Ш. Шенгелая, Г.Г. Манагадзе, Д.С. Чиковани, Г.Г. Джаши, В.К. Чичинадзе и Е.А. Сакварелидзе; в 1996 г. А.А. Кордзадзе; в 1999 г. Т.Л. Челидзе; в 2000 г. П.Ш. Миндели; в 2002 г. В.Г. Абашидзе; в 2003 г. З. Хведелидзе, в 2007 г. И.И. Туския, З. Демуришвили, Н.А. Начкебия, Н.Я. Глонти, Д.П. Бочикашвили; в 2010 г. Г.Е. Гугунава, Дж. К. Кириа, Г.Д. Абурджания. Молодежные премии присуждены: в 1994 г. Д.О. Зилпимиани, в 1995 г. Н.С. Церетели и З.Ш. Джавахишвили, в 1996 г. Н.К. Картвелишвили, в 1997 г. М. Элашвили, в 1998 г. В.А. Амиранашвили, в 2001 г. Т. Годоладзе, в 2002 г. М. Девидзе, в 2003 г. Р. Данелия, в 2005 г. Т. Цамалашвили, в 2008 г. Х. Чаргазия.

В настоящее время структура Института геофизики им. М.З. Нодиа и основная тематика секторов таковы:

1. Сектор прикладной и экспериментальной геофизики. Акад. Т.Л. Челидзе (рук.), проф. В.Г. Абашидзе, докт. ф.-м.н. П.Ш. Миндели, проф. Дж. К. Кириа, академические доктора наук: Т.А. Гванцеладзе, Г.Г. Джаши, Д.Т. Одилавадзе, Г.Г. Геладзе и З.Л. Амилахвари; Н.Д.Довгаль, Т. А.Цагурия, С.Матиашвили, Г. Цхведиашвили, Д. Ш.Китовани).

Ведутся экспериментальные и теоретические исследования в физике неоднородных тел, включая упругие тела, биообъекты, зернистые и коллоидные объекты; экогеофизика; поверхностные физико-химические процессы; разведочная и инженерная геофизика;

геофизические поля и изучение глубинного строения земной коры; археогеофизика; изучение деформаций земной коры на территории Ингури ГЭС и самой плотины под влиянием водохранилища; гидрогеофизика; геотермия; упругость и сейсмичность, статистические фрактальные модели разрушения и нелинейная динамика в геофизике, физика землетрясений; триггерирование и синхронизация сейсмического процесса; физика трения и стик-слипа; оценка сейсмической опасности и сейсмического риска; прогноз землетрясений; сейсмогидравлика подземных вод; мульти-риски катастроф, системы ранних оповещений. (Много публикаций в журналах с высоким импакт-фактором).

2. Сектор динамики геофизических полей и вычислительной геофизики. Проф. Т. Н.Мачарашвили (рук.), академические доктора ф.-м. наук: Н.Д. Варамашвили и М. Девидзе; Д. Тепнадзе, Э. Непаридзе, Н. Жукова, Т. Гвенцадзе, З.Т. Челидзе, А. Сборщиков, Н. Джавахишвили.

Исследуется динамическая структура сложных геосистем с использованием нелинейных методов; изучаются закономерности временно-пространственной эволюции естественных процессов; прогноз экстремальных явлений, критического состояния и характеристик системы. (Много публикаций в журналах с высоким импакт-фактором).

3. Сектор физики Земли и геомагнетизма Докт. физ.-мат. наук К.З. Картвелишвили (рук.). академические доктора наук: Г.Г. Беришвили, А.Г. Тархнишвили, Н.Н. Мебагишвили, М.М. Николайшвили и С.А. Гонгадзе; Т.В. Кириа, Г.Д. Картвелишвили. Исследуются: приливные явления Земли в Тбилиси; деформации и наклоны земной поверхности, вызванные сильными землетрясениями в Тбилиси; комплексными геофизическими методами исследуются существующие на территории Грузии локальные магнитные аномалии с точки зрения их влияния на здоровье человека (представлена соответствующая геоэлектрическая модель Черноморского курорта Уреки); производятся физическое и математическое моделирование волновых взаимосвязей Земли-атмосферы-ионосферы-магнитосферы.

4. Сектор сейсмологии, сейсмической опасности и риска катастроф. Академический докт. ф.-м. н. Н.С. Церетели (рук.), докт. ф.-м. н. З.А. Кереселидзе, академические доктора ф.-м. н. О.Ш. Варазанашвили, Н.К. Бутикашвили и М.С. Чхитунидзе; С. Вепхвадзе, И. Хведелидзе, Н. Гогоуадзе, А. Гвенцадзе, М.П. Купрадзе. Создаются базы геологических, инженерно-геологических, сейсмических данных, а также элементов риска; определяется сейсмическая опасность территории Грузии и оценивается сейсмическое воздействие на важные объекты (города, территории строительства ГЭС и ТЭС, трасс трубопроводов и т.д.); исследуется физика землетрясений; оценивается сейсмический риск и риск других природных катастроф, ведется их прогнозирование.

5. Сектор Солнечно-земных связей. Докт. физ.-мат. наук А.И. Гвелесиани (рук), проф. Ш. А.Адамия, академические доктора ф.-м. н. С. Бурджанадзе и Т.Г. Гегечкори, Т.В. Джебирашвили). В секторе продолжают теоретические работы по исследованию волновых циркуляционных вихревых и турбулентных явлений, протекающих в плазменных и электрически нейтральных средах верхней атмосферы. (Работы опубликованы в рейтинговых изданиях).

Особо следует отметить инициативу руководителя сектора докт. наук А.И. Гвелесиани по моделированию конвективных движений, протекающих в различных геофизических средах, начиная от жидкого ядра Земли, кончая процессами облакообразования. (Совместно с сотрудниками институтской базы – Термобарокамеры).

6 Сектор физики атмосферы. Докт. ф.-м. н. А.Г. Амиранашвили (рук), докт. ф.-м. н. Дж. Ф. Харчилава, академические доктора ф.-м. наук: Т.Г. Блиадзе, В.А. Чихладзе, Д.Д. Киркитадзе и Н.Г. Чиабришвили; М. Тодадзе, Г.А. Чанкветадзе, Г.П. Чхаидзе, Т. Беришвили). Исследуются вариации атмосферных явлений (облака, туманы, осадки, электричество атмосферы, грозы, аэрозоли, озон, радон и другие источники радиации) на территории Грузии, их связи с

изменением климата, с природными катастрофами; разрабатываются методы активного воздействия на атмосферные явления с целью уменьшения их негативного влияния; создан мониторинг окружающей среды, приземного озона, стандартных метеорологических параметров, природной радиоактивности воздуха; экспериментальное моделирование природных процессов, природные катастрофы, изучение микроклиматических и биоклиматических характеристик соответствующих районов с целью развития курортной и туристической индустрии. В последнее время начались работы по восстановлению противорабовых работ в Грузии.

7. Сектор математического моделирования геофизических процессов моря и атмосферы. Проф. А.А. Кордзадзе (рук.), докт. ф.-м. н.Д.И. Деметрашвили, докт. ф.-м. н. А. А. Сурмава, академический докт. ф.-м. н. Д.У. Кварацхелия, В.Г. Кухалашвили.

Единственный в Кавказском регионе сектор, в котором на основе методов математического моделирования с использованием экспериментальных данных изучаются физические и экологические процессы, протекающие в системе море-суша-атмосфера. Совершенствуются математические модели динамики Черного и Каспийского морей, распространения разных примесей в Черном море, математические модели крупномасштабных и среднемасштабных атмосферных процессов, создана оперативная система прогноза состояния Черного моря для акватории грузинской части и прилегающих к ней частей моря и т.д. В настоящее время в секторе проводятся работы по расширению и усовершенствованию региональной системы прогноза состояния Черного моря, а также по созданию единой математической модели природной среды Кавказского региона.

8. Центр космических исследований. Акад. Дж. Г. Ломинадзе (рук.), акад. Г.Д. Чагелишвили, докт. ф.-м.н. О.А. Харшиладзе, академические доктора ф.-м. наук: Г. Тваури, Х. Чаргазия и Р.Г. Чанишвили; Е. Учава, Н. Садрадзе, К. Коридзе, Т. Джинджолия, К. Коридзе, Д. Имнадзе). Проводится моделирование протекающих в геокосмическом пространстве процессов и обработка спутниковых экспериментальных данных. (Много публикаций в журналах с высоким импакт-фактором).

9. Космофизическая обсерватория. И.И. Туския (рук.), академические доктора ф.-м. наук: Т.С. Бакрадзе, Н.Я. Глонти и лауреат Гос. премии Н.Г. Хазарадзе; Е. Базерашвили, З. Квавадзе, Л. Осепашвили, Н. Иванидзе, Т.Г. Еркомаишвили). Идет непрерывная регистрация и обработка нейтронной компоненты интенсивности космических лучей, непрерывная регистрация вторичных нейтронных компонент космических лучей и атмосферного давления. Данные отправляются в мировой Центр данных.

10. Центр исследований гидрогеофизики и геотермии. Докт. геол.-мин. наук Г. Меликадзе (рук), Г. Кобзев, Т. Джимшеладзе, Н.А. Капанадзе. С помощью современных методов исследований изучается генезис подземных вод, направление их движений, загрязнение, термический и гидротермический режим, фоновый состав атмосферных осадков изотопов в реках. Центр включен в глобальную сеть международных станций.

11. Душетская геофизическая обсерватория. Академический докт. ф.-м. н. Р.А.Гогуа (рук)., Р. Матиашвили, М. Бучукури, Н. Лосеурашвили. В обсерватории происходит непрерывная регистрация вариаций магнитного поля Земли. Результаты наблюдений ежегодно отправляются в Центр мировых данных (Киото, Япония). В 2007 году в Душети японскими учеными была установлена новая цифровая магнитовариационная аппаратура.

В данное время в институте 128 сотрудников: в том числе 71 научный сотрудник (в том числе 48 докторов науки (3 действительных члена Национальной академии наук Грузии, 5 – профессоров, 29 - академических докторов науки), 29 человек работают по договору.

За все время существования института защищено 220 диссертаций, в том числе 40 - докторских. Издано свыше 400 книг, в том числе 64 томов трудов института, 30 журналов

Геофизического общества Грузии (15 томов по физике Земли и 15 томов по физике атмосферы, океана и космических лучей), 79 монографий, 14 учебников, 48 бюллетеней и т.д.

Должности заместителя директора по научной части занимали: Н.И. Мухелишвили, М.З. Нодиа, Б.К. Балавадзе, Г.К. Сулаквелидзе, В.В. Кебуладзе, Г.П. Беришвили, Г.М. Хочолава, М.А. Алексидзе, В.К. Чичинадзе, Т.Л. Челидзе, А.А. Кордзадзе, З.Ш. Джавахишвили, по научно-технической части - И.В. Айвазишвили, В.В. Ткебучава, Н.Я. Глонти, по хозяйственной части - П.С. Григолава. С 2006 по сей день заместителем директора по научной части является проф. Дж. К. Кириа.

Должности ученого секретаря института занимали: А.Д. Цхакая, А.В. Бухникашвили, Б.К. Балавадзе, В.В. Кебуладзе, Р. Киквидзе, М. Абакелия, Д.А. Цицишвили, (П. Романовский), В.Г. Папалашвили, Г.М. Хочолава, В.К. Чичинадзе, П.В. Манджгаладзе, Л.К. Дарахвелидзе (соавтор данной статьи, занимала эту должность с января 1979 г. по сентябрь 2005 г.), Д.Д. Киркитадзе. С сожалением отмечаем, что должность ученого секретаря в академии наук Грузии упразднена в июне 2006 года.

В 2009 году Национальная академия наук Грузии учредила премию имени видного грузинского геофизика. проф. Михаила Зосимовича Нодиа. Первыми лауреатами премии стали: чл.-корр. НА Грузии Т.Л.Челидзе, проф. Т.Н.Мачарашвили и докт. физ.-мат. наук О.В. Лурсманашвили. Премия присуждена за цикл работ «Использование методов нелинейной динамики для решения проблем сейсмологии.

В 2012 году премия им. проф. М.З. Нодиа присуждена проф. А.А. Кордзадзе и докт. физ.-мат.-наук Д.И. Деметрашвили за цикл работ «Математическое моделирование гидротермодинамических процессов, протекающих в Черном море и на его основе разработка оперативной прогностической системы состояния восточной части Черного моря».

В 2013 году в действительные члены Национальной академии наук избраны председатель ученого совета института, доктор хим. и физ.-мат. наук, чл.-корр., проф. Т.Л. Челидзе и главный научный сотрудник, доктор физ.-мат. наук, чл.-корр. Г.Д. Чагелишвили.

В 2012 году академик Дж. Г. Ломинадзе избран вице-президентом Национальной Академии наук Грузии.

В 2013 году орденами Чести Грузии награждены проф. М.Н. Мачарашвили. докт. физ.-мат. наук А.И. Гвелесиани, рук. издательской группы института Л.К. Дарахвелидзе.

Докт. физ.-мат. наук А.И. Гвелесиани получил диплом благодарности за участие в работе первой Международной научной школы для одаренных перспективных молодых ученых, организованной в июле текущего года институтом прикладной математики им. И.Н. Векуа при ТГУ им. И. Джавахишвили и учеными Турции.

В связи с 80-летием института директор института Н.Я. Глонти, заместитель директора Дж. К. Кириа; заведующие секторами А.Г. Амиранашвили, К.З. Картвелишвили, А.А. Кордзадзе, Н.С. Церетели; заведующие базами института Р.А. Гогва и И.И. Туския; ведущие научные сотрудники Ш.А. Адамия, О.Ш. Варазанашвили, Н.Д. Варамашвили, Д.И. Деметрашвили, З.А. Кереселидзе, П.Ш. Миндели, А.А. Сурмава, О.А. Харшиладзе, Д.Т. Харчилава, Г.Г. Джаши представлены к Правительственной награде.

Институт продолжает вести научные исследования по следующим традиционным и новым научным направлениям: нелинейная геофизика; сейсмостроение территории Грузии; исследование предвестников землетрясений; физика атмосферы и активные воздействия на опасные метеорологические явления (град, грозы, туманы, фотохимический смог и др.); усовершенствование разведочных и инженерных геофизических методов; изучение термодинамических и экологических процессов в атмосфере и Черном море на основе математического моделирования и их прогноз; исследование космического пространства и физики солнечно-земных связей; экологическая геофизика; археогеофизические исследования, гидрогеофизика.

Литература:

1. АД. Цхакая. Очерк развития сейсмологии в Грузии. Из-во АН Грузии. -1950.-63с.
2. А.В. Бухникашвили. Геофизика в Грузии. К 40-ой годовщине Великого октября. - Труды Ин-та геофизики. -1957.- Т.26. -С.3-31.
3. Институт геофизики -50. Из-во «Мецниереба». -1983. -143с.
4. К 75 –ой годовщине Института геофизики им. М.З. Нодиа. Труды Ин-та геофизики. -2008.-Т.60.-С.3-7.(Автор статьи Л.К. Дарахвелидзе).
5. Архивные материалы Института геофизики (Отчеты о научно-организационных работах института, документы 1933 года, связанные с основанием института).

Тематика секторов была заранее обсуждена с руководителями секторов, за что приносим им благодарность.



Ученый совет. 2006 г. В первом ряду: Н. Глonti, Т. Челидзе, Д. Киркитадзе. Во втор. ряду: Н. Церетели, Н. Варамашвили, А. Кордзадзе, Г. Абурджаниа, Дж. Кириа, Т. Мачарашвили, З. Кереселидзе, В. Чичинадзе, А. Гвелесиани, К. Картвелишвили. Верхний ряд: Д. Деметрашвили, Г. Джаши, П. Миндели, Г. Табагуа, О. Варазанашвили, А. Амиранашвили.



Сидят: Н. Церетели, Т. Челидзе, Н. Бутикашвили. Стоят: А. Гвенцадзе, М. Купрадзе, О. Варазанашвили, Н. Грдзелишвили, Н. Гогуадзе, С. Вепхвадзе, Н. Шаламберидзе



. Т. Мачарашвили, Э. Непаридзе, М. Девидзе, Н. Варамашвили(стоит), Э. Гоцадзе, Н. Жукова.



Сидят: Г. Абурджаниа, Х. Чаргазиа, К. Картвелишвили. Стоят: Н. Мебагишвили, А. Чхетия, Г. Беришвили, Г. Табагуа.



Сидят: Т. Кобахидзе, М. Николайшвили, Л. Давиташвили. Стоят: В. Абашидзе, К. Картвелишвили, Т. Цагурия.



Сидят: Р. Гогоа, Н. Хазарадзе, С. Бурджанадзе. Стоят: Г. Ванишвили, Т. Бакрадзе, И. Туския, А. Гвелесиани.



Сидят: Э. Хелая, К. Чочишвили, Д. Киркитадзе, Г. Чхаидзе. Стоят: Г. Берия, А. Амиранашвили, А. Нодия, Т. Салуквадзе, Н. Чиabriшвили, Дж. Харчилава



Сидят: В. Кухалашвили, Д. Кварацхелия, Н. Кавтария. Стоят: Д. Деметрашвили, А. Кордзадзе, А. Сурмава, Г. Качарава.



Сидят: О. Харшиладзе, Дж. Ломинадзе, А. Хантадзе, М. Чхитунидзе. Стоят: И. Абокадзе, Т. Джинджолия, К. Коридзе, Н. Садрадзе, Авсаркисов, З. Кереселидзе, Г. Тваури.



Д. Кикнадзе, Э. Гоцадзе, Г. Гугунава.



Бухгалтерия
М. Сихарулидзе, Т. Назаришвили, М. Долмазашвили (гл. Бух.).



Администрация

Сидят: Д. Киркитадзе, Т. Челидзе, Н. Глonti, Л. Дарахвелидзе, Л. Андгуладзе. Стоят: Н. Таниашвили, Л. Цурцумия, Н. Миладзе, Дж. Кириа, З. Арзиани, М. Дарсания.



Ученый совет института в 1982 году. Слева направо: Г. Сванидзе, Д. Сихарулидзе, Л. Дарахвелидзе (уч. секр.), К.З. Картвелишвили, М. Алания, Б. Балавадзе (председатель), И. Айвазишвили, М. Алексидзе, О. Гоцадзе, за ним А. Окуджава, Т. Челидзе, В. Чичинадзе (виден наполовину), Л. Шаташвили, Г. Мурусидзе, за ним Д. Чиковани (видна верхняя часть лица), А. Карцивадзе, К.К. Картвелишвили, В. Мацаберидзе, В. Абашидзе, Г. Джаши, Р. Махарадзе (стоит). Справа за столом А. Цагарели (в светлом костюме) и Ш. Напетваридзе.



Научные сотрудницы бывшего отдела региональной сейсмологии. Слева: Л. Дарахвелидзе, Л. Кахиани, Ц. Табуцадзе, Н. Миладзе (техник сейсм. станции в 1961-65гг), Л. Лабадзе В наст. время Л. Дарахвелидзе – рук. издательск. группы, Н. Миладзе –зав. канцелярией, а сотрудницы Центра сейсмологического мониторинга Л.Кахиани, Ц. Табуцадзе и Л. Лабадзе находятся на пенсии.

О возможности основания базисной модели магнитотерапевтического курорта в низкогорной Гурии

Ломинадзе Дж.Г., Картвелишвили К.З., Глonti Н. Я.,
Беришвили Г.Г., Мебагишвили Н.Н., Николайшвили М.М.

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

«Искусственная» магнитотерапия широко используется во всем мире, тогда как единственным известным природным магнитотерапевтическим курортом, рекомендуемым при лечении заболеваний опорно-двигательного аппарата, ревматизма и пр., является уникальный черноморский курорт Уреки, расположенный в западной части Гурийского региона. Однако интенсивные локальные магнитные аномалии выявлены по всей территории Грузии. В данном случае исследуются геофизические характеристики территории локальных магнитных аномалий низкогорной Гурии (с. Ацана), что является первым этапом исследования возможности создания здесь природного магнитотерапевтического курорта. Особенно важными являются также комплексные исследования локальных аномалий Гурийской региональной аномалии с целью составления детальных магнитных карт. Нормальное значение, характеризующее магнитное поле в Грузии, имеет величину $G=48800$ гамм. Максимальная величина полного вектора магнитного поля T в с. Ацана меняется на 9000 гамм (тогда как интенсивность магнитных бурь на данной широте не превышает 600-800 гамм). Следует особенно отметить северо-западный склон территории, где T меняется от 45800 до 54800 гамм. Значительные изменения T были зарегистрированы в бассейне реки Ацаура 47900-55600 гамм и в других местах. Градиенты T относительно нормального поля для с. Ацана можно характеризовать величиной 1000 гамма/м (м-шаг 10м). Выявленная в с. Ацана на небольшой территории (около 300 кв.м.) локальная магнитная аномалия позволяет наметить сеть «терренкуров», перемещаясь по которым на определенной скорости, можно создать определенные величины изменения T . Таким образом, данная территория представляется природной «лабораторией», пригодной для многостороннего изучения воздействия магнитного поля на человека, а в дальнейшем - создания природного магнитотерапевтического курорта.

Живой организм и внешняя среда являются сложнейшими динамическими системами, находящимися в постоянной и тесной взаимосвязи.

Проблема взаимоотношения организма и внешней среды в настоящее время значительно расширила свои границы в связи с развитием и уточнением понятия “внешняя среда”, под которым следует понимать не только обычное сочетание климатических факторов (давление, температура, влажность воздуха, осадки и т.д) но и те факторы, важная роль которых в жизнедеятельности живых организмов стала выясняться сравнительно недавно (гравитационные, магнитные, электрические и радиационные поля Земли) [1].

Накоплен обширный материал, свидетельствующий о зависимости биосферы от событий, происходящих на Солнце. Энергия излучения с поверхности Солнца не везде одинакова и нестационарно-временами происходят “солнечные бури”, во время которых сильно возрастает

излучение отдельных участков поверхности. Эти бури, которые могут длиться по несколько месяцев, заявляют о себе темными солнечными пятнами, окруженными факелами, протуберанцами, очень неоднородными образованиями в верхних слоях атмосферы со сложной структурой усиленных магнитных бурь [2].

Солнце постоянно излучает слабые потоки корпускул, скорость которых варьирует от сотен км/с до скорости света. Во время появления активной области интенсивность их увеличивается, а при спокойном солнце уменьшается.

Установлена тесная взаимосвязь между изменением солнечной активности и состоянием различных биологических объектов. Существует предположение, что основным физическим фактором, посредством которого обуславливается такое влияние, является увеличение напряженности магнитного поля Земли, связанное с повышением солнечной активности.

В большинстве магнитобиологических работ изучалось влияние на различные биологические объекты искусственных постоянных магнитных полей, по интенсивности значительно превышающих геомагнитные поля, но нельзя забывать, что на организм могут воздействовать как искусственные, так и естественные магнитные поля.

Известно, что живые организмы, в том числе и человек, адаптированы к вариациям (в определенных пределах) геомагнитного поля Земли. Короткопериодные вариации магнитного поля Земли вызывают рост адаптационных возможностей организма, т.е. растет устойчивость организма по отношению к стрессу, а это означает, что имеет место оздоровительное воздействие. Еще на ранних этапах исследований электромагнитных явлений и связанных с ними процессов, возникла идея использования магнитных полей в терапевтических целях. Несмотря на это, только за последние 30 лет, в результате клинически контролируемых исследований, стало возможным установить предельные частоту и интенсивность магнитного поля, имеющего определенный эффект. Оказалось, что эффективными являются близкие к жизненным ритмам (низкая частота порядка 100 Гц со средней интенсивностью 10^{-4} — 10^{-3} Т) короткопериодные геомагнитные пульсации типа $Pc1$, которые могут вызвать в организме эффекты параметрического резонанса. Согласно предложенной нами гипотезе, электромагнитное излучение ультранизкой частоты, которое на средних и низких широтах, как правило, модулируется геомагнитными пульсациями, не менее биоэффективно и оказывает на организм человека такой же эффект, как и звуковые волны. Обратимся к электрическим и магнитным полям (ЭП, МП), возникающим при движении объекта в геомагнитном поле.

Предположения о возможной биологической значимости ЭП индукционного происхождения высказывались давно. В последнее время интерес сместился в область авиакосмической медицины. В некоторых работах выдвигается гипотеза что ЭП, обусловленные электромагнитной индукцией, могут быть ответственны за изменения кальциевого обмена у космонавтов в околоземных полетах.

Более важная сторона проблемы-возможное влияние на движущийся биологический объект временных вариаций МП, обусловленных пространственной неоднородностью ГМП, лишь кратко затронута в некоторых публикациях. Между тем, эти вариации охватывают значительную часть биосферы, поскольку подвижность, в широком смысле этого слова, присуща всему живому. Интенсивность их воздействия на человека наиболее высока в условиях технологической цивилизации. Для этого уровня развития общества характерны большие масштабы и скорости перемещения людей, что ведет к значительным временным изменениям действующего на них естественного МП. Так, на экипаж и пассажиров, находящихся на борту летательного аппарата, во время полета воздействуют колебания МП, которые сопоставимы или превосходят вариации ГМП во время самых сильных магнитных бурь. Аналогичная ситуация имеет место и на других видах транспорта. Кроме того, технологической цивилизации на современном этапе свойственно широкое использование ферромагнитных материалов, что усугубляет ситуацию, поскольку человек подвергается воздействию неоднородного МП при

перемещении вблизи ферромагнитных предметов. Масштаб этих воздействий также исключительно широк.

У значительной части материалов, используемых в конструкциях корпусов транспортных средств (алюминиевые и титановые сплавы, некоторые марки специальных сталей и т.п.) магнитные свойства выражены слабо. Поэтому они не экранируют ГМП и, в большинстве случаев, поправкой на экранирование можно пренебречь и МП внутри транспортного средства принять равным $\sim B_0$. Для наших целей достаточно рассмотреть B_0 , поля мировых аномалий, а также аномальные магнитные поля, обусловленные намагниченностью пород земной коры (АМП). Для наземного транспорта со скоростью движения 30-90 км/ч, скорость изменения МП, обусловленная пространственной неоднородностью нормального поля, может достигать десятых нанотесла в секунду.

В пассажирской авиации изменение МП также обусловлено горизонтальным перемещением. При скорости объекта порядка 900-1000 км/ч, скорость изменения МП обусловлена пространственной неоднородностью нормального поля и может составлять единицы нанотесла в секунду. Особенно велики градиенты в районах магнитных аномалий (например Курской), где они могут достигать десятков и сотен нанотесла на 1 км. При полете над такой аномалией со скоростью порядка 1000 км /ч, скорость изменения МП на борту может достигать 10-20 нТл/с.

Вклад АМП существен для наземного, а также водного транспорта и для авиалайнеров с небольшой и средней высотой полета.

Для Грузии является характерным как региональные, так и локальные магнитные аномалии. Интенсивные локальные аномалии выявлены на всей территории Грузии, в том числе и в Тбилиси. Следует отметить, что выявление локальных аномалий в городских условиях весьма трудно, ввиду существования техногенных полей разного происхождения. Влияние электромагнитных излучений различных частот и магнитных аномалий на жизнедеятельность живых организмов весьма значительно, поэтому выявление областей их распространения предопределяет актуальность подобных исследований. Особенно важным является выявление локальных аномалий в Тбилиси и его окрестностях. Нами на территории парка Мтацминда зарегистрирована аномалия порядка 800 гамма. Значительные аномальные поля обнаружены в окрестностях озер Черепашье, Лиси и др. Фиксирование интенсивных локальных магнитных аномалий, установление их точных границ, составление детальных магнитных карт, выявление вероятных магнитных «терренкуров» - тропинок, разработка научных рекомендаций для передачи в соответствующие организации является важным не только в научном плане, но и имеет важное народнохозяйственное значение. Особенно важным является также комплексные исследования локальных аномалий Гурийской региональной магнитной аномалии с целью составления детальных магнитных карт. С этой целью в 2000-2005, 2006-2007 и 2009 годах были проведены детальные крупномасштабные геомагнитные съемки некоторых зон в районе Уреки-Цхалцминда-Омпарети. Следует отметить, что уникальная зона Уреки была признана местом распространения т.н. «магнитных песков», которые положительно влияют на патологию опорно-двигательных систем человека.

Из четырех региональных магнитных аномалий, приуроченных к вулканогенам Аджаро-Триалетской складчатой системы, наземными магниторазведочными работами относительно подробно изучены Джавахетская и Кахетинская [3], Гурийская и Аджарская аномалии, особенно горные области, в этом отношении изучены весьма слабо. Хотя на территории Аджарии маршрутными магнитометрическими работами с последующей детализацией отдельных участков, охвачена значительная ее часть. Полученные результаты весьма ценны для характеристики структуры интрузивного поля, с которым связаны существующие в этом районе медно-полиметаллические месторождения. [4]

На территории Гурийской региональной магнитной аномалии первые маршрутные магнитометрические работы выполнены в 30-х годах прошлого века проф. М.З.Нодиа, охватившие как горную, так и низменную часть региона [5]. В последние годы сотрудниками

Института геофизики Грузии проводятся систематические и планомерные исследования региона. [12]

На всех территориях региональных магнитных аномалий наземными работами выявлено множество интенсивных, знакопеременных локальных аномалий с большими значениями горизонтальных градиентов.

Ниже мы рассмотрим особенности выявленных локальных аномалий на территории Гурийского региона как в горной, так и низменных его частях, включая прибрежную полосу Черноморского побережья, известного распространением магнетитовых песков, геологические и физические причины их образования.

Интенсивные локальные аномалии на фоне региональных, связанные с основными и ультраосновными породами, могут быть вызваны смещением отдельных его блоков при обножении или при нахождении этих пород вблизи поверхности. Знакопеременность аномалии должна быть обусловлена термонамагничиванием ферромагнетитных компонентов пород с различными магнитными свойствами.[8,9,10]

В верхней части геологического разреза в районе курорта Уреки представлены в основном маломощные (несколько метров) наносы и аллювиальные отложения до 50м, образовавшиеся в результате размыва вулканогенных пород, распространенных в Гурийской зоне Аджаро-Триалетской складчатой системы и выноса этих материалов рекой Супса. Эти отложения характеризуются высоким содержанием ферромагнетитных минералов таких, как магнетит и ильменит.

По мнению Конюшевского П.К. и Маргалитадзе А.В. месторождения железа на побережье Черного моря представлено содержанием в песке магнитных минералов железа, которые в ряде случаев образуют как мелкие прослойки мощностью 1-10см, так и местные скопления.

Наиболее обогащенные минералами железа участки представлены между устьями рр. Супса и Натанеби.[11]

Магнитные пески в прибрежной зоне по мнению проф. Нодиа М.З. не должны образовывать высокие аномалии магнитного поля, т.к.железные минералы, характеризующиеся высокими магнитными свойствами, в них распределены хаотично, а некоторые слабые аномалии до 200гамм могут быть связаны с отдельными местными накоплениями этих минералов.

Локальные интенсивные магнитные аномалии на исследуемой территории в прибрежном районе, по нашему мнению, могут быть связаны только лишь с обломками магнитных пород, которые в виде гальки и валунов широко распространены в поймах рек Супса и Натанеби.

Неотложность комплексной постановки в изучении проблемы биологического воздействия электромагнитных полей диктуется непрерывно растущим электромагнитным фоном, обусловленным увеличением числа радио и телевизионных станций, расширением сети высоковольтных линий электропередач и атомных электростанций, широким внедрением радиоэлектронных устройств во многих областях деятельности человека. Исследование уровня «электромагнитных загрязнений» и их биологической роли (на фоне естественных электромагнитных излучений) является одной из актуальных проблем.

Серьезным тормозом в плановой постановке исследований взаимодействий живых систем с электромагнитным фоном явилось расхождение экспериментальных и теоретических оценок биологического воздействия слабых электромагнитных полей. Расчеты, выполненные на основании энергетических представлений о взаимодействии электромагнитных полей с веществом живых тканей показали, что для обнаружения биологических эффектов необходима напряженность полей на несколько порядков выше естественных, в то время, как экспериментальные исследования (с различной степенью достоверности) свидетельствуют о высокой чувствительности живых систем, в том числе и человека, к слабым электромагнитным воздействиям, сравнимым по напряженности с естественными полями.

Существенное значение имеют также механизмы переноса информации. Следует отметить, что инфранизкочастотные электромагнитные поля распространяются на большие, практически любые, расстояния, в любых метеоусловиях, через все среды, включая живые ткани. Эффект воздействия электромагнитных полей на данный биообъект определяется параметрами поля (частота, амплитуда, напряженность, фаза, поляризация и т.д.) и не зависит от способа его генерации.

Электрические поля значительно более слабые, чем магнитные, проникают в среды с большой диэлектрической проницаемостью и сравнительно высокой проводимостью.

Магнитное поле является раздражителем, имеющим малое сходство с другими полями. Оно проявляется слабее, чем свет или ионизирующая радиация, но действует непосредственно на нервные клетки мозга. Предполагается, что допустимая граница величины магнитного поля, в котором может находиться человек, не должна превышать 50 мТл.

В районе кур.Уреки, начиная с севера от р.Супса до пос. Магнетити, по данным проведенных нами электрометрических исследований, под пляжевыми образованиями в низкоомном геоэлектрическом разрезе выделяется слой мощностью до 60м и сопротивлением $\rho_{\gamma\delta} = 100-120\text{омм}$. Такие значения сопротивлений из развитых на территории отложений, могут быть характерны только речным формированиям. С учетом геоморфологических представлений о генезисе и миграции юго-восточных рек Грузии в северном направлении, выделенный нами слой под пляжевыми образованиями с $\rho_{\gamma\delta} = 100-120\text{омм}$, должен представлять аллювиальные речные отложения старого русла р.Супса. Соответственно, локальные магнитные аномалии высокой интенсивности должны быть приурочены к этим осадкам.[7]

Наземными магниторазведочными работами последних лет в горной части Гурийской региональной аномалии выявлен ряд интенсивных локальных аномалий. Результаты измерения полного магнитного вектора T в гаммах на профиле Озургети -Ацана, которые характеризуются очень большими изменениями величины T от 42700 γ (Мамати) до 54400 γ (Ацана) всего на расстоянии 1300м. На этом отрезке профиля горизонтальное изменение модуля вектора T составило 11700 γ или в среднем 9 $\gamma/\text{м}$. Наблюдались также большие изменения T в селе Ацана от 54400 γ до 47100 γ (1200м, $\Delta = 7300\gamma$) 6 $\gamma/\text{м}$ 47100 γ до 55200 γ (расстояние 2700м, $\Delta 8100\gamma$) 3 $\gamma/\text{м}$.

Известно, что природных магнитотерапевтических курортов, кроме уникального черноморского курорта Уреки, в мире не существует, тогда, как «искусственная» магнитотерапия широко используется во всем мире. Исследованиями последних десятилетий установлено, что низкочастотные (до 100 гц) поля со средней интенсивностью (1-10 гаус) имеют физиотерапевтический эффект. Подобная низкая частота и интенсивность являются основой традиционной неинвазивной магнитотерапии. Поэтому, комплексное изучение сильных локальных магнитных аномалий на территории Ацана представляет не только научный, но и практический интерес.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голованов Л.В. Созвучье полное в природе. М. 1977 с=С.54.
2. Гибсон Е.Дж. Спокойное Солнце. М. 1977. С.25.
3. Иоселиани М.С., Хведелидзе Н.С., Чичинадзе В.К. О глубинном строении Ахалкалакского нагорья по геофизическим данным. В сб. Результаты геофизических исследований Земли на Кавказе. Изд. Мецниереба. 1978. Т.42.
4. Бухникашвили А.В., Кебуладзе В.В., Табагуа Г.Г. и др. Геофизическая разведка Аджарской группы медно-полиметаллических месторождений. Мецниереба. 1974.

5. Нодиа М.З. Магнитная микросъемка в районах Бакуриани, Боржоми и Квишхети. Сообщ. Груз. ФАН СССР. 1940. Т.1. №2.
6. Нодиа М.З. К вопросу о применимости магнитометрического метода разведки к магнитным пескам Черноморского побережья. Сообщ. Груз. ФАН СССР. 1940. Т.1. №6.
7. Giorgi Berishvili, Avtandil Tarkxnishvili, Jumber Lominadze, Nodar Mebagishvili, Grigol Tabagua, Karlo Kartvelishvili. Some Results of Electrometric Survey of the Territory of the Territory of Magnetic Sands of the Ureki Seaside Resort. Georgian nacional academy of sciences. Bulletin. Vol.2 no.3, PP 70-74. 2008. Tbilisi.
8. Грабовский М.А., Пушков А.Н. К вопросу о возникновении остаточной намагниченности обратной полярности в горных породах. Изв. АН СССР. Сер. Геоф..1954. №4.
9. Грабовский М.А. Определение вертикальной составляющей магнитного поля над двухфазовой магнитной системой после ее термонамагничивания. К вопросу о возникновении остаточной намагниченности обратной полярности в горных породах. Изв. АН СССР. Сер. Геоф.. 1956. №2.
10. Табагуа Г.Г. Изучение механизма образования остаточного намагничивания на железорудных месторождениях Грузии. Тр. Ин-та Геофизики АН Грузии. 1963. Т.41.
11. Конюшевский Л.К. Маргалитадзе А.В. Месторождения по берегу Черноморского моря в районе Супса-Натанеби. Грузгеолфонд. Тбилиси. 1928.
12. Giorgi Berishvili, Izolda Gabisonia, Avtandil Tarkxnishvili, Zurab Kereselidze, Jumber Lominadze, Marina Lomouri, Nodar Mebagishvili, Grigil Tabagua, Karlo Kartvelishvili, Marina Chkhitunidze. Research of Some Characntristics of Guria Magnetic Anomaly. Georgian nacional academy of sciences. Bulletin. Vol.2 no.2, 2008. PP. 49-52. .

დაბალმთიანი გურიის რეგიონში ბუნებრივი მაგნიტოთერაპიული კურორტის ბაზისური მოდელის შექმნის შესაძლებლობის შესახებ

ჟ. ლომინაძე, კ. ქართველიშვილი, ნ. ღლონტი, გ. ბერიშვილი,
ნ. მებაღიშვილი, მ. ნიკოლაიშვილი

რეზიუმე

საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე დაიკვირვება გეომაგნიტური ველის, როგორც რეგიონალური, ასევე ლოკალური მაგნიტური ანომალიები. ძლიერი ლოკალური მაგნიტური ანომალიები მნიშვნელოვან გავლენას ახდენენ გარემოზე, განსაკუთრებით ცოცხალ ორგანიზმებზე.

2003-2009 წლებში ჩატარებული დაბალმთიანი გურიის რეგიონის ლოკალური გეომაგნიტური ანომალიის სავსე დაკვირვებების შედეგები საჭიროებენ დაზუსტებას ამ ტერიტორიაზე კოსმოსური ამინდის ძირითადი ელემენტის - გეომაგნიტური ველის ვარიაციების ლოკალური ბიოსამედიცინო ეფექტების თავისებურებების თვალსაზრისით და ამ საფუძველზე ბუნებრივი მაგნიტოთერაპიული კურორტის ბაზისური მოდელის ორგანიზების მიზნით.

ბუნებრივი მაგნიტოთერაპიული კურორტები, ურეკის, ანუ ზღვისპირა კურორტის

გარდა, ცნობილი არ არის, მაშინ, როდესაც „ხელოვნურ“ მაგნიტოთერაპიას ფართო გამოყენება აქვს. უკანასკნელი 30 წლის განმავლობაში ჩატარებული კვლევებით დადგენილია, რომ დაბალი სიხშირის (100 ჰერცამდე) მქონე, საშუალო ინტენსივობის (1-10 გაუსი) მაგნიტურ ველებს ფიზიოთერაპიული ეფექტი გააჩნიათ. მსგავსი დაბალი სიხშირე და ინტენსივობა მაგნიტოთერაპიის ბაზისური, ტრადიციული არაინვაზიური მეთოდის საფუძველს წარმოადგენს.

სამეცნიერო ინტერესებიდან გამომდინარე, საჭიროა გურიის რეგიონალურ მაგნიტურ ანომალიაში შემავალი ინტენსიური ლოკალური ანომალიების დეტალური მაგნიტური და ელექტრომეტრული კვლევა, რათა შეიქმნას სამეცნიერო საკვლევი პოლიგონი, შემუშავდეს გეომაგნიტური კვლევების სრულყოფილი მეთოდიკა, შედგენილ იქნას შესაბამისი დეტალური მაგნიტური რუკები, ჩამოყალიბდეს სამეცნიერო დასკვნები და მიღებულ იქნას რეკომენდაციები. შედეგად გამოკვლეული იქნება ბუნებრივი მაგნიტოთერაპიული კურორტის შესაძლო დაფუძნების ახალი ადგილი - გურიის დაბალმთიანი რეგიონის ლოკალური გეომაგნიტური ანომალიის ტერიტორიაზე, რომლის გეოფიზიკური და კლიმატური თავისებურებები ჯერ კიდევ შესასწავლია.

ABOUT POSSIBILITY CREATING OF MAGNITOTHERAPEUTIC RESORT'S BASIC MODEL IN GURIA LOWLAND REGION

**J. Lominadze, K. Kartvelishvili, N. Glonti, G. Berishvili,
N. Mebhagishvili, M. Nikolaishvili**

ABSTRACT

In all territory of Georgia are the regional and the local magnetic anomalies. The local magnetic anomalies are influenced on the environment, especially on the bio-organisms. The goal of this investigation is the accurate definition of the structure of local geomagnetic anomaly discovered by 2003-2009 year geomagnetic expeditions in Guria region, also the definition of characteristics of one basic element of space weather impact on this territory- the natural limits of geomagnetic variations responsible on biomedical effect, and the development of magneto therapeutic resort model on the base of this data. Artificial sources of magnetic field are widely used around the world. Only during the last 30 years, though, the therapeutically effective magnetic fields have been identified through clinical controlled studies. They are low frequency and low intensity pulsating magnetic fields. Such low frequencies and low intensity not greater than (100 Hz) and (1 -10 Gauss) are the base of magneto therapy and non-invasion methods. For the scientific interest need-full detailed geomagnetic and electrometric research of intensive local magnetic anomalies in Guria, in order makes science research polygon, improved methodic of geomagnetic research, conformable detailed magnetic maps, scientific conclusions and recommendations. The study of new potential place for the natural magneto therapeutic resort in the territory of local geomagnetic anomaly of Guria and the definition of its geophysical passport characteristics is the necessary step for resort development and popularization.

Геофизическое изучение осадков пляжной полосы берега Черного моря в Грузии для выработки берегозащитных мероприятий.

Г. Джаши, А. Тархнишвили, Д. Одилавадзе, Н. Глонти, Дж. Кириа, И. Папашвили, З. Амилахвари, Л. Дарахвелидзе

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

Береговая полоса морей и океанов постоянно находится в напряженном состоянии. Морские волны перманентно атакуют берега и вызывают их разрушение. Этот типичный эгзодинамический процесс называется абразией [1,2]. Абразионные действия морских волн береговой полосе протекают постоянно, их мощность меняется в зависимости от изменений климатических условий окружающей среды. В спокойную погоду действие морских волн на берег, в основном, связано с приливами моря и вызванные ими эрозионные изменения фактически не замечаются.

Величина действия морских волн зависит от вещественного состава осадков, распространенных в береговой полосе, от степени связи веществ и мощности. Количество морских осадков, накопленных в береговой полосе определяется количеством материалов, принесенных на берег морскими волнами и от гранулометрического состава. Конфигурация береговой полосы часто значительно меняется в течение года, т.к. на берегу уменьшается площадь суши из-за трансгрессивных действий моря, или же наоборот, увеличивается при отступлении моря (регрессия). Протекание этих процессов определяется количеством материала вынесенным на берег морскими волнами, что в значительной мере зависит от того каменного материала, который вносят многоводные реки, впадающие в море.

Восточный берег Черного моря выделяется сильным волновым воздействием и с энергетической точки зрения близок воздействию Атлантического океана на береговую зону Европейского континента. В пределах Грузии энергетическое воздействие волн настолько сильно, что оно обуславливает миграцию вдоль берега миллионов кубометров пляжных наносов по отношению береговой линии как в поперечном, так и в продольном сечениях. В пределах Грузии береговая зона в основном аккумулятивная и там существующая защитная пляжная полоса представлена наносами, внесенными реками в море, которые с помощью волн сортируются в фракции и вдоль берега перемещаются в виде потоков и питают там существующие пляжи. Движущие наносы пляжей осуществляют диссипацию волновой энергии и сами же выполняют роль защитного агента суши. Надо отметить, что этот процесс протекает в течение многих тысяч лет. В частности современный вид восточной части Черного моря сформировался 5-6 тысяч лет назад и сохраняет свое стабильное состояние до второй половины XIX века. В течение продолжительного времени вдоль береговой полосы возникла пляжная буферная зона. Она своим, сформированным старым береговым валом не давала возможности ингрессии морской воде на внутренней территории суши, что способствовало формированию флоры. В последующие годы, в результате техногенного воздействия, что вызвало извлечение из русел рек твердых наносов, строительство морских портов и гэсов в значительной степени изменило развитие условий пляжпроизводительных процессов. В результате, из-за дефицита

пляжных наносов, вдоль значительной части береговой полосы начались негативные процессы, что выражается деградацией защитных пляжей. К таким отрезкам относятся: 1. Гонио – приток реки Чорохи, - Батумский мыс; 2. Чакви – Кобулетская дуга; 3. Приток реки Супса – берег города Поти; приток реки Хоби – приток реки Ингури.

Весной текущего года, в связи с резкими изменениями климатических условий окружающей среды, имело место особенное усиление абразийных действий морских волн, в результате чего была затоплена и деградирована значительная часть берега. Абразийные действия морских волн особенно резко выявились в Аджарии, в частности в Батуми, где была затоплена береговая пляжная полоса, восстановление которой в совершенстве связано со значительными экономическими средствами.

Проблема – актуальная и пока не поздно, необходимо провести вдоль всего морского берега существенные работы, выявить стабильные и лабильные участки и наметить мероприятия по укреплению береговой полосы.

В деле осуществления этих задач, особенная роль принадлежит геофизическим исследованиям, в частности, эффективному использованию электрометрических (метод постоянного тока) и георадиолокационных методов разведки, что дает возможность установить в береговой полосе, приблизительно до глубины 20-25 метров, мощность осадков, вызванных волнами, их физические параметры и дифференциацию геологических слоев по удельным электрическим сопротивлениям и относительной диэлектрической проводимостью [1,4,5].

Сравнивая параметры, определенные этими двумя методами, можно почти однозначно установить род, распределение и мощность распространенных в береговой полосе геологических слоев.

Считаем нужным проведение геофизических работ в следующей последовательности:

1. В береговой полосе, в пределах 80-100 метров надо провести уточнение распределения этой полосы. Для этого на параллельных профилях (2-5 профилей), расстояние между которыми будет 10-15 метров, надо провести георадиолокационные исследования, в результате чего будет установлено изменение мощности морских осадков от береговой полосы моря в сторону направления суши. Радиолокационные исследования в латеральном направлении надо провести, также, вдоль береговой полосы на трех параллельных профилях. Зафиксированный в береговой зоне вещественный состав осадков, степень их взаимосвязи и мощность в результате прогрессивных и регрессивных действий морских волн может значительно изменяться. С учетом этого, на обозначенной территории выделяются стабильные и лабильные участки, фиксация которых произойдет георадиолокационным методом на профилях перпендикулярных береговой полосе.

2. Вдоль центрального профиля надо провести симметричное электрическое профилирование, размеры установок которых и расстояния между точками стояка будет установлено с помощью предварительной интерпретации данных, полученных вертикальным электрическим зондированием на этом же профиле.

3. Изменчивость развернутости вертикального электрического зондирования и расстояние между точками профиля будет установлено по геоэлектрическому разрезу. Вероятно, расстояние между точками вэз-ов должно меняться в пределах 100-150м.

4. Зная геоэлектрический разрез можно построить геологический разрез. Для этого надо найти несколько параметрических скважин или пробурить расстояние между ними, соответственно геоэлектрическим разрезам, может изменяться в пределах нескольких километров.

5. Вдоль береговой полосы надо установить глубину залегания грунтовых вод и направление их движения. С учетом этого будут приняты рекомендации для проектирования берегоукрепительных работ.

6. Для обрезка берега Чорохи-Батуми, дееспособного при разработке смягчающих мероприятий, необходимо определить объем внесенных рекой Чорохи наносов на сегодняшний день.

7. Необходимо по всей длине берега геодезическими методами зафиксировать сегодняшнее состояние линии берега, чтобы это сравнить с историческими картографическими данными.

8. На отдельных обрезках берега надо провести батиметрическую съемку для определения профиля подводного дна. В Анаклии нами были проведены полевые работы аналогичного типа, которые дали хорошие результаты.

Вышеприведенные аргументы не раз были подтверждены полевыми геофизическими исследованиями. В частности, по геоэлектрическому разрезу 1-1 выделены 5 слоев, имеющих разные удельные электрические сопротивления. Согласно скважине I, слой $\rho = 120-130\text{ом}$ соответствует насыпному грунту, который представлен щебенью, песчанками и строительными остатками (tQIV), мощность слоя 0,5-0,8м. II слой ($\rho=270-350\text{ом}$) представлен галечниками с глыбами – aQIV, его мощность 3-3,5м. Третий слой с мощностью 3,5-4,5м и с удельным электрическим сопротивлением 60-70ом представленный суглинками, галькой и прослойками галечников, соответствует каменнопесочникам и аргилитам, которые по степени водности можно разделить на две части. Вдоль геоэлектрических профилей проходит радиолокационный профиль, в результате их интерпретации были построены радиолокационные разрезы. В разрезе, построенном этим методом, выделяется некоторый преломляющий горизонт, что может быть вызвано локальными вставками, существующими в этих слоях. На исследуемом объекте установлен изображенный на рис. 3. геологический разрез, который был зафиксирован на обозначенном объекте после проведенных инженерных работ.

Итак, геофизическими методами разведки (электрозведка, георадиолокация) с высокой вероятностью можно установить инженерно-геологические условия любого объекта, определить этими методами выделенных слоев пространственную ориентацию, физические параметры и коррелятивную связь между ними[3-5].

Вышеотмеченные геофизические исследования не связаны с большими расходами, отличаются быстро исполнимой надежностью полученных результатов.

Проведенные исследования дадут возможность установить пределы распространения морских трансгрессивных и регрессивных полос береговой полосы, соответственно выявить сравнительно стабильные и лабильные участки и запланировать рациональные (первого и второго порядков) мероприятия берегоукрепляющих работ.

Геофизическими работами разведки с большой вероятностью возможно установить инженерно-геологические условия любого объекта, определив с помощью этого метода мощность и пространственную ориентацию выделенных слоев.

Результаты проведенных исследований полезны для того, чтобы наметить разные рекреационные и хозяйственные мероприятия.

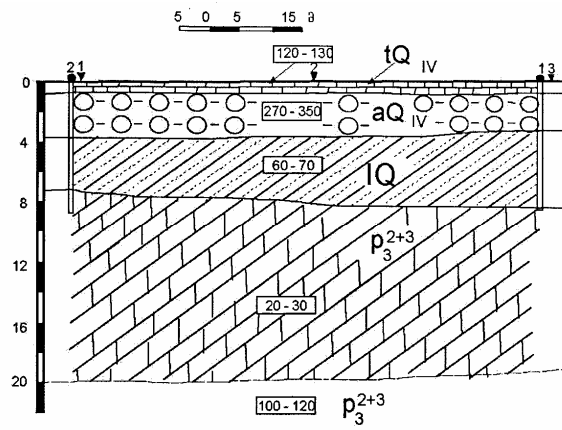


рис. 1.

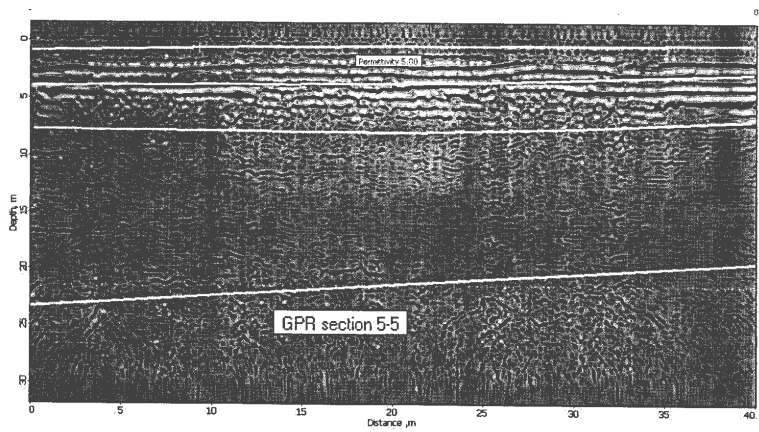


Рис. 2.



Рис. 3.

ЛИТЕРАТУРА

1. გ. შენგელაია, გ. მანაგაძე, ჯ. ჩიქოვანი, გ. ჯაში, ვ. ჭიჭინაძე, ე. საყვარელიძე. საძიებო გეოფიზიკის კურსი. „მეცნიერება“. 1994. 384გვ.
2. თ. ჭელიძე. გეოფიზიკური მეთოდები ბუნების დაცვაში. ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი. 2004. 267გვ.
3. Джаши Г.Г., Одилавадзе Д.Т., Глonti Н.Я., Кириа Дж.К., Амилахвари З.Л., Тархнишвили А.Г., Матиашвили С.Б. Исследование инженерно-геологических и гидрогеологических условий Бакурианского плато экспресс-методом электроразведки с использованием программного обеспечения ipi2win. Труды Ин-та геофиз. им. М.З.Нодиа. 2010. Т. 62. С. 65-72.
4. Odilavdze D.T., Chelidze T.L. A Preliminary GPR investigation of Metekhi Cathedral and the surrounding area. Journal of the Georgian Geophysical Society. 2011. V. 14
5. Одилавадзе Д.Т., Челидзе Т.Л. Георадиолокационный экспрес-анализ состояния автодорожного туннеля Чакви-Батуми. Труды Ин-та геофиз. им. М.З.Нодиа. 2010.

საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროს პლაჟური ზოლის ნალექების შეწავლა ნაპირდამცავი ღონისძიებების შემუშავებისათვის

გ. ჯაში, ა. თარხნიშვილი, დ. ოდილაგაძე, ნ. დლონტი,
ჯ. ქირია, ი. პაპაშვილი, ზ. ამილახვარი, ლ. დარახველიძე

რეზიუმე

ზღვებისა და ოკეანეების სანაპირო ზოლში ზღვის ტალღების აბრაზიული მოქმედებების შედეგად მუდმივად მიმდინარეობს ნაპირების დეგრადაცია. მისი შედეგები დამოკიდებულია ამ ზოლში გავრცელებული ნალექების ნივთიერ შედგენილობაზე, მათი შეჭიდულობის ხარისხზე და სიმძლავრეზე.

სტატიაში განხილულია შავი ზღვის სანაპირო ზოლის გასწვრივ ძიების კომპლექსური მეთოდების გამოყენების აუცილებლობა. იგი საშუალებას მოგვცემს დადგინდეს სანაპირო ზოლში ზღვების ტრანსგრესიული და რეგრესიული მოქმედების ზოლის გავრცელების ფარგლები, გამოვლინდეს სტაბილური და ლაბილური უბნები და დაიგეგმოს ნაპირდამცავი სამუშაოების რაციონალური ღონისძიებები.

Study of the Black Sea Coastal Line Sediments on Georgia's Territory for Providing it with Coastal Protection

G. Jashi, A. Tarkhnishvili, D. Odilavadze, N. Ghlonti,
J. Kiria, I. Papashvili, Z. Amilakhvari, L. Darakhvelidze

Abstract

Coasts of seas and oceans are regularly degraded due to abrasive action of the sea waves in coastal lines. The results depend on the material constitution, solidity and thickness of the sediments distributed in the line.

The article is about the necessity for the use of complex prospecting works along the Black Sea coastal line. It would enable us determine the territories of transgressive and regressive actions of the sea in the coastal line, detect stabile and labile areas and plan rational coastal protection acts.

Построение и анализ напряженного состояния среды во время подготовки Рачинского землетрясения 2009 года

Тамар Джимшеладзе, Георгий Меликадзе, Геннадий Кобзев

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

Реферат

С целью мониторинга тектонических процессов в режиме реального времени и выделения сейсмического компонента, был разработан специальный метод Гидродинамических наблюдений. Результаты анализа данных показали изменчивость коэффициентов a , b , c до и во время сейсмического события, которая подтверждает информативность уровня воды в качестве индикатора тектонической активности. Была разработана методика выделения геодинамической составляющей из данных наблюдений, с целью изучения закономерности ее распределения в пространстве и во времени на больших площадях в процессе подготовки сильных землетрясений. По данным исследований, эпицентр землетрясения совпадает с максимальным градиентом в поле деформации. Во время подготовки Рачинского землетрясения, аномальные нарушения уровня воды были отмечены на всей территории Грузии, что указывает на развитие деформационных процессов на большой территории.

Введение

Как известно, территория Кавказа принадлежит к числу сейсмоактивных регионов мира, поэтому слежение за развитием геодинамических процессов и выявление информативных предвестников землетрясений является актуальнейшей и значительной проблемой, с решением которой связано экономическое развитие Грузии и соседних стран, а также безопасность населения.

Корреляция между гидродинамическими аномалиями подземных вод и сейсмическими явлениями, вызванными тектоническими процессами, давно зафиксирована. Ясен физический смысл этого явления: породы литосферы содержат трещины и поры, которые реагируют на механические напряжения. Как известно, вода - несжимаемая среда и в случае открытости системы во время изменения напряжения вода вытесняется из напряженно-деформированной среды, а это даёт возможность наблюдать за изменением напряжённости. Выявление механизма взаимосвязи деформационных процессов, сильных землетрясений и гидродинамики подземных вод позволяет объяснить такую изменчивость гидродинамического поля.

Анализ данных

Для мониторинга “гидрогеодинамического поля Земли”, позволяющего фиксировать быстрые смены напряженно-деформированного состояния среды (1), обусловленного подготовкой землетрясения, в 80 годах прошлого столетия были начаты работы по созданию специализированной сети гидрогеологических скважин. Режимные скважины были выбраны с таким расчетом, чтобы они характеризовали все большие геологические блоки. Скважины, как объемные деформографы, чувствительно реагируют на деформации различного характера, как

экзогенные, так и эндогенные (2-5). Точность наблюдений достигала 10^{-7} - 10^{-9} величин. Был накоплен длинный ряд наблюдений по всему Кавказу.

Для обработки данных нами был разработан новый метод в среде MATLAB-а, позволяющий синтезировать теоретический сигнал и сравнивать его с реальными данными уровней воды. Программа дает возможность насчитывать каждый экзогенный параметр отдельно и изучать их влияния на водоносный горизонт.

Для того, чтобы продемонстрировать методику анализа данных, рассмотрим изменения параметров в процессе подготовки землетрясения в период с 12.08.2009 (M = 4) по 9.09.2009 (M = 4.6) ("Рача") для трёх станций. Первая из них - "Они", расположена в эпицентральной области, вторая - "Аджамети", находится в 100 км в юго-западном направлении и, наконец, "Лагодехи" находится в 200 км к востоку от эпицентра.

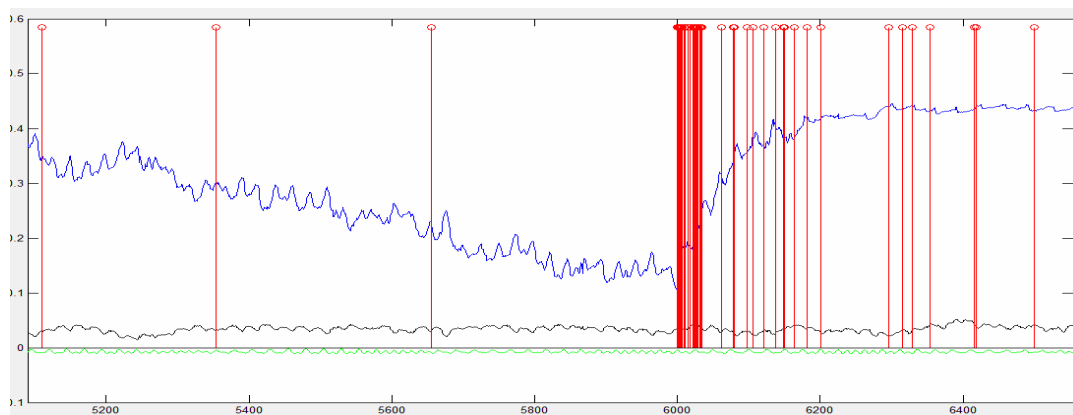


Рис. 1. Изменение уровня воды (верхняя линия), атмосферного давления (средняя линия) и приливных вариаций (нижняя линия) на станции "Они". Вертикальные линии отмечают землетрясения.

На рисунке видны нарушения, которые произошли на станции Они во время землетрясения в Раче.

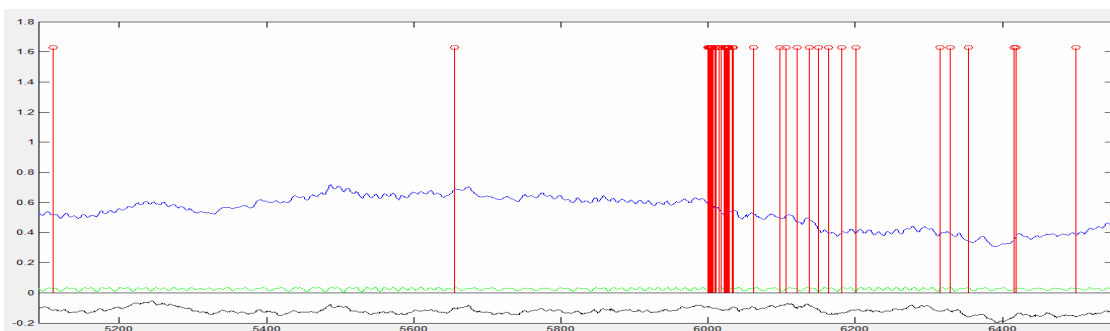


Рис. 2 Изменение уровня воды (верхняя линия), атмосферного давления (нижняя линия) и приливных вариаций (средняя линия) на станции "Аджамети". Вертикальные линии отмечают землетрясения.

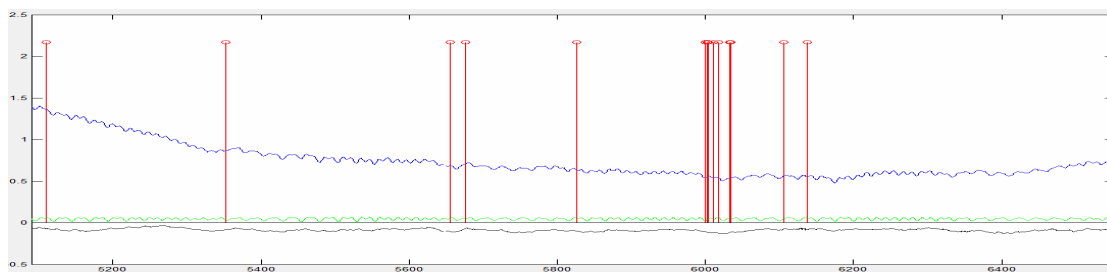


Рис.3 Изменение уровня воды (верхняя линия), атмосферного давления (нижняя линия) и приливных вариаций (средняя линия) на станции "Лагодехи". Вертикальные линии отмечают землетрясения.

На этих графиках показаны изменения различных параметров на станциях. Изменение уровня воды как мультисигнальное значение содержит влияния всех экзогенных (приливные вариации, атмосферное давление и осадки) и эндогенных (землетрясения) факторов. В сейсмически спокойный период изменение вызвано только внешними факторами, но в процессе подготовки землетрясений характер вариаций изменяется. В этот период наблюдаются нарушения в изменении уровня воды до и после землетрясения (рис. 1-3).

Для того чтобы вычислить зависимость между изменениями параметров и землетрясениями, были введены коэффициенты корреляции уровня воды с приливными вариациями - a , с атмосферным давлением изменениями b , и константа $-c$. Для выявления статистической зависимости их изменений с энергией, достигающей области скважин от эпицентра зоны, была написана специальная программа, позволяющая выявлять "вариации" коэффициентов a , b , c и сигнал "остатка" в период землетрясений на трёх станциях (приведены на рис. 4-9).

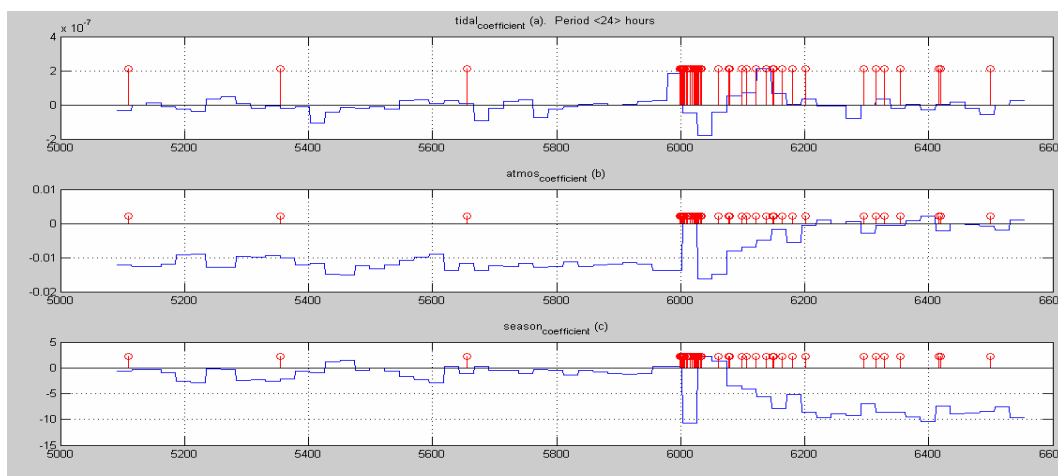


Рис. 4. Изменения коэффициентов a , b и c на станции "Они"

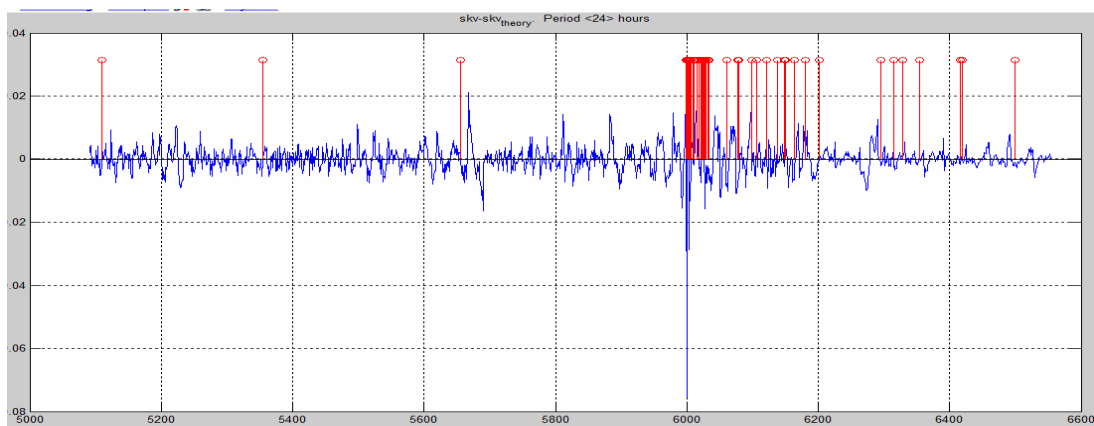


Рис. 5. Вариация сигнала " остаток " на станции " Они "

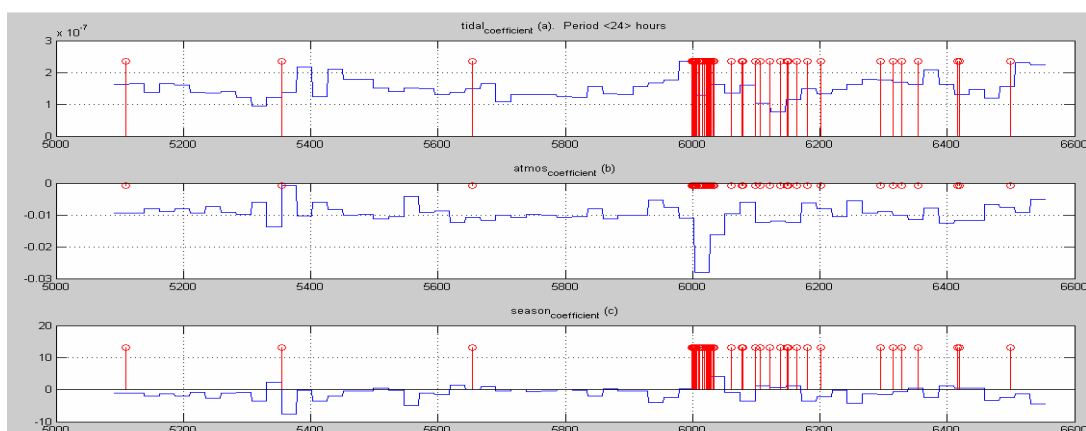


Рис. 6. Изменения коэффициентов a , b и c на станции "Аджамети"

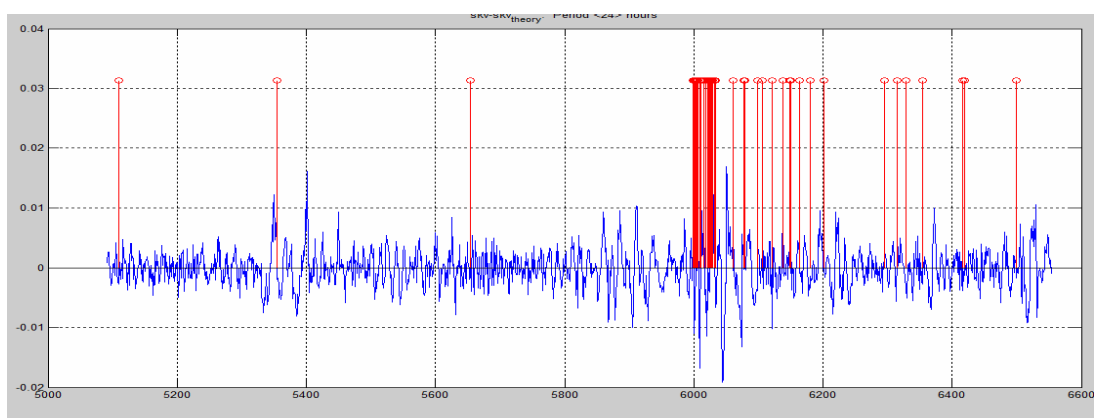


Рис. 7. Вариация "остатка" на станции " Аджамети ". Вертикальные линии отмечают землетрясения

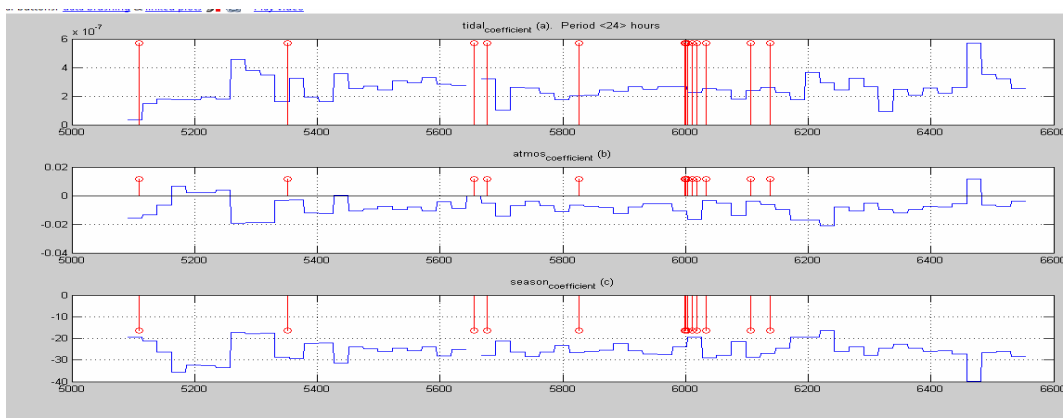


Рис. 8. Изменения коэффициентов a , b и c на станции "Лагодехи".

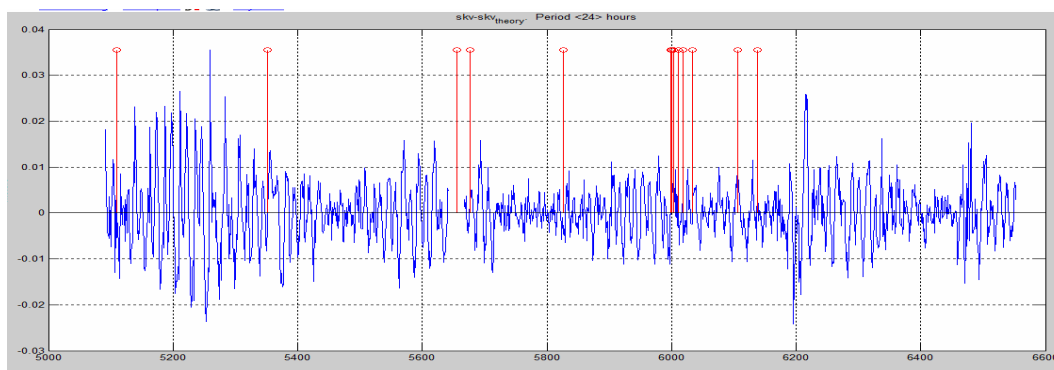


Рис. 9. Вариация "остатка" на станции "Лагодехи".

Значения "Фона" изменения уровня воды меняется до и после события. Характер изменения коэффициентов для каждой скважины зависит от энергетической величины, которой достигла в области скважин. Например скважина "Лагодехи" является более чувствительной к местным землетрясениям, чем для землетрясения в "Рача". В то же время амплитуда изменения перед землетрясением в "Рача" сильнее, чем на станции "Аджамети".

Кроме того, программа вычисляет изменение "геодинамического" сигнала – как разницу между наблюдаемыми и теоретическими значениями уровня воды а также "остаточное" значение высокочастотного сигнала в изменении уровня воды (рис. 10-12).

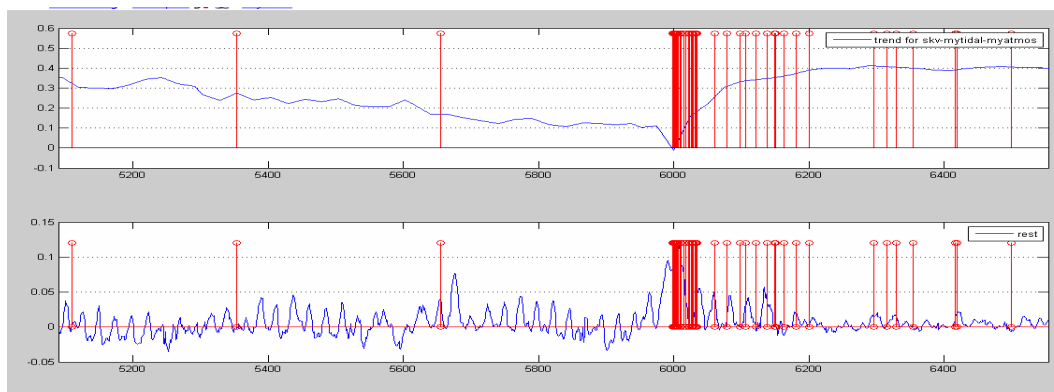


Рис. 10. Вариация "Тренда" геодинамического сигнала (верхняя линия) и "остаточное" значение (нижняя линия) на станции "Они".

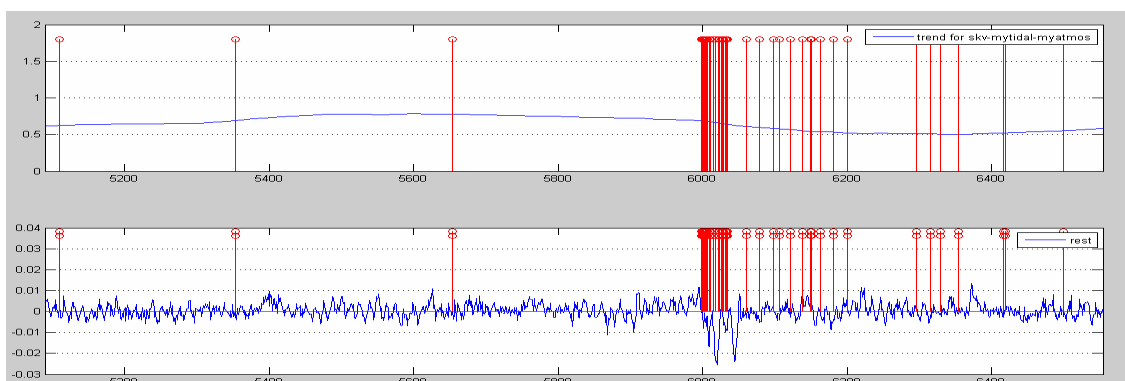


Рис. 11. Вариация "Тренда" геодинамического сигнала (верхняя линия) и "остаточное" значение (нижняя линия) на станции "Аджамети".

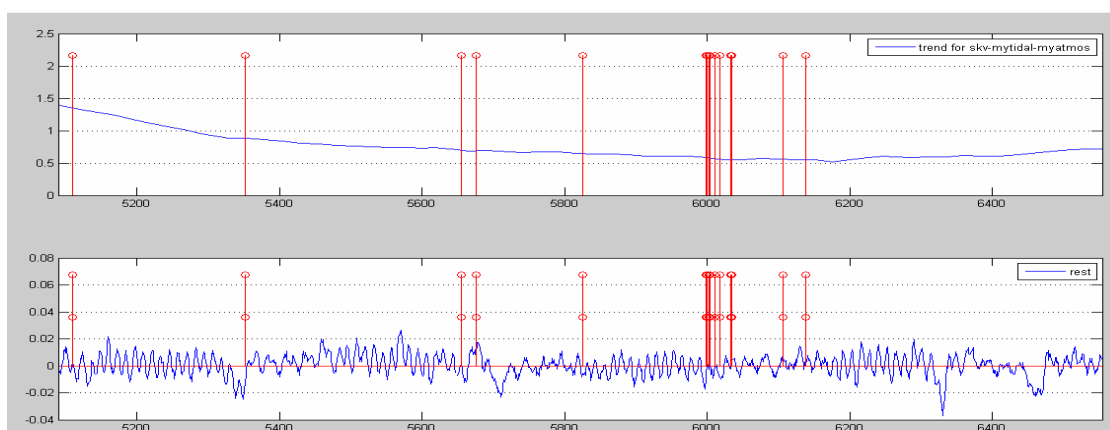


Рис. 12. Вариация "Тренда" геодинамического сигнала (верхняя линия) и "остаточное" значение (нижняя линия) на станции "Лагодехи".

Было зафиксировано падение уровня воды на скважинах "Они" и "Лагодехи" и подъем на скважине "Аджамети". Эффект падения характерен для процесса декомпрессии, а увеличение – для сжатия водоносного горизонта. После рассмотренного события уровень воды в скважине "Аджамети" подает, это характеризует процесс декомпрессии. На станции "Они" сохраняется процесс сжатия.

Для каждой скважины были рассчитаны соответствующие значения. Следующим шагом является стандартизация (нормировка) "геодинамического" компонента станции от -1 до +1 и создание геодинамической картины. Положительное значение сигнала (действительное значение уровня воды больше, чем теоретическое) соответствует деформации при сжатии, а отрицательное значение - к расширению.

Эволюцию геодеформационного поля во время и после землетрясения в "Они" (12.09.2009) мы можем увидеть на рис.13. Видна миграция деформации при сжатии с Востока на Запад, а также увеличение значения в эпицентре зоны.

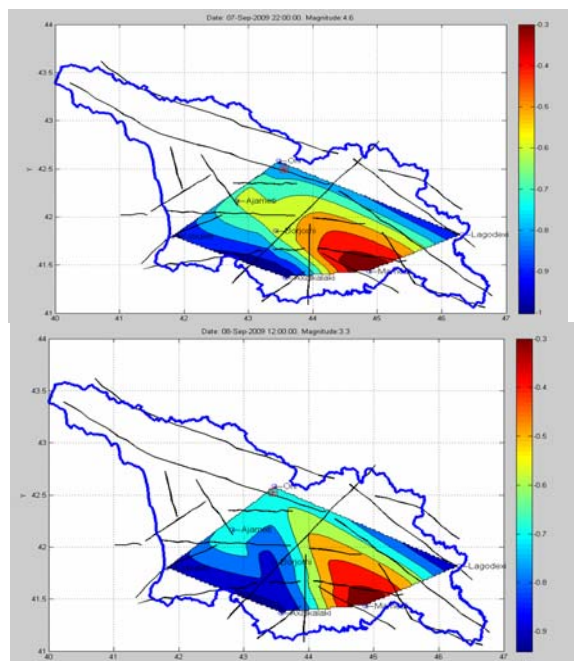


Рис. 13. Изменение геодеформационного поля от 7.09.2009 22:00 до 8.09.2009 12:00

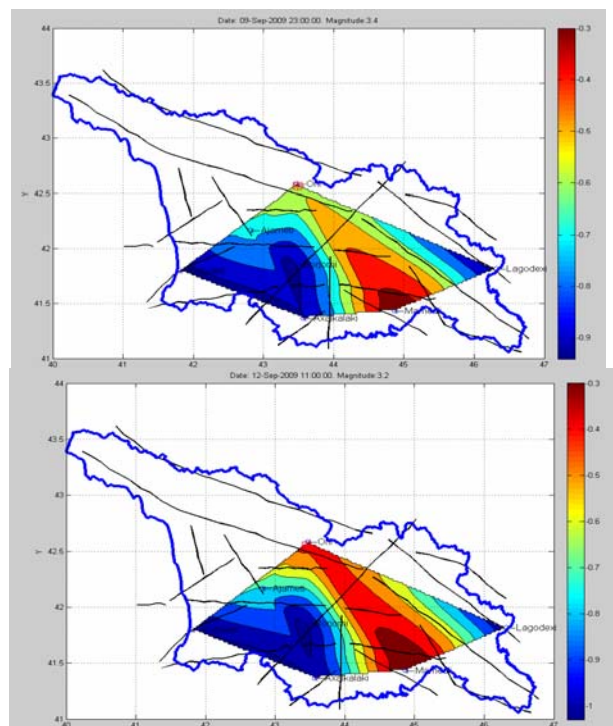


Рис. 14. Изменение геодеформационного поля от 9.09.2009 23:00 до 12.09.2009

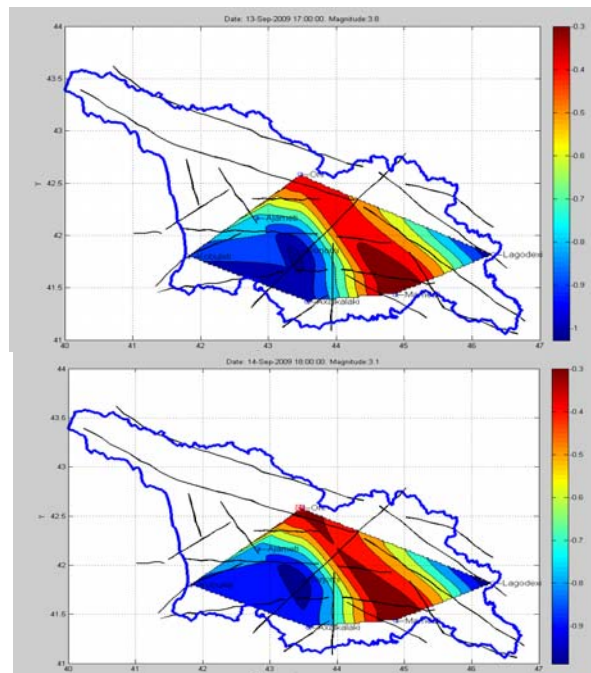


Рис. 15 Изменение геодформационного поля от 13.09.2009 17:00 до 14.09.2009 18:00

За период с 7 по 14 сентября мы можем наблюдать снижение интенсивности напряжения, который соответствует процессу релаксации- разгрузке напряжения. До 28 сентября мы всё еще наблюдаем увеличение напряжения деформации, которое было вызвано процессами подготовки афтершоков.

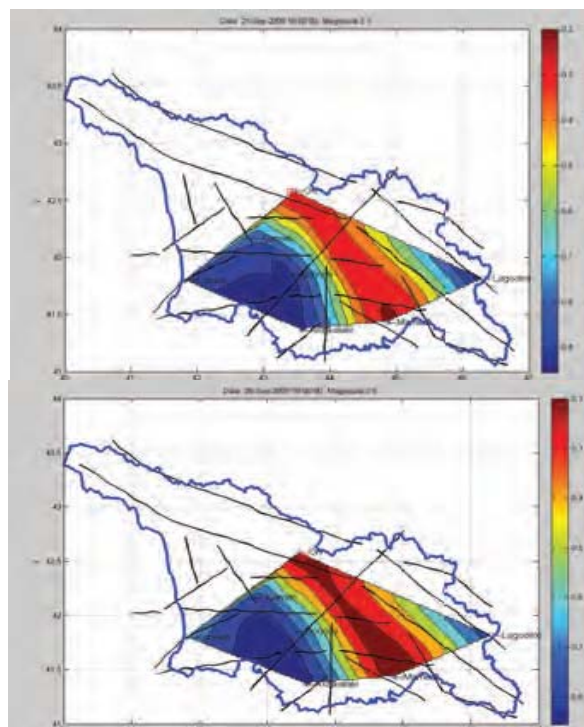


Рис. 16. Изменение геодформационного поля от 21.09.2009 16:00 до 28.09.2009 18:00

Согласно статистическим данным, эпицентр землетрясения совпадает с экстремумом градиента зоны в поле деформации. Аномальные нарушение уровня воды были отмечены на всей территории Грузии (и Кавказа), что несомненно подтверждает региональный характер подготовки землетрясений. Соответственно в диапазоне изменения уровня воды в скважинах отмечено развитие деформационных процессов. Это развитие происходит от периферии к центру с повышением интенсивности давления в течение нескольких месяцев.

З а к л ю ч е н и е

Была установлена информативность параметра уровня воды с точки зрения прогнозирования землетрясений, результаты анализа данных показали ухудшение реакции коэффициентов a , b , c до и во время сейсмического события. Периоды зафиксированных аномалий совпадают с периодами подготовки сильных землетрясений. Характеристики аномалий (амплитуда, период коэффициентов a , b , c) коррелируют с силой землетрясений. Аномальные нарушения уровня воды были отмечены на всей территории Грузии (и Кавказа), что несомненно подтверждает региональный характер процессов подготовки землетрясений. подготовку деформационных процессов на этой большой территории.

Была разработана методика выделения геодинамической составляющей из мульти сигнала и изучения закономерности её развития во времени и пространстве. Согласно статистическим данным, эпицентр землетрясений совпадает с максимальными значениями градиента в поле деформации.

Литература

1. **Вартанян Г.С., Куликов Г.В.** Гидрогеодеформационное поле Земли. - Доклад АН СССР, 262. N 2. 1982.
2. **Gavrilenko, P., G. Melikadze, T.Chelidze, D. Gibert & G. Kumsiashvili** (2000) Permanent water level drop associated with Spitak Earthquake: Observations at Lisi Borehole (Republic of Georgia) and modelling. *Geophys. J. Int.* 143. 83-98.
3. **Hsieh, P. A., I. D. Bredehoeft, S. A. Rojstaczer.** Response of Well-Aquifer Systems to Earth Ties: Problems Revisited. *Water resources Research* vol. 24. No. 3. 1988. PP. 468-472.
4. **Rojstaczer, S.** 1988. Intermediate period response of water wells to crustal strain: Sensitivity and noise level, *J. Geophys. Res.*, 93, 13,387-12,402.
5. **Melikadze G., Matcharashvili T., Chelidze T., Ghlonti E.** Earthquake related disturbance in stationarity of water level variation. *Bulletin of the Academy of sciences of the Georgian*, 165 № 1, 2002

რაჭის 2009 წლის მიწისძვრის მომზადების პროცესში გარემოს დამაბული მდგომარეობის აღდგენა და ანალიზი

თ. ჯიმშელაძე, გ. მელიქაძე, გ. კობზევი

რეზიუმე

ტექტონიკური პროცესების რეალურ დროში მონიტორინგისა და სეისმური კომპონენტის გამოყოფის მიზნით, შემუშავებული იქნა ჰიდროდინამიური დაკვირვებების სპეციალური მეთოდი. მიწისძვრის მომზადებისა და რეალიზაციის

პროცესში a , b , c კოეფიციენტების ვარიაციებმა დაადასტურა წყლის დონის, როგორც ტექტონიკური პროცესების ინდიკატორის ინფორმატიულობა. შემუშავდა მეთოდოლოგია, დაკვირვების მონაცემებიდან გეოდინამიკური მდგენელის გამოყოფის და მისი დროში და სივრცეში განაწილების კანონზომიერების დადგენის მიზნით. კვლევების შედეგად დადგინდა, რომ მიწისძვრის ეპიცენტრი ემთხვევა დაძაბულობის ველში მაქსიმალური გრადიენტის ზონას. რაჭის მიწისძვრის მომზადების პროცესში წყლის დონის ვარიაციების ანომალური დარღვევები ფიქსირდებოდა საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე, რაც მიუთითებს მიწისძვრის მომზადების პროცესი მოიცავს დიდ ტერიტორიას.

Construction and analysis of the stress state of environment during the preparation of the Racha earthquake 2009

T. Jimsheladze, G. Melikadze, G. Kobzev

Abstract

In order to monitor tectonic processes in real time and to mark out a seismic component, the special method has been worked out. Results of data analysis have shown deterioration of reaction of coefficients a , b , c before and during seismic event that demonstrates the informatively of water level as an indicator of tectonic activity. Developed a method for pick up geodynamical component from observed parameters and study the patterns of its distribution in time and space over large areas in the process of preparation of strong earthquakes. According to the statistics, epicenter of an earthquake coincides with the maximum of gradient in the deformation field. The anomalies of water level were fixed on the whole territory of Georgia (and Caucuses), that doubtlessly shows the deformation scope processes of preparation on this large territory.

Реальность Боржоми-Казбегского разлома (На примере Боржомского ущелья)

Н. Лурсманашвили

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

Проблемы строения и формирования литосферы Кавказа издавна привлекали внимание исследователей. Интерес к ним, а в частности к вопросам сейсмоструктуры региона, особенно возрос за последнее время, о чем свидетельствуют посвященные этой теме многочисленные публикации и международные проекты. Согласно мнению многих ученых, одной из важных сейсмоактивных структур кавказского региона и смежных территорий является т.наз. «Боржоми-Казбекский разлом» – БКР (рис.1), который начинается на территории Турции, затем пересекает весь Кавказ и заканчивается на Северном Кавказе.

Южную часть БКР – Боржомский разлом выделил известный австрийский геолог Г.Абих (Abich,1889), а северную – Е. Милановский (Милановский, 1964), назвавший эту структуру Цхинвали-Казбекским разломом. В 1985г. московским геофизиком Н.В. Лукиной БКР был определен как левый сдвиг с горизонтальной амплитудой в 60км.

Особенно важное значение БКР приобрел после публикации Philip et al.(1989). Согласно исследованиям этих авторов горизонтальная амплитуда разлома определяется в 90км (рис. 2); он прорывает всю кору, включая поверхность Мохо и делит Кавказ на две, геологически резко отличающиеся друг от друга части – западную и восточную; разлом рассматривается как левый сдвиг со смещением его западной части к югу на 90км. Авторы считают, что смещение произошло в течение последних 5-3.5 млн.лет, т.е. после того как сформировались основные структуры Кавказа: складчато-разломный пояс Большого Кавказа, Грузинская глыба, Аджара-Триалетский складчато-разломный пояс; скорость смещения составляла 1.8-2.5сек/год (Philip et al.,1989). По мнению авторов, обе стороны разлома отличаются друг от друга по сейсмичности, хотя для этого заключения нет убедительного фактического материала. Вывод авторов о том, что БКР ограничивает Аравийский клин с западной стороны разделяется рядом исследователей, рассматривающих БКР как непосредственное продолжение левантийского трансформного и восточно-анатолийского разломов.

В качестве важной структуры БКР описывается также и другими авторами, в том числе и грузинскими учеными (Gamkrelidze et al., 1998).

Однако, часть исследователей (как местных, так и иностранных) не считают данные о наличии БКР убедительными. Так, реальность БКР отрицает часть участников проекта ISTC (Международный Центр Науки и Технологии) GA-651 CauSIN (Информационный центр кавказской сейсмичности); в отчете проекта представлено два варианта карты сейсмоактивности: с наличием БКР и без него (рис. 3). Наиболее веские аргументы, отрицающие существование БКР, имеются в материалах геолого-съёмочных работ, отраженных на государственных геологических картах разного масштаба. Например, на картах Западного

Кавказа - 1: 1 000 000, К-37, К-38, 1982; Грузии - 1: 600 000, 1964; Кавказа - 1: 500 000, 1976; Грузии - 1: 200 000:

- Ахалцихе-Боржоми, К-38-XX, П.Гамкрелидзе, 1957;
- Дзирульский массив, К-38-XIV, Н.Канделаки, И.Кахадзе, И.Курочкин, 1956;
- Цхинвали-Казбеги, К-38-XV, Н.Канделаки и И.Кахадзе, 1956;
- Казбегского района, 1:100 000, К-38-53, И.Вашакидзе, 2005.

Ни на одной из этих карт смещение линейных элементов, связанных с БКР, не фиксируется. Подобное смещение не наблюдается и на картах глубинного строения (например, на карте поверхности М). Нет также скоплений эпицентров землетрясений ни вдоль Боржомского ущелья (рис.4), ни на Картлийской равнине и ни на Южном склоне Большого Кавказа (Цхинвали-Казбеги).

Механизмы очагов, определенных вдоль линии БКР, также не указывают на наличие левого сдвига, имеющего SW-NO направление (Trier et al., 1995). Механизм очага афтершока Джавского землетрясения 1991г. свидетельствует о взбросе SW-NO направления (Fuenzalida et al., unpublished), а не о левом сдвиге.

Таким образом, существующие геолого-геофизические данные противоречат взглядам ряда геологов, признающих реальность существования БКР. В связи с этим возникла необходимость дополнительных специальных исследований, опирающихся на положение, что сдвиг со значительным горизонтальным смещением не может остаться незамеченным в складчато-разломных структурах, к которым принадлежит Кавказ и, в частности, та часть территории Грузии, где выделяется БКР. Вдоль линии левого сдвига со смещением в 90 км должно было быть смещение, соответствующее показанному на рис. 5, т.е. в Боржомском ущелье левый берег р.Куры по геологическому строению должен был радикально отличаться от ее правого берега. Аналогичные явления должны были наблюдаться на Картлийской равнине и на Южном склоне Большого Кавказа.

В целях решения различных геологических задач в рамках международных проектов проводились геологические и геофизические исследования, в том числе и касающиеся проблемы БКР. Одним из них был проект МЕВЕ (Эволюция бассейнов Среднего Востока), в котором наряду с грузинскими учеными принимали участие М.Сабрие и Ж.Ламарш из Парижского и Марсельского Университетов, а также Р.Полино из Туринского Университета. По проекту ISTC CauSIN группа грузинских и американских ученых осуществила совместное геологическое и геофизическое изучение БКР вдоль его линии на отрезке Ахалцихе-Хашури, в западной части Картлийской равнины и на отрезке Гудаури-Дарьяльский массив (Krasovec et al., 2007; Martin et al., 2005). Эта группа провела специальное исследование с использованием GPS технологии. Были сделаны геолого-геофизические наблюдения в зоне т.наз. БКР, прослежены на большие расстояния по простиранию литологические и стратиграфические границы между боржомским флишем и вулканогенными образованиями среднего эоцена, этих последних с верхнеэоценовыми терригенными образованиями, а также границы боржомского флиша с отдельными свитами, входящими в состав среднего эоцена.

В Боржомском ущелье среди палеоцен-эоценовых отложений было выделено несколько четко выраженных литостратиграфических горизонтов, прослеженных во время полевых работ:

- Боржомский флиш в своде боржомской антиклинали;
- Силл диабаза в боржомском флише;

- Пачка толстослоистых песчаников в боржомском флише;
- Среднеэоценовые туфотурбидиты с гелиминтоидами;
- Ликанская свита;
- Деллениты квабисхевской свиты;
- Пиллоубазальты двирской свиты;
- Стратиграфическая граница между среднеэоценовой вулканогенной и верхнеэоценовой терригенной свитами (ацкури);
- Верхнеэоценовая мардийская свита.

Как показали результаты крупномасштабной геологической съемки, проведенной на отрезке Боржоми-Ахалцихе группой Р.Берадзе (Грузинское геологическое управление), в палеоэоценовых отложениях нет заметного сдвигового смещения, т.к. стратиграфические и литологические единицы, а также структурные линии не подвергались перемещению.

Среди среднеэоценовых пород Боржомского ущелья часто наблюдаются тектонические разрывы различного направления, на плоскостях которых следы перемещения выражаются в плоскостях дресвы (зеркала скольжения). Большинство из них вертикально-субвертикальные или наклонены по отношению к горизонту под различными углами.

Однако, присутствие плоскостей дресвы не указывает на наличие сдвига. Направления структурной напряженности (северо-западные) свидетельствуют о явлениях сжатия, а не о правом сдвиге.

В этой же зоне были проведены также геофизические наблюдения, в частности, измерения аномального гравитационного поля. Результаты, полученные грузино-американской геофизической группой, совпали с данными, имеющимися со времен Советского Союза. Таким образом, характер аномалий Δg не свидетельствует в пользу сдвигового смещения.

Как отмечалось выше, после Боржомского ущелья т.наз.БКР косо сечет Картлийскую (Тирипонскую) долину и протягивается в сторону Цхинвали. Грузино-американская группа и здесь проверила наличие сдвига, однако, ни в рельефе, ни в особенностях речной сети и характере распространения террасовых отложений не обнаружила доказательств смещения.

Для решения проблемы БКР информативна также геологическая карта 1: 50 000,

К-38-64-В, на которой хорошо наблюдается литостратиграфическая единица – пачка нижне-, средне- и верхнемиоценовых отложений широтного простирания, которая не разорвана и не перемещена.

Следующим отрезком т.наз. БКР, изученным грузино-американской группой, является участок Гудаури-Дарьяльский массив. Здесь, как известно, к югу от Дарьяльских гранитоидов представлены нижнеюрская, среднеюрская и нижнемеловая карбонатно-терригенные формации, в которых выделен ряд четко выраженных литостратиграфических единиц, сложенных интенсивно дислоцированными, линейно вытянутыми синклиналями, антиклиналями, тектоническими чешуями. В районе проведена съемка в 1: 50 000 масштабе, а также выделены следующие маркирующие свиты, прослеженные по обе стороны от БКР:

- Циклаурская диабазовая свита;
- Пиллоубазальтовый горизонт циклаурской свиты;
- Казбегская свита терригенных турбидитов;

- Нарованская свита терригенно-карбонатных турбидитов и касарская карбонатная свита, слагающие в ущельях р.р. Бидара и Трусо сжатую антиклиналь;
- Верхнеюрские-нижнемеловые карбонатные турбидиты.

Надвиговая граница между терригенными и карбонатными турбидитами, известная как сакецетский разрыв, не разорвана и не перемещена.

На основании вышеприведенного материала можно сделать следующие выводы:

- «Боржоми-Казбекский разлом» в том виде, в котором он описан в ряде публикаций в природе не существует, так как сдвиг с большой горизонтальной амплитудой с перемещением даже в несколько десятков или сотен метров невозможно было бы не обнаружить и не отразить на геологических картах Грузии, территория которой покрыта крупномасштабной государственной съемкой.
- Крупные сейсмоактивные структуры представляют особую важность не только с теоретической, но и с практической точки зрения и их изучение требует особо серьезного подхода. В пределах Кавказа и, в частности, на территории Грузии существует немало значительных сейсмоактивных структур, заслуживающих специального комплексного, четко скоординированного изучения геологическими, геофизическими и геодезическими методами.



Рис. 1. Боржоми-Казбекский разлом (БКР) - левый сдвиг. БКР рассматривается как разлом СВ-ЮЗ направления, пересекающий весь Кавказ.

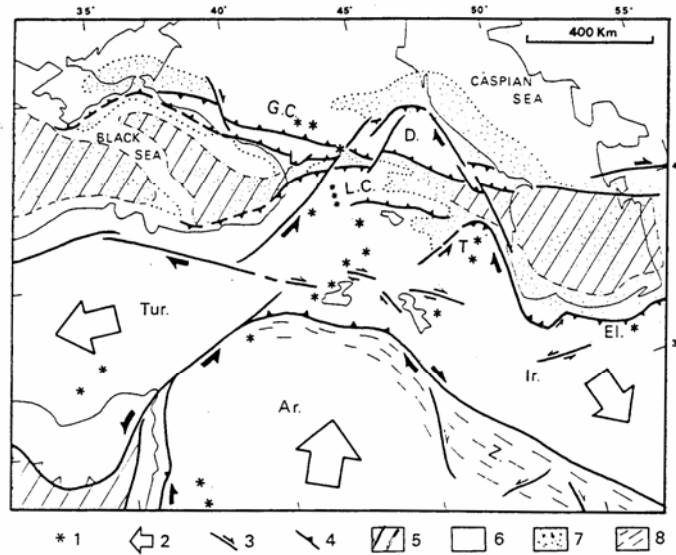


Рис. 2. БКР - левый сдвиг. 1 – молодой вулканизм; 2 – относительное движение по отношению к Евразии; 3 – типичные разломы основного сдвига; 4 – основные надвиговые и взбросовые разломы; 5 – океаническая и переходная кора; 6 – континентальная кора; 7 – основные седиментационные бассейны; 8 – складчатость, приуроченная к современной границе Аравийской плиты. GC–Большой Кавказ; D–Дагестан; LC–Малый Кавказ; Т–Талыш; Еe–Эльбурские горы; Ir–Иранский блок; Tur–Турецкий блок; Ar–Аравийская плита; Z–Загросские горы; К–Казбегский вулкан; Е–Эльбрусский вулкан (Philip et al., 1989)



Рис. 3. Карта сейсмоактивных разломов Кавказа

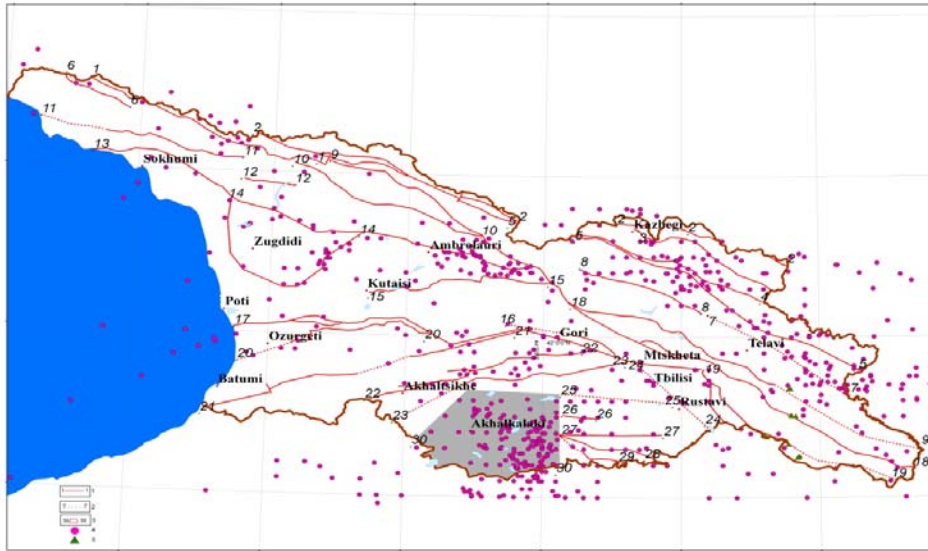


Рис. 4. Карта сейсмоактивных структур Боржомского района и прилегающих территорий по Ш. Адамия и др.

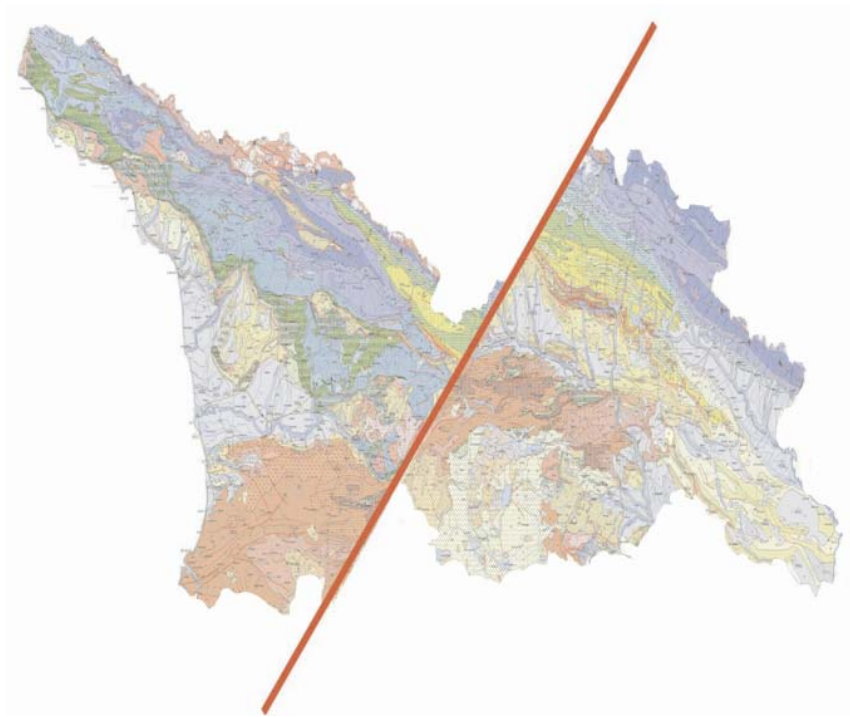


Рис. 5. Геологическое строение Грузии в случае реальности БКР

Литература

1. Abich, H. (1899). Geology of the Armenian highland. Western part. Orographical and Geological description (in Russ). *J. Zapiski Imperatorskogo Russkogo Geographicheskogo obshestva*, kniga XXI, Pjatigorsk, 1-202.

2. Adamia, Sh., Bombolakis, E., Martin, R., O'Connor, T., Szymansky, Y., Lursmanashvili, N. (2009) "Borjomi-Kazbegi strike-slip fault: does it exist?". 5-9 October 2009. Congress Center of MTA. Ankara, Turkey
2nd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region.
CauSIN (Caucasian Seismic Information Network.). ISTC Project GA-651. Tbilisi. 2005 (Unpublished).
3. Fuenzalida, H., Rivera, L., Haessler, H., Legrand, D., Philip H., Dorbath, D., McCormak, S., Langer, C., Cisternas, A. Seismic source study of the Racha-Dzahava (Georgia) earthquake from aftershocks and broad-band teleseismic body wave records: an example of active nappe tectonics (Unpublished).
4. Gamkrelidze, I., Giorgobiani, T., Kuloshvili, S., Lobjanidze, G., Shengelaia, G. (1998), Active deep faults map and Catalogue of the territory of Georgia. Bull. Georgian Acad.Sci. Vol. 157. №. 80-85.
5. Krasovec, M., Martin, R., O'Connor, T., Adamia, Sh., Bombolakis, E. (2007). Borjomi-Kazbegi fault: does it exist? Abstract ID #118238. Northeastern Section-42nd Annual Meeting (12-14 March 2007). Symposium.
6. Martin, R.J., Krasovec, M.L., Toksoz, N.M., Kuleli, H.S., Vergino, E.S. (2005). Caucasus seismic information network. *26th Seismic Research Review – Trends in Nuclear Explosion Monitorin.*, 102-105.
7. Милановский Е.Е. (1968). Новейшая тектоника Кавказа. Москва, Недра. 1-481.
8. Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A., Gorshkov, A. (1989). The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *J. Tectonophys*, 161 1-21.
9. Triep, E. G., Abers, G. A., Lerner-Lam, A. L., Mishatkin, V., Zakharchenko, N. and Starovoit, O. (1995). Active thrust front of the Greater Caucasus: the April 29 1991 Racha Earthquake sequence and its tectonic implications. *J. Geoph. Res.*, v. 100. # 133. 4011 – 4033.

ბორჯომი-ყაზბეგის რღვევის რეალურობა (ბორჯომის ხეობის მაგალითზე)

ნ. ლურსმანაშვილი

რეზიუმე

კავკასიის რეგიონი დიდი ხანია რაც განიხილება როგორც სოლური ტექტონიკის ერთ-ერთ მაგალითად. აქ აღნიშნული ბორჯომი-ყაზბეგის მარცხენა ნაწევი მიჩნეულია აქტიურად შემოჭრილი არაბეთის სოლის დასავლურ საზღვრად. მაგრამ სეისმური ქსელის გაუმჯობესებული სიხშირე არ იძლევა საბაზს ბორჯომი-ყაზბეგის რღვევის განსაკუთრებული სეისმურობის შესახებ. ეს ახალი მონაცემები კითხვის ნიშნის ქვეშ აყენებენ ამ რღვევის არსებობას და ამასთანავე რეგიონის ტექტონიკურ მოდელს. ამ გაუგებრობის გასარკვევად გეომორფოლოგიური და გეოდეზიური გამოკვლევები განხორციელდა „ბორჯომი-ყაზბეგის რღვევაზე“. ვინაიდან „ბორჯომი-ყაზბეგის რღვევა“ განიხილება როგორც დიდი ქერქული სტრუქტურა, მის შესასწავლად საჭირო გახდა მრავალდარგობრივი კვლევის ჩატარება. ზუსტი GPS ინსტრუმენტირება იქნა გამოყენებული მრავალი ლოკალური ტოპოგრაფიული მარკერის გამოსავლენად რღვევის

შემოთავაზებული ხაზის გასწვრივ. კომპლექსურმა კვლევამ არ გამოავლინა არავითარი მონაცემები აღნიშნული რღვევის არსებობის თაობაზე. ყველა ტოპოგრაფიული მარკერი გრძელდება უწყვეტლივ აღნიშნული „რღვევის“ აქეთ–იქით. ასევე, არცერთი სტრუქტურა არ იძლევა არავითარ ნიშანს მათი „რღვევით“ გადანაცვლების სასარგებლოდ.

Reality of Borjomi-Kazbegi Fault

N. Lursmanashvili

Abstract

The Caucasus region has long been considered as an example of indenture tectonics. The proposed Borjomi-Kazbegi sinistral fault is considered the western boundary of the actively indenting Arabian plate. However, an improved seismic network density has led to noting a lack of seismicity on the proposed Borjomi-Kazbegi fault. These new observations call into question the existence of the fault and, with it, the tectonic model of the region. To clarify this anomaly, geomorphologic, geologic, geophysical and geodetic field research was carried out on the proposed “Borjomi-Kazbegi fault”. Since the “Borjomi-Kazbegi fault” is also proposed to be a major crustal structure, a multidisciplinary approach was utilized for this investigation. Precise GPS instrumentation was used to map multiple local topographic markers across the proposed line of the fault.

The complex investigation found no evidence for the existence of the fault. All topographic markers continued uninterrupted across the proposed “fault”. Additionally, all geomorphologic structures showed no evidence of displacement.

Каналовые поверхностные волны в вертикальном волноводе

Т. Ш. Гегечкори, А.Л. Шкурин, Н. Н. Жукова, Ш. А. Самсонадзе, Е. В. Мепаридзе

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

Введение

Особенности динамических и кинематических характеристик поверхностных сейсмических волн в горизонтально-неоднородной среде, коре, актуальный вопрос как для сейсмологии, так и для акустической дефектоскопии. Эффективным средством их изучения является метод ультразвукового сейсмического моделирования. При обеспечении основных критериев подобия упругих свойств модели натурным условием, результаты лабораторного эксперимента можно использовать для интерпретации полевых сейсмограмм. В работе с помощью трехмерного сейсмического моделирования исследованы поля релеевских волн в случае расположения источника волн на поверхности вертикального волновода пониженной скорости, внедренного в однородное полупространство. Эта модель соответствует очагу землетрясения в зоне разлома в земной коре.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Трехмерная модель была изготовлена по методике, разработанной в прошлые годы в Институте геофизики АН Грузии [1]. Образование каналовых волн исследовалось на модели, представлявшей собой, внедренный в однородное полупространство вертикальный слой пониженной скорости (Рис. 1).

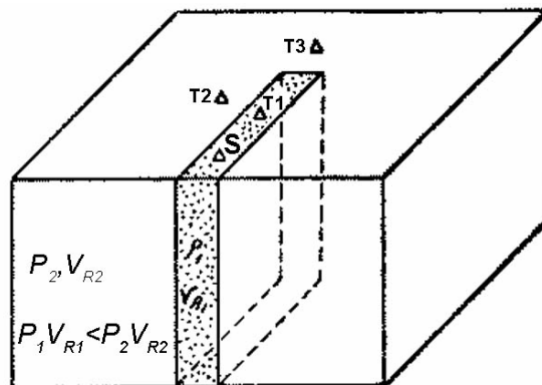


Рис. 1. Вид модели с вертикальным волноводом.

В качестве материала волновода использовались листы фторопласта и винипласт различной толщины (мощности). Параметры модельных материалов приведены в Таблице 1.

Таблица 1.

Материал	V_p km/s	V_s km/s	V_R km/s	ρ g/sm ³	α sm ⁻¹	Применение в моделях
Сургуч	2.61-2.65	1.31-1.36	1.22-1.25	1.68-1.7	0.027+0.035	Полу- пространство Четверть- пространство
Винипласт	1.7	1.01	0.9	2.4	0.035	Вертикальный слой
Фторопласт	1.35	0.75	0.6	2.1	0.04	Вертикальный слой
Параколь	1.9	1.05	0.9	1.8	-	Горизонтальный слой

Модель изготовлялась следующим образом: в специально изготовленную форму помещалась моделируемая неоднородность. Оставшийся свободный объем модели заполняли расплавленным сургучом. Для получения диспергирующих поверхностных волн изготовленную модель заливали низкоскоростным слоем смеси парафина и канифоли в пропорции 4:1. Т.е. получали однослойную модель земной коры с горизонтальной неоднородностью. Для того, чтобы результаты сейсмомодельных экспериментов давали возможность качественной оценки аналогичным эффектам в волновых полях в натуральных условиях, по-возможности соблюдались критерии подобия [2]. Из критериев подобия наибольшим образом влияющих как на результаты экспериментов, так и на достоверность применительно к натурным условиям соблюдалось следующее: скоростная и плотностная дифференциация между материалом горизонтальной неоднородности и вмещающей среды в модели приблизительно соответствовала условиям в земной коре; отношение длины волны взаимодействующей с неоднородностью в модели соответствовала натуре.

В экспериментах источник фиксировался на оси волновода, а приемник удалялся от него по оси с фиксированным шагом.

Известно, что каналовые волны образуются вследствие конструктивной интерференции головных и закритически отраженных волн внутри волновода. Показанная в наших экспериментах возможность образования интенсивных закритически отраженных и головных поверхностных волн послужила толчком к постановке этого эксперимента [3]. В случае волновода из фторопласта скоростная дифференциация более резкая. Критический угол равен в этом случае 29° , а для волновода из винипласта он составил 51° и 46° . Как показывают эксперименты, при расположении источника и приемника на оси волновода регистрируются интенсивные каналовые волны R_a релеевского типа, обладающие нормальной дисперсией. На рис. 2 показаны сейсмограммы, снятые на оси волноводов различной мощности. Отметим, что с увеличением мощности волновода увеличиваются периоды в каналовой волне.

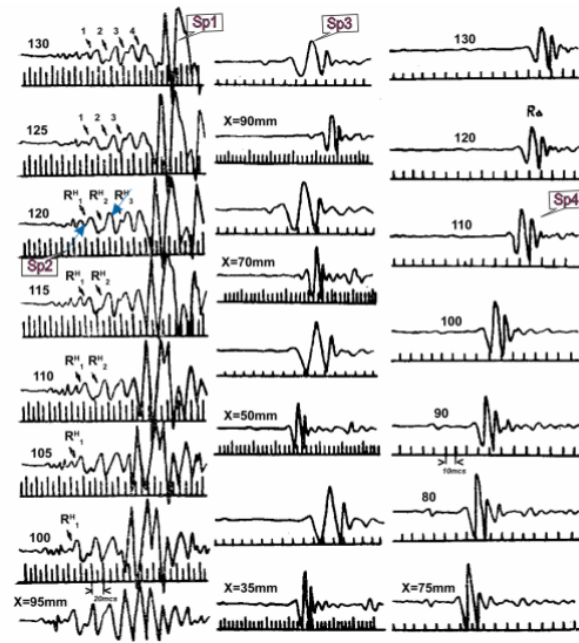


Рис. 2. Осцилограммы каналовых релеевских волн при различной мощности волновода а) $d=20$ мм; б) $d=8$ мм; в) $d=4$ мм; R_1^H, R_2^H, R_3^H – головные релеевские волны различного порядка; x – расстояние от источника до приемника вдоль волновода.

На рис. 3 приведены дисперсионные кривые групповых скоростей для всех трех волнопроводов. Форма дисперсионных кривых свидетельствует, что каналовые волны должны быть поверхностными волнами. Природа каналовой волны различна в толстом и тонком волноводах. Из теоретических исследований известно, что если мощность слоя h_0 такова, что отношение $h_0/\lambda_0 < 0.5$ (где h_0 - мощность слоя; λ_0 - длина волны в волноводе), то головная волна образоваться не может [4].

В нашем случае мы должны за мощность слоя, для которого рассматривается возможность образования головных волн, принять половину мощности волновода, так как источник колебаний фиксируется на его оси.

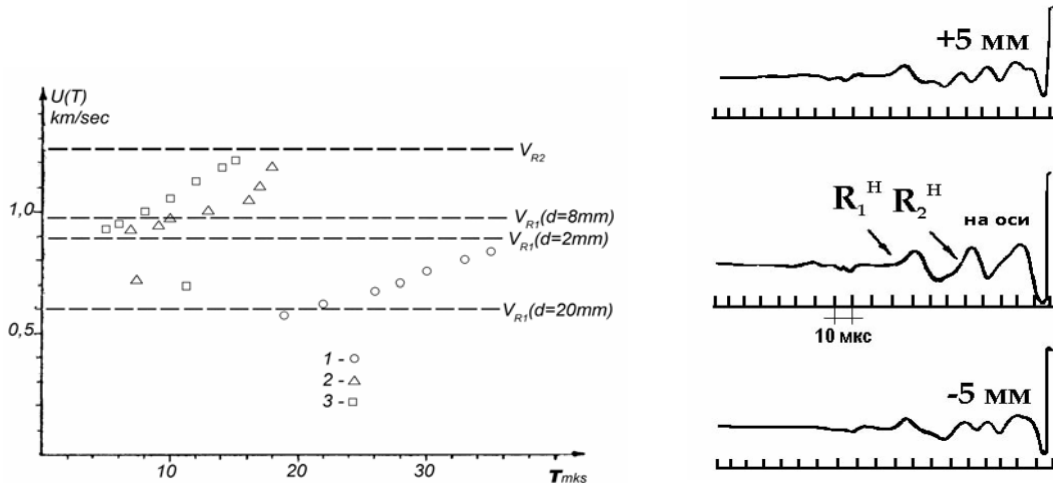


Рис.3.а) Дисперсионные кривые групповых скоростей каналовых волн;

б) Каналовая волна на оси волновода и удаленная от оси на 5 мм.

Для волновода из винипласта эта величина равнялась соответственно 0.1 и 0.4. Для волновода мощностью $d=20$ мм при периоде в импульсе $T=12$ мкс это отношение составило 1.4. Для мощного волновода в наших экспериментах наблюдается и более резкая плотностная дифференциация с полупространством, что, как известно, увеличивает интенсивность головной волны. Следовательно, можно предположить, что каналовая волна для тонких волноводов образована только закритически отраженными волнами. В случае мощного волновода в образовании каналовой волны Релея принимают участие и головные волны. Как показали исследования, на двумерных моделях волноводов для продольных волн, с удалением от источника колебаний в первые вступления каналовой волны будут выходить поочередно головные волны с более высокого порядка [5]. Порядок этих волн определяется увеличением пути пробега скользящей волны вдоль границы с волноводом в высокоскоростной среде. На рис. 4 а) показана кинематическая схема образования каналовой волны за счет головных волн. Если профиль наблюдений находится на оси волновода, то в точках 1,2,3,4 будут фиксироваться в первых вступлениях головной волны Релея разного порядка – R_1^H , R_2^H , R_3^H и т. д. На Рис. 4 б) приведены теоретически рассчитанные годографы этих волн и нанесены эмпирические значения времен прихода головных волн Релея в первых вступлениях. Совпадение теоритических и экспериментальных годографов хорошее. На Рис. 5 а), б), в), г) показаны спектры релеевских и каналовых головных волн в разных волноводах. После изучения спектров очевидно, что с увеличением толщины волновода максимумы в спектрах смещаются в направлении малых частот.

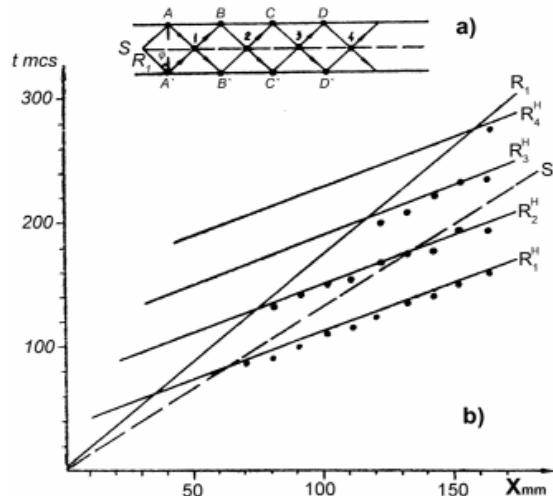


Рис. 4. Кинематическая схема образования каналовых волн а) и годографы б).

Как известно, спектр головной волны, по сравнению со спектром прямой является более низкочастотным. То же самое наблюдается и для головных волн Релея. Это свойство головных волн проявляется в увеличении периодов фаз в первых вступлениях и вносит свой вклад в формировании характерной дисперсии каналовой волны. По виду наших дисперсионных кривых можно предположить, что фазовая скорость каналовой волны должна изменяться от скорости волн Релея в волноводе до скорости волны Релея в окружающей среде. На осциллограмме Рис. 2 для мощного волновода толщиной 20 мм в первых вступлениях регистрируются головные поверхностные волны R^H . Участие головных волн Релея в формировании каналовой волны можно показать следующим образом. Если первые вступления каналовой волны образованы головными волнами R_i^H , то в направлении оси волновода будет происходить их наложение и на самой оси амплитуда волны R_a будет максимальна. С

удалением от оси волновода интенсивность первых вступлений каналовой волны должна уменьшаться (Рис. 3). Источник располагался на оси волновода.

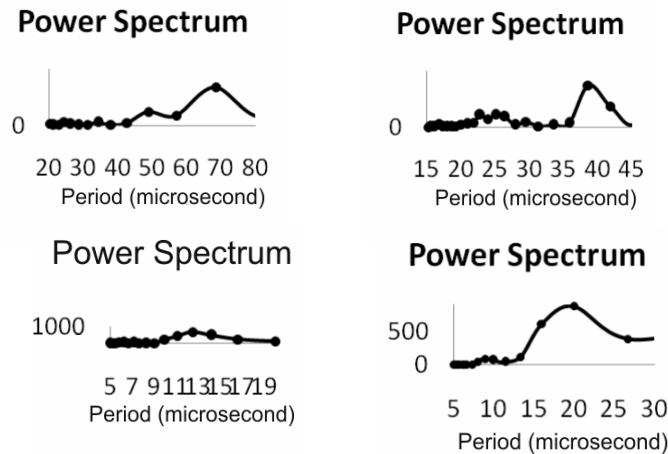


Рис. 5. Спектры головной R_1^H а) и каналовых волн б)- d=20 мм; в)-d=8 мм; г)-d=2 мм.

Первая и третья сейсмограммы сняты на одинаковом удалении от оси волновода внутри него, а вторая сейсмограмма снята, когда приемник колебаний расположен на оси. В последнем случае действительно наблюдается увеличение интенсивности первых вступлений каналовой волны R_a , образованной R_1^H и R_2^H . Основные свойства каналовых волн и критерии для их выделения по данным двумерного моделирования и экспериментальным наблюдениям следующие [5, 6].

При наблюдениях на профиле, параллельном границе волновода, годограф кажущейся скорости каналовой волны прямолинеен. Показатель степени функции расхождения этих волн равен $n \approx 0.5$. Каналовые волны образуются за счет скользящих вдоль границы волновода, преломленных под критическим углом волн и наблюдаются при удалении от границы на расстоянии $1-1.5\lambda$. Последнее проявляется в том, что энергия волны с удалением от оси волновода за его границы резко уменьшается, Все эти свойства были проверены нами для каналовых волн Релея.

На рис. 6 показана схема проведения экспериментов. Расхождение волн изучалось на оси волновода. Кажущаяся скорость каналовой волны Релея R_a определялась на профиле П1, параллельном границе волновода.

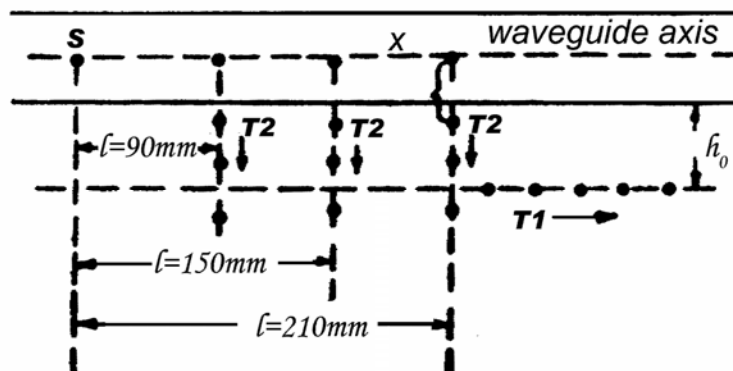


Рис. 6. Схема экспериментов по выявлению свойств каналовой волны Релея.

Профиль удален от границы на расстояние $h_0 = 10$ мм, что приблизительно равняется половине длины волны. В отдельных пикетах профиля на расстояниях Δ_i по профилю по нормали к положению источника измерялись амплитуды A_i волны R_α . Затем по известному графическому методу определялись коэффициенты поглощения α и показатель степени расхождения n , как наклон осредняющей кривой на отрезок, отсекаемый ее на оси координат. Результаты определения для волновода мощностью 8 мм (Рис. 7). Показатель степени расхождения оказался равным $n=0.53$ и $\alpha = 0.003$ мм⁻¹. Скорость волны R_α , измеренная на этом же профиле для волноводов мощностью 2 мм и 8 мм, как следует на Рис. 8 оказались равной 1.315 и 1.25 мм/мкс соответственно. Годограф скоростной волны R_α аппроксимируется прямой линией. Увеличение кажущейся скорости каналовой волны при уменьшении мощности волновода объясняется тем, что при малой мощности слоя на скорость распространения волны оказывают большое влияние упругие свойства вмещающего волновод полупространства.

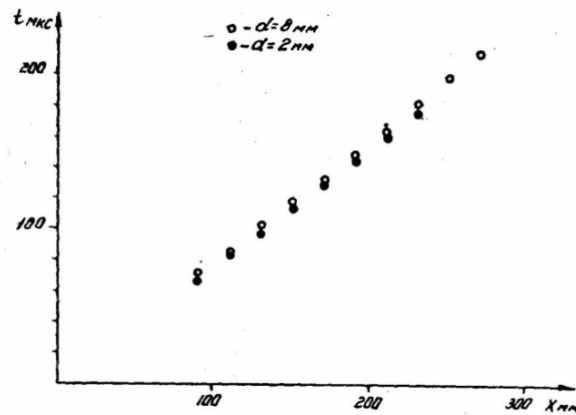


Рис. 7. Определение расхождения каналовой волны Релея.

В экспериментах обнаружено, что волна R_α продолжает прослеживаться при фиксированном источнике, когда приемник удаляется по оси волновода за его пределы (Рис. 9). Каналовая волна Релея обладает острой направленностью с сохранением дисперсии, присущей волноводу на удалениях от его конца в несколько длин волн. Если источник зафиксировать на оси волновода, а приемник, вынесенный за его пределы, передвигать по дуге окружности, начиная отсчет с продолжением оси волновода как угла 0° , можно построить характеристику направленности излучения каналовой волны концом слоя. Эта характеристика для волновода из винипласта показана на Рис. 10.

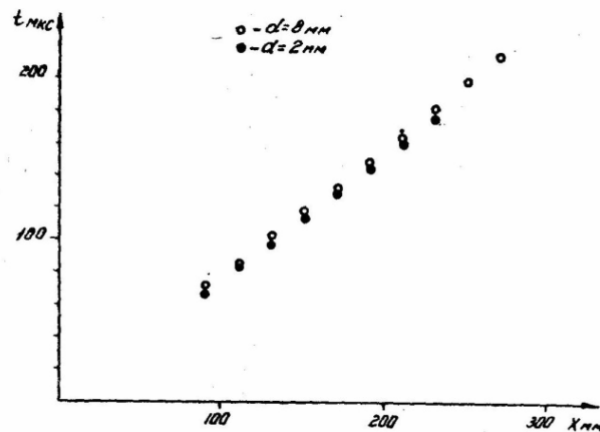


Рис. 8. Годографы кажущихся скоростей каналовых волн, излучаемых границей волновода:
1 – d=2 мм; 2 – d=8 мм.

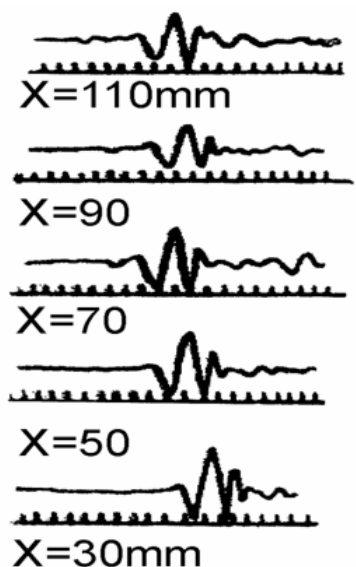


Рис. 9. Каналовые волны, созданные концом волновода.

Нанесение на модель с волноводами горизонтального слоя пониженной скорости из параколя толщиной $h_0 = 3$ мм не изменило вышеуказанные свойства каналовых волн. На Рис. 11 показаны сейсмограммы с волнами, излученными концом волновода в перемещении передатчика по дуге с шагом 10^0 (Рис. 11 а) и б)). При большом отклонении приемника по дуге окружности от продолжения оси волновода, дисперсия, характерная для него, сменяется дисперсией модели полупространства с горизонтальным слоем.

Проведение экспериментов свидетельствует о возможности наблюдения каналовых релеевских волн в натуральных условиях. Это явление может наблюдаться при землетрясениях, происходящих в области рифтовых зон в земной коре. В частности, по данным для записей сейсмических станций зоны Байкальского рифта наблюдаются повышенные значения периодов и амплитуд поверхностных волн по сравнению с землетрясениями прилегающих районов [7].

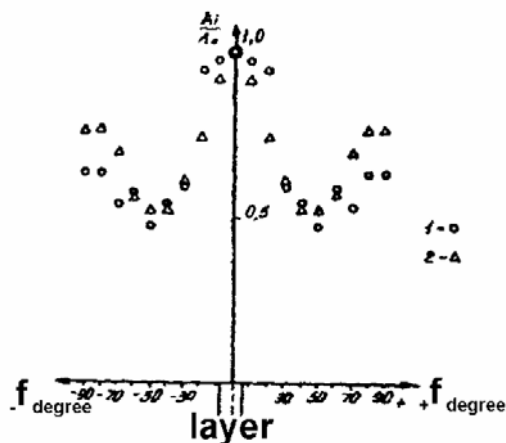


Рис. 10. Характеристики направленности излучения конца волновода.

Строение этого региона, характеризующего многочисленной сеткой разломов в земной коре и мощным включением пониженной скорости в верхней мантии, может способствовать “каналовым” эффектам для поверхностных волн. Разломы различных масштабов в земной коре – наиболее часто встречающиеся структурные неоднородности. По определению зоны разломов представляют собой тонкие крутопадающие слои пониженной скорости. С глубиной отличие

скорости в зоне разлома от скорости в окружающей среде уменьшается. На некоторой глубине это различие исчезает, т.е. разлом залечивается. В работе [8], на примере Байкальского рифта, исследованы закономерности развития зон разломов.

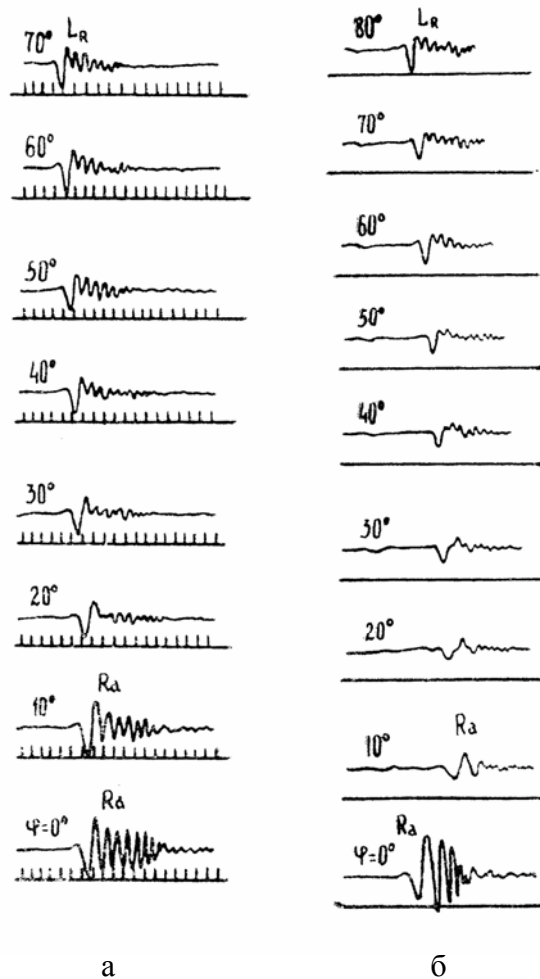


Рис. 11 . Направленность излучения каналовой волны концом волновода на модели с дисперсией: а) $d=2$ mm; б) $d=8$ mm.

В работе [8] приводится полученная эмпирическая связь между длиной разломов L и их количеством N для Байкальского рифта:

$$L = \frac{151.4}{N^{0.42}} + 1.16$$

По данным зона влияния разлома может достигать нескольких десятков километров. Следовательно, этой горизонтальной неоднородности соответствует наша модель с вертикальным слоем пониженной скорости и различной мощности в полупространстве.

ლიტერატურა

1. Гегечкори Т. Ш., Динамические особенности релеевских волн в горизонтально-неоднородных средах по данным физического моделирования, Канд. диссер., Ин-т физ. Земли АН СССР. Москв. 120 с.
2. Ivakin B.N. Similarity of elastic wave events, V 2. Izvestia. NAS USSR, ser. geophys. 1956. №12. PP.1384-1388.
3. Gegechkori T. Manjgaladze P. Gotsiridze V. and all, Love head waves and some of their properties // Geophysical journal of AS Ukraine, 2009. V.31. N53. PP.107-110.
4. Капцан А.Д., Исследование волновода с нерезкими границами на двумерных моделях // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1966. N56. С.39-46.
5. Молотков Л. А., Краулис П.В., Об образовании низкочастотной головной волны в тонких слоях // Изв. АН СССР, Сер. Геофиз. 1963. N56. С. 946-948.
6. Хорошева В.В., Исследование волновода на твердой двумерной модели с резкими границами // Изв. АН СССР, Сер. Геофиз.. 1962. N8. С. 1025-1033.
7. Рогожина В.А. Особенности строения верхней мантии в зоне Байкальского рифта по сейсмологическим данным // Автореф. канд. дисс. Инст-т физ. Земли. 1975. Москва. 18 с.
8. Шерман Б.М., Физические закономерности развития разломов земной коры // 1977, Новосибирск. СО АН СССР.. 99 с.

არხისებური ზედაპირული ტალღები ვერტიკალურ ტალღგამტარში

თ. გეგეჭკორი, ა. შკურინი, ნ. ჟუკოვა, შ. სამსონაძე, ე. მეფარიძე

რეზიუმე

სამგანზომილებიანი ულტრაბერითი მოდელების მეთოდის გამოყენებით ერთგვაროვან სივრცეში ჩანერგილი ვერტიკალური დაბალსიხქარიანი ტალღგამტარის შემთხვევაში შესწავლილია ზედაპირული რელეის ტალღების ველები. ექსპერიმენტებში იცვლებოდა ტალღგამტარის სისქე. იმ შემთხვევაში, როცა ტალღების წყარო განთავსებულია ტალღგამტარის თავისუფალ ზედაპირზე ტალღების მიმღები გადაინაცვლება ტალღგამტარის ღერძზე, დაფიქსირებულია ინტენსიური რელეის ტალღები. სპეციალური ექსპერიმენტების საფუძველზე დამტკიცებულია, რომ ამ ტალღებს აქვთ „არხისებური“ ბუნება. დადგენილია, რომ არხისებური რელეის ტალღა ფორმირდება არეკვლილი და მეწინავე რელეის ტალღების კონსტრუქციული ინტერფერენციის შედეგად ტალღგამტარში.

Surface channel wave in vertical conductor

T. Gegechkori, A. Shkurin, N. Zhukova, Sh. Samsonadze, E. Mepharidze

Abstract

By means of 3 dimensional ultrasonic seismic modeling the fields of Raleigh waves were investigated on the model with a vertical waveguide of lower velocity, embedded in a homogeneous semi space. The experiments were carried out both for Rayleigh and dispersive Rayleigh waves. The experiments were performed for different by power waveguides. The intensive Rayleigh waves were registered for the case when a wave source was located at the surface of waveguide and a wave receiver moved along waveguide axis. It is recommended to take into account discovered effects for interpretation of natural seismograms for the case when a source of earthquakes is located in fault or rift zones.

ПРОФИЛЬНАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ ТОМОГРАФИЯ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН ПО ДАНЫМ КМПВ И ГСЗ ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ

Гонгадзе С.А., Миндели П.Ш., Кириа Д.К.

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

В работе рассмотрена возможность применения метода сейсмической томографии для обработки материалов КМПВ (корреляционный метод преломленных волн) и ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование). Представлены сравнительные результаты разных программных обеспечений GeoGiga Seismic PRO 7.0 (Канада), XТomo-LM (Санкт-Петербург), SeisImager (Geometrics, USA), SeisWide4.6.4. Показана возможность применения томографии в комплексе с данными гравиразведочного и магниторазведочного методов. Выявлено подобие скоростной картины, полученной в результате сейсмической томографии, с построенной ранее геолого-геофизической моделью профиля Кирзан-Хирса по материалам работ КМПВ, ОГТ и ОГП МПВ. *Ключевые слова:* КМПВ, сейсмическая томография, кажущаяся скорость, геолого-геофизическая модель.

Геологи всегда мечтали увидеть, что же находится в недрах Земли. Изучение верхних частей разреза является одной из наиболее актуальных и достаточно сложных задач в геологии. Известно, что верхняя часть разреза имеет довольно сложное геологическое строение, характеризующееся резкой вертикальной и горизонтальной изменчивостью физико-механических свойств пород и их анизотропией, а также невыдержанностью геологических границ, переменным фазовым составом порозаполнителей и др.

Преимущество метода КМПВ заключается в возможности определять скорости распространения сейсмических волн вдоль глубинных сейсмических границ, по которым можно судить о физических свойствах преломляющих горизонтов, их литологическом составе, о принадлежности сейсмических границ к геологическому разрезу. Главная особенность метода - корреляционный принцип выделения и прослеживания преломленных головных волн не только в области первых, но и последующих вступлений. Поэтому в название метода было введено слово «корреляционный». В процессе применения метода были уточнены его физические основы, в результате чего за МПВ теперь принимают метод, основанный на использовании волн, регистрируемых на расстояниях от источника, превышающих 1,5-2 глубины до исследуемых границ - преломленных (головных), рефрагированных, отраженных при больших углах падения и волн интерференционных. Метод, с последующей томографической обработкой и интерпретацией, дает возможность выделять тектонические нарушения, изучать горизонтальную неоднородность среды, выделять в разрезе такие границы, как поверхность фундамента.

Математической основой лучевой сейсмотомографии является закон, сформулированный Радоном в 1917 году, который гласит, что любая непрерывная двумерная функция может быть восстановлена по ее одномерным проекциям, если число этих проекций бесконечно.

Проекции представляют собой некоторые функционалы физических характеристик среды исследований. В сейсмической томографии характеристиками обычно являются скорости сейсмических волн, поглощающие свойства среды, а проекции - это либо времена пробега, либо данные о затухании волн за счет неупругого поглощения, получаемые из наблюдений.

Рассмотрим принцип решения задачи сейсмотомографии. Параметры сейсмических волн (время прохождения, амплитуда волны), прошедших через среду, содержат информацию об этой среде. В частности, время прохождения луча по той или иной траектории равно сумме времен прохождения через элементарные интервалы (ΔS) вдоль этого луча. Если элементарные отрезки равны по длине, то время прохождения луча будет равно:

$$t = \sum_i \frac{1}{V_i} \Delta S, \quad (2.1)$$

где V_i - скорость сейсмической волны вдоль луча.

Однако $V(r)$ функцию сферической модели Земли Джеффриса и Буллена возможно предсказать

времена пробега с высокой точностью – 0,005%. Если длины отрезков сделать бесконечно малыми, то время распространения по i -му лучу будет равно:

$$t_i = \int_{L_i} \frac{1}{V(r)} dS, \quad (2.2)$$

где $\frac{1}{V(r)}$ - медленность распространения волны на расстоянии r от начала L_i - го луча

вдоль этого луча. Задержка времени определяется формулой

$$\Delta T_i = T_i - T_i^o = \int_{S_i} \frac{dS}{V} - \int_{S_i^o} \frac{dS}{V_o} = \int_{S_i^o} \left(\frac{1}{V} - \frac{1}{V_o} \right) dS = - \int_{S_i^o} \left(\frac{\Delta V(r_i)}{V_o(r)} \right) dS, \text{ где } \Delta V = V - V_o$$

Для решения томографической задачи данное выражение удобнее записывать в форме интеграла по пространственной области Ω :

$$t_i = \int_{\Omega} G_i(r) \frac{1}{V(r)} dr,$$

где $G_i(r)$ сингулярно на луче L_i и равно нулю во всей остальной части области.

Приведенные формулы являются основными при решении обратных задач томографии.

В современной практике решения томографических задач успешное применение нашли методы улучшения заданного начального приближения. Суть заключается в следующем: выбирается опорная модель, как начальное приближение, и далее производится расчет нескольких последовательных итераций, когда улучшенная модель после предыдущих итераций используется как опорная на следующей.

Одним из важных методических вопросов при проведении итерационной томографической обработки является критерий Останова, поскольку излишние итерации приводят к ухудшению качества получаемого решения. Основным показателем необходимости продолжения итерационного процесса является соотношение между текущей среднеквадратичной невязкой времен пробега и погрешностью измерения первых вступлений. Если обе эти величины

становятся примерно одного порядка, то некоторая случайная величина ошибки исходных данных будет интерпретироваться как регулярная невязка между теоретическими и наблюдаемыми временами пробега, что, в свою очередь, как правило, приводит к появлению хаотически расположенных ложных мелкомасштабных аномалий.

Надежность получаемого при сейсмотомографии решения данным методом во многом зависит от корректности модели первого приближения. На практике очень часто в качестве первого приближения выбирается результат решения обратной томографической задачи для случая однородной среды, рассчитанной по средней для данного разреза скорости упругих волн.

В нашем случае, на основе имеющихся у нас материалов КМПВ и ГСЗ и ПО GeoGiga Seismic PRO 7.0 (Канада), XТomo-LM (Санкт-Петербург), SeisImager (Geometrics, USA), мы пытаемся получить информацию о геологическом разрезе, в частности по скоростному разрезу определить кровлю фундамента по территории исследований. Методом сейсмотомографии, однозначно решить эту проблему конечно нельзя, должны быть рассмотрены материалы скважин, гравиразведки, магниторазведки и сейсмологических данных. Но качественную характеристику скоростного разреза можно получить, и при интерпретации в комплексе с описанными выше методами построить карту-схему изоглубин поверхности фундамента исследуемой территории. Надо подчеркнуть, что известные алгоритмы для построения изображений на основе анализа скоростей сейсмических волн удачно дополняются знанием особенностей геологических разрезов, которые хорошо известны для верхних горизонтов земной коры и прежде всего осадочных толщ, но хуже для ее глубинных уровней.

Годографы преломленных волн, которые вводятся в программные обеспечения в виде цифровых таблиц, обрабатываются методом томографии, при этом вводятся априорные геологические данные модели: глубины и минимальные, и максимальные средние скорости среды. Количество итераций, при которых теоретическая модель методом наименьших квадратов приближается к практической, не больше 5-ти. Невязка в среднем составляет 30-80 мсек. Полученные фациальные скоростные разрезы дают качественный анализ той геологической обстановки, с какого профиля они были получены при сопоставлении с геологической картой территории Грузии 1:500 000 масштаба авторов Г.Е. Гуджабидзе и И.П.Гамкрелидзе.

Профили были обработаны всеми тремя, имеющимися у нас программами для подтверждения того, что имеющиеся у нас годографы КМПВ имеют качественную характеристику. По результатам видно, что томографические разрезы идентичны по всем трем программам (рис.1).

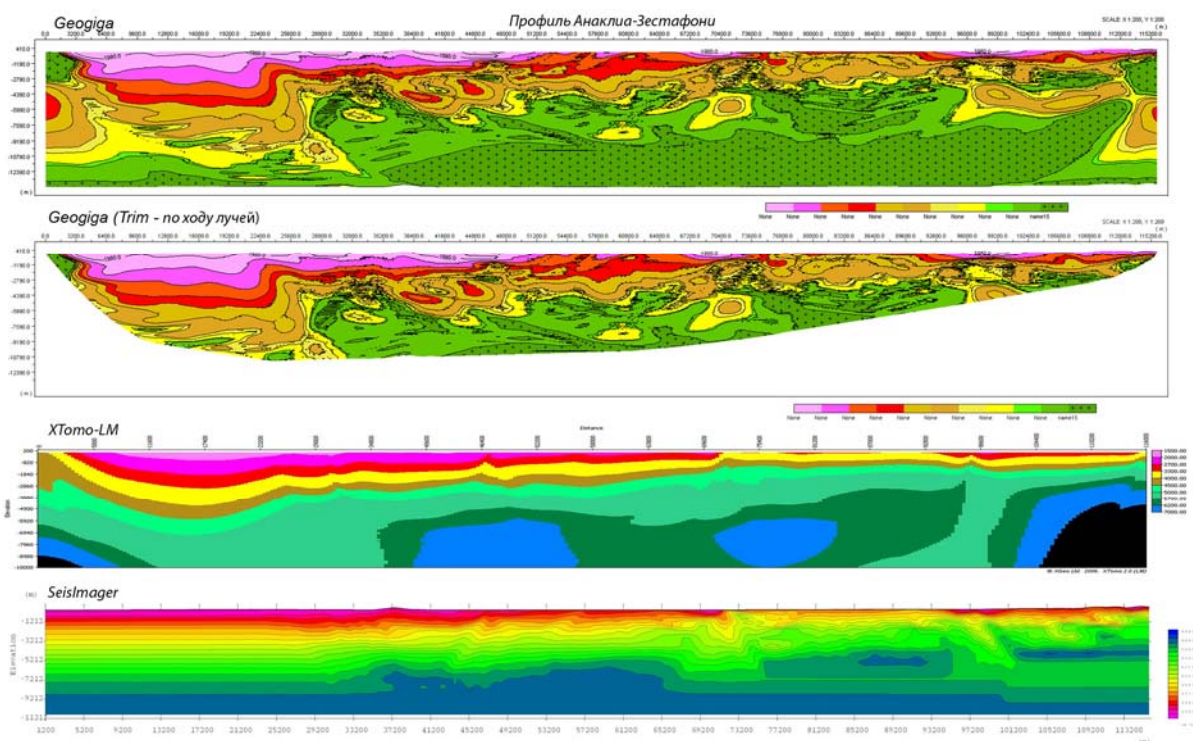


Рис.1

Для большей убежденности мы обработали ПО Geogiga Seismic Pro 7.0 (Канада) материал профиля ГСЗ 25, проходящего по Западно-Черноморской впадине, предоставленный нашими киевскими коллегами из Института геофизики им. Субботина. Они выполняли построение скоростной модели по методике численного моделирования путем многократного решения прямой кинематической задачи с использованием программы К. Зельда [Zelt, Smith, 1992]. При сравнении скоростной модели и томографии видно значительное сходство (рис.2)

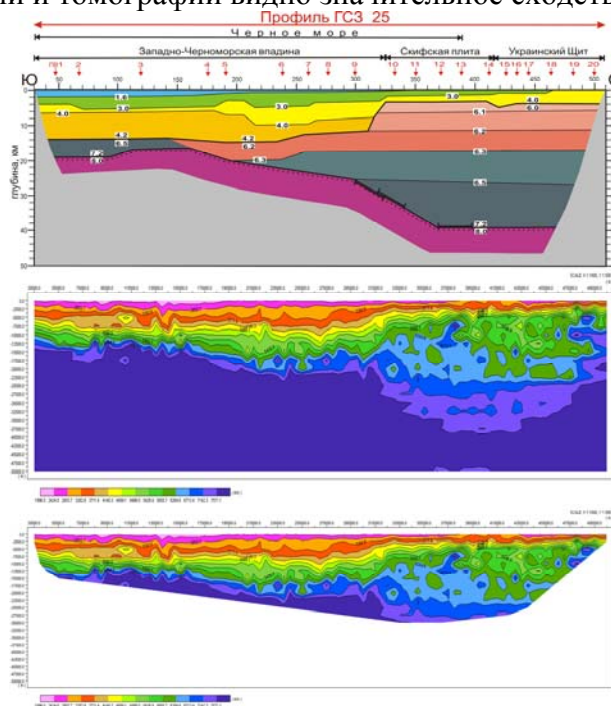


Рис.2

Условный количественный анализ можно провести, подкрепляя полученные данные материалами скважин и скважинной геофизики.

В качестве примера мы приводим результаты обработки сейсмотомографией профиля Кирзан-Хирса, по которому в прошлом была составлена геолого-геофизическая модель.

Профиль Кирзан-Хирса – проходит по направлению Кирзан (Азербайджан)-Тарибани-Кушисхеви-сел. Джапаридзе-скв.Хирса-1 (рис.3).

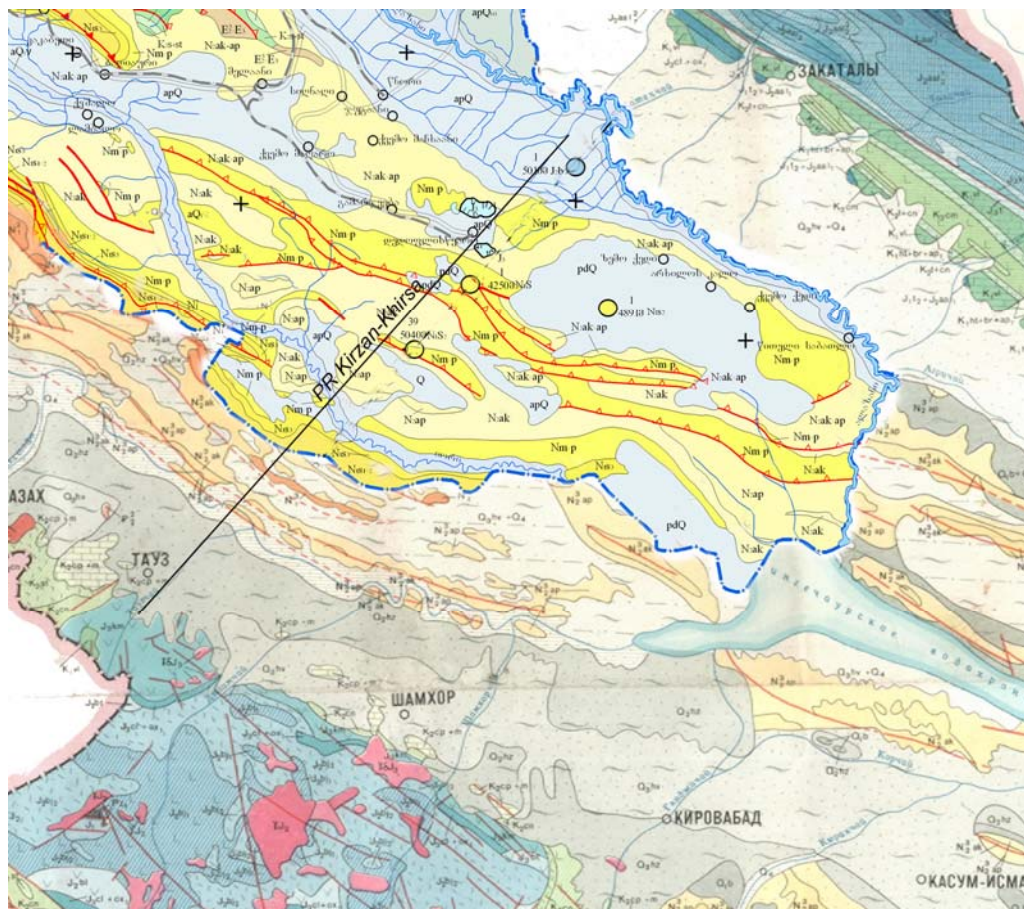


Рис.3

Для составления данного разреза использованы материалы КМПВ, ОГТ-029003 [Цецадзе, 1991] и ОГП МПВ 058832, 32-а [Метревели В.Н., 1990], а также данные глубокого бурения. Сейсмические материалы переработаны компьютерным способом и результаты этой переинтерпретации обобщены в едином геолого-геофизическом разрезе (модель) глубинного строения (рис.4а).

Поскольку Кирзан-Хирса проходит на пересечении простираения главнейших структур региона, глубинную тектонику площади на данном профиле можно видеть с большей достоверностью. При рассмотрении разреза в структурном плане, в первую очередь, отмечается складчатый и чешуйчато-надвиговый характер глубинного строения, обусловленный, вероятно, условиями тектоническими развития региона. Это выражено в различии по профилю литофациального состава, мощности и структуре осадочного слоя, а также по глубине залегания фундамента и петрофизическим свойствам сейсмостратиграфических комплексов.

Эти признаки легли в основу при разделении разреза Кирзан-Хирса на выделенные здесь блоки: 1.Аджинсу-Таузчайский, 2.Джейрангельский, 3.Тарибанский, 4.Кушисхевско-Дидгорский, 5.Дедоплисцкаройский и 6.Алазанский.

Структурный план и вид в разрезе даются упрощенно по данным КМПВ и геологической карты (рис.3).

А д ж и н с у - Т а у з ч а й с к и й блок включает юго-восточное продолжение Малокавказской складчатой системы и периферию Куринского прогиба, которые приподняты пологопадающим (35°) на юг разломом и надвинуты на Джейранвельский блок более, чем на 3 км. О периферийности блока говорит предположительно сокращенная мощность отложений, характерных для Малого Кавказа и в то же время наличие неогеновых образований Куринского прогиба.

Д ж е й р а н в е л ь с к и й блок самый крупный и низко опущенный из всех блоков, с мощным осадочным комплексом. Большая мощность (6-7 км) осадков обусловлена, главным образом, отложениями молассы (акчагыл-олигоцена) и среднего палеогена. Нижняя часть осадочного покрова, очевидно, заполнена отложениями мела и юры. Литофациальный состав первых должен быть терригенно-сланцевым, вторых - карбонатно-вулканогенным.

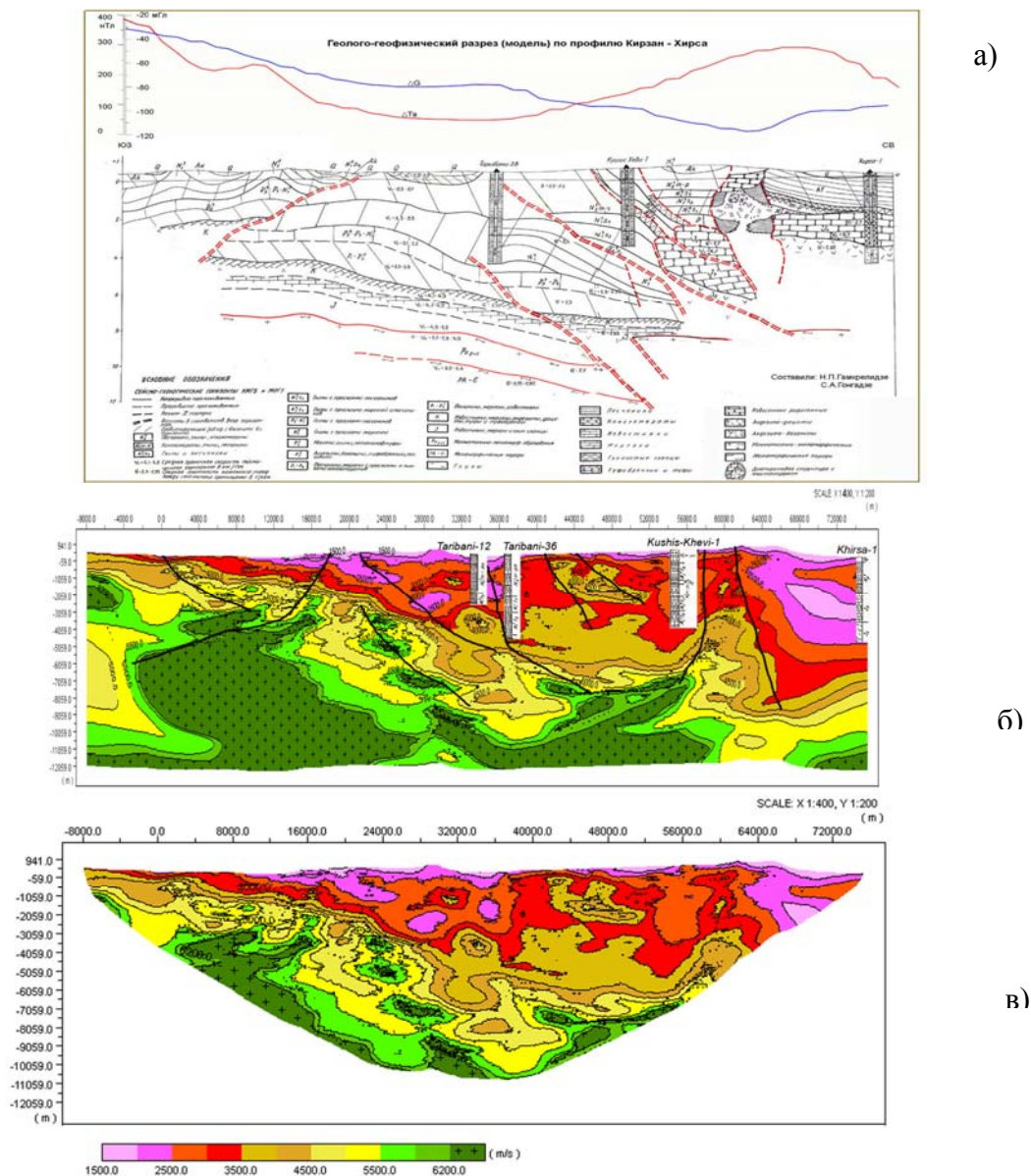


Рис.4

Интерес представляет то, что основанием осадочного слоя является «двухъярусный» фундамент консолидированной коры. Первый высокоскоростной горизонт залегает на глубине - (7,5-10 км) и, по-видимому, представлен магматогенно-метаморфическими породами среднего, возможно верхнего палеозоя. Второй высокоскоростной горизонт ($V_T=6,3-6,5$ км/с) прослеживается в северной части блока на расстоянии 20 км и залегает на глубине 10 - 11,5 км, т. е. на 1,5-2,0 км ниже первого высокоскоростного горизонта. Предполагается, что он сложен метаморфическими породами нижнего палеозойско-докембрийского возраста¹.

Т а р и б а н с к и й блок отделен от предыдущего южного блока глубинным пологим (50°), падающим на юг разломом-сбросом в нижней части разреза и началом крутого прогиба к северу, в молассах (рис.4а). С севера от Кушисhevского блока - этот структурный элемент. Все это только предположения, но при этом возникают вопросы. Как мог формироваться «двухъярусный» фундамент различного состава с небольшим интервалом глубины залегания?

В тектоническом отношении блок волнообразно, слабо складчато дислоцирован, без каких-либо признаков разрывных нарушений. Ограничен также пологим (40°) разломом-надвигом глубинного заложения. Молассовые образования, которые слабо дислоцированы, здесь опускаются до 6 км глубины, сокращен палеоген и мезозой, приподнят фундамент.

К у ш и с х е в с к и й блок налегает упомянутым надвигом на Тарибанский, а на него самого Дедоплищкарый блок по более крутому (55°), наклоненному на север разлому. Блок представлен двумя тектоническими чешуями-пластинами (рис.4а), надвинутыми друг на друга параллельными разломами, и сложенными одинаковыми терригенными отложениями неогена и рифогенными известняками верхней юры. В целом, они образуют срезанную с юга антиклинальную структуру, круто с наклоненным северным крылом. Глубинная часть этого блока не прослеживается, но по материалам ОГТ и КМПВ видно, что фундамент здесь также приподнят.

Д е д о п л и щ к а р о й с к и й блок, находящийся на расстоянии 0.5 км севернее «кушисhevской» скважины, занимает площадь шириной 10-12 км и состоит из одной пластины и диапировой структуры (рис.4а). Он сорван по поверхности рифовых известняков и надвинут на Кушисhevский блок. Дедоплищкарый блок сложен отложениями в основном неогена, а также палеогена. Северная половина этого блока представлена диапиром, полость которого заполнена глыбами различных пород, сцементированных глинисто-суглинистым материалом и ограничен слабо изогнутыми крутонаклонными ($60-75^\circ$) разломами.

А л а з а н с к и й блок – последний на северном конце профиля, сложен двухкилометровым комплексом алазанской серии, с небольшой (0.5 км) ширакской толщей, массивными (1,2-1,75 км) рифогенными известняками верхней юры и порфиритовой свитой байоса мощностью не менее 2 км. Алазанский блок с севера контактирует с диапировой структурой и, в какой-то степени, обуславливает ее развитие. Фундамент здесь не прослеживается, но возможно приподнят по отношению к предыдущим блокам.

В целом, по профилю Кирзан-Хирса, несмотря на неодинаковую полноту разреза, чешуйчато-блоковой тектоники и литофациального состава составляющих его блоков, можно прочесть картину дифференцированного кинематического развития структуры. В более дислоцированной северной части профиля наблюдается южное движение блоков, а в сравнительно пологой южной – северное перемещение.

Описанная геолого-геофизическая модель была составлена до обработки профиля сейсмотомографией ПО GeoGiga Seismic PRO 7.0.

¹ Кроме того, можно допустить существование на глубине прогиба субгоризонтально лежащего слоя ультраосновных пород с физическими параметрами вышеотмеченного порядка и слабыми магнитными свойствами.

Полученная томографическая картина имеет качественное сходство с моделью (рис.4б). Также наблюдается блоковое строение по скоростной картине. На юго-западе профиля (территория Азербайджана, район Тауз) наблюдается поднятие высокоскоростных горизонтов к поверхности ($V_k = 5000-5500$ м/сек), возможно верхне-юрского возраста. Под ними четко выделяются горизонты со $V_k = 5500-6000$ м/сек и $V_k = 6200$ м/сек, которые можно связать с верхним и нижним структурными этажами фундамента. На графике гравиметрической кривой (рис.4а) также наблюдается поднятие кровли фундамента на юго-западе профиля. Далее по профилю на северо-восток в районе скважин Тарибани-12 и Тарибани-36 наблюдается погружение осадочного чехла, сложенного молласами, скоростная характеристика которых колеблется в интервалах от 2000 до 4500 м/сек, кровля фундамента прогибается. По нарушению скоростной картины можно выделить несколько разломов, падающих в северо-восточном направлении. Разлом, наклоненный на юго-запад, можно сказать разделяют два блока. На расстоянии 10 км от скважины Тарибани-36 на север, высокоскоростная неоднородность $V_k = 4000-4500$ м/сек заключена в области более низких значений скоростей в приповерхностной части. Ограничена эта неоднородность двумя разломами, падающими в северо-восточном направлении. На северо-восток от скважины Кушис-Хеви на томографической картине наблюдается резкое поднятие высокоскоростных горизонтов. Кровля фундамента при этом опускается. На гравиметрической кривой в этом интервале происходит опускание, и далее на северо-восток опять подъем. Этот блок ограничен крутопадающими разнонаклоненными разломами. Северо-восточнее этого блока область пониженных значений скоростей начинает прогибаться. Горизонт с $V_k = 6200$ м/сек, который мы связываем с кровлей фундамента, поднимается к северо-востоку.

Полученное распределение скоростей на краях профиля можно рассматривать как интерполяцию скорости, заложенную в программе. Более достоверная информация представлена на рисунке 4в, где обрезаны края профиля по ходу лучей. Мы использовали полную скоростную картину только для сравнения с геолого-геофизической моделью (рис.4а).

На основании вышеописанного можно сделать заключение, что данные сейсмической томографии хорошо коррелируются и с данными гравиметрии, и с геолого-геофизической моделью, построенной по более ранним работам КМПВ, ОГТ и ОГП МПВ.

Литература

1. Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. - Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. «Мецниереба». 1977. С.81.
2. Гамкрелидзе Н.П., Гонгадзе С.А., Гиоргобиани Т.В., Миндели П.Ш., Глonti Н.Я., Яволовская О.В. - Глубинное геологическое строение Картли-Кахети по геофизическим данным. Монография. 2013.
3. Гамкрелидзе Н.П., Гонгадзе С.А., Миндели П.Ш., Д.К. Кириа, Яволовская О.В. - Физика земной коры Грузии. Монография. 2012.
4. Миндели П.Ш. - Гравитационная модель литосферы Кавказа и Восточного Средиземноморья. Изд. GСУ. Тбилиси. 1999.
5. P.Mindeli, G.Jashi, T.Gvantseladze, S.Ghonghadze - A model of Earth's crust structure in the depression zone of West Georgia, Bulletin of the Georgian National Academy of Science. 173. #2. 2006.
6. Метревели В.Н. - Результаты сейсморазведочных работ метода ОГП МПВ и МПВ на площадях урджани, Вашлиани и Рустави. Отчет с/п 0389, фонды Департ. Геологии 1990.
7. ცეცაძე თ. ი. – 0290 საბიებო პარტიის სამუშაოების შედეგები საერთო სიღრმეული

წერტილის მეთოდით ჩაღარის და ალაზნი უბნებზე. გეოლოგიის დეპარტამენტის ფონდები, 1991.

საქართველოს ტერიტორიის პროფილური სეისმური ტომოგრაფია გარდატეხილი ტალღების გტკმ და სსზ მონაცემებით

ს. ლონღაძე, პ. მინდელი, ჯ. ქირია

შრომაში განხილულია შესაძლებლობა სეისმური ტომოგრაფიის მეთოდის გამოყენებისა გტკმ და სსზ მასალებით. მასალების დამუშავებისას წარმოდგენილია შედარებითი შედეგებისხვადასხვა პროგრამული უზრუნველყოფით (GeoGiga Seismic PRO 7.0 XTomo-LM SeisImager (Geometrics, USA), SeisWide4.6.4.).

ნაჩვენებია შესაძლებლობა სეისმური ტომოგრაფიის გამოყენებისა გრავისაძიებო და მაგნიტოსაძიებო მონაცემებთან კომპლექსში.

Profile Seismic Tomography of Refracted Waves according to CMRW and DSS methods on the Territory of Georgia

S.Gongadze, P. Mindeli, J. Kiria

The work considers the possibility of the use of the seismic tomography method in processing of the material obtained by means of the correlation method of refracted waves (CMRW) and deep seismic sounding (DSS). It gives the comparative analysis of the results obtained by different softwares as: GeoGiga Seismic PRO 7.0 (Canada), XTomo-LM (Saint Petersburg), SeisImager (Geometrics, USA), SeisWide4.6.4.

It shows the possibility of seismic tomography application together with the data of gravity prospecting and magnetic prospecting.

Геофизическая обсерватория Душети (Тбилиси): прошлое и современность Гогуа Р.А.

**Грузия; Тбилиси; Институт геофизики М. Нодиа ТГУ. И. Джавахишвили.
Краткая история**

Исследование магнитного поля Земли (МПЗ) относится к числу фундаментальных проблем геофизики, дающих информацию об эволюции, строении, физических процессах, протекающих внутри Земли и в околоземном космическом пространстве. Исследование указанных проблем требует наличия густой сети обсерваторских наблюдений по всей поверхности Земли, что ясно представляли себе известные ученые мирового масштаба А. Гумбольдт и К. Гаусс. Именно по их инициативе в 30-х годах девятнадцатого столетия была заложена основа большого проекта Гёттингенский «Магнитный союз».

На основе этого проекта в разных регионах мира проводились одновременные визуальные наблюдения магнитного поля Земли. К этому периоду ученые Западной Европы и России приступили к совместным магнитным наблюдениям. Со стороны России организацию магнитных и метеорологических наблюдений возглавил академик Российской Академии А.Я. Купфер.

В 1833г. А. Купфер представил «Проект учреждения систем магнитных и метеорологических наблюдений». Проект был поддержан правительством России 13 апреля 1834г. После этого А. Купфер начал путешествие по разным регионам Российской империи. По возвращении в Петербург А. Купфер обратился со специальным письмом от 20 декабря 1834г. к главноуправляющему Закавказским краем, генерал-адъютанту барону Розену, в результате чего было обосновано учреждение магнито-метеорологической обсерватории в Тифлисе.

Стараниями академика А. Купфера в Тифлисе, здание, построенное специально для обсерваторских наблюдений, в 1837 году уже было готово.

В обсерватории с самого начала велись магнитные наблюдения с разной периодичностью, а регулярные наблюдения, по более полной программе, начались с 1 мая 1844г. С того же года результаты наблюдений Тифлисской обсерватории публиковались в «Своде магнитных и метеорологических наблюдений Главного Управления Корпуса Горных инженеров» в Петербурге, под редакцией акад. А. Купфера.

Дело постановки магнитных наблюдений и их публикаций особенно образцово было поставлено с 1879 года, благодаря усилиям директора обсерватории И. Мильберга, ближайшего сотрудника всемирно известного академика Вильда.

И. Мильберг ввел ежечасные вариационные наблюдения по всем трем элементам земного магнитного поля и начал регулярно производить абсолютные магнитные наблюдения «чем вполне обеспечил Тифлису первоклассную магнитную обсерваторию».

С 1879 года результаты обсерваторских наблюдений в виде отдельных изданий регулярно печатались Мильбергом на русском и немецком языках. Дело, начатое Мильбергом, продолжили с успехом директора обсерватории Э. Штеллинг и С. Гласек.

В 1905 году магнитная часть Тифлисской магнито-метеорологической обсерватории из-за технических помех, была перенесена в с. Карсани (около г. Мцхета), а в 1935 году – в г. Душети, где функционирует и в настоящее время.

В юбилейные дни нельзя не вспомнить имена руководителей Тбилиси-Карсани – Душетской обсерватории: И. Шестакова (1838-44) г.г., А. Филадельфина (1844-47) г.г., А. Абиха (1848-49) г.г., А. Морица (1850-78) г.г., Ф. Дорандта 1878 г., И. Мильберга (1879-94) г.г., Э. Штеллинга (1894-97) г.г., С. Гласека (1897-1917) г.г., М. Ситнова (1917-18) г.г., Р. Хуцишвили (1919-20, 1924-25, 1933-41) г.г., А. Какабадзе, К. Сулаквелидзе, Г. Чиракадзе (1928-32) г.г., Н. Инцкирвели (1941-43) г.г., И. Цуцкиридзе (1943-53) г.г., М. Челишвили (1953-56) г.г., Н. Хведелидзе 1957 г., А. Лашхи (1958-62) г.г., Н. Бочоришвили (1963-67) г.г., В. Мацаберидзе (1968-86) г.г., Р. Гогуа, работающего с 1987 года по сегодняшнее время..

С обсерваторией связаны имена таких выдающихся личностей, как Н. Бараташвили, Л. Меликишвили, С. Джугашвили(Сталин). В обсерватории приняли первые научные крещения Н. Мусхелишвили и И. Векуа.

Большую заботу к обсерватории проявлял славный сын грузинского народа Ив. Джавахишвили.

Особо следует отметить большую заслугу проф. М. Нодиа, не только в восстановлении и переоснащении обсерватории, разрушенной в годы первой мировой войны, но и, вообще, перед грузинской геофизической наукой. Имя проф. М. Нодиа заслуженно присвоено Институту геофизики.

Большие заслуги в функционировании обсерватории на высоком уровне принадлежат магнитологам: Н. Кацашвили, Г. Беришвили, Н. Хведелидзе, Э. Хахуташвили, И. Гогатишвили, Н. Намгалаури, Дж. Чиковани, Т. Матишвили, Р. Гогуа, высококвалифицированному специалисту – инструментальщику Ф. Вейсу и др.

Необходимо отметить огромную заслугу академика Т.Л. Челидзе в деле нормального функционирования обсерватории и установления научных связей с иностранными научными центрами.



Рис. 1. Абсолютный павильон Душетской обсерватории.

Значение геомагнитной информации Душетской обсерватории для мировой науки и нашей страны

В обсерватории Душети (Тбилиси), в результате непрерывных магнитных наблюдений (свыше 130 лет) составлены следующие базы:

1. Среднесуточные значения H, D, Z – элементов МПЗ за период 1880-2003 гг. (электронная версия);
2. Среднечасовые значения H, D, Z – элементов МПЗ за период 1971-2003 гг. (электронная версия);

3. База возмущений МПЗ за период 1980-2002 гг. (в виде таблиц). База постоянно заполняется.

На рисунке 2 в графическом виде представлены результаты среднегодовых значений F,Z,H,D,I элементов МПЗ, за период 1880-2003 гг.

Надо отметить, что основная ценность полученной информации: в их уникальности, длинном ряде непрерывных наблюдений и единственности на всем Кавказе. Кроме этого геомагнитная информация имеет большое теоретическое и практическое значения.. Она применяется:

- для создания аналитических моделей МПЗ;
- в изучении физических процессов, происходящих в магнитосфере и внутри Земли;
- для составления магнитных карт, как на поверхности Земли, так и в воздухе и на море;
- в воздушной и морской навигациях;
- для изучения строения Земли и поиска полезных ископаемых;
- для прогноза погоды;
- для поиска предвестников землетрясений;
- в изучении влияния МПЗ на биосферу и др.

Душетская (Тбилисская) обсерватория входит в мировую сеть аналогичных предприятий, что дает нам право бесплатно получать из мировых геофизических центров полную информацию для всестороннего изучения Земли.

Научная информация Душетской обсерватории через интернет посылается в мировой центр данных (г. Киото, Япония).

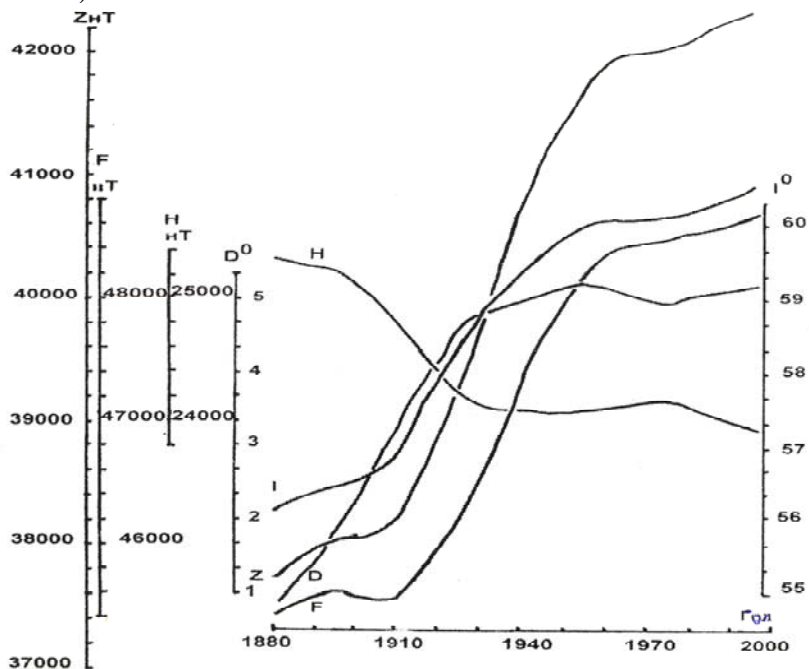


Рис. 2. Результаты геомагнитной информации обсерватории Душети (Тбилиси) за период 1880-2000 г.г.

Участие обсерватории в международных мероприятиях

Обсерватория принимала активное участие в проведении Первого и Второго Международных полярных годов (1882-83 и 1932-33) г.г. и в Генеральной магнитной съемке территории Кавказа (1930-35) г.г.

Обсерватория с обширной программой участвовала в проведении Международного геофизического года (МГГ, 1957-58) г.г. и Международного геофизического сотрудничества (МГС, 1958-59 г.г.).

Руководители проведения МГГ особое внимание уделяли Душетской (Тбилисской) магнитной обсерватории, этим объясняется визит английского профессора С. Чепмена, председателя специальной комиссии по проведению МГГ, летом 1957 г. в Тбилиси.

Состояние обсерватории сегодня и её международные связи

В данное время Душетская геофизическая обсерватория испытывает значительные трудности, как в финансовом, так и в кадровом отношении. По этой причине не ухожен и не огорожена территория обсерватории. Лаборатории требуют неотложного ремонта, в лабораториях не поддерживается нормальный температурный режим, что отрицательно сказывается на нормальном функционировании аппаратуры.

О международном значении Душетской обсерватории хорошо осведомлены руководители Мирового геофизического центра, о чем говорит следующий факт.

26 февраля 2007 года оформлен меморандум между Институтом геофизики им. М.З. Нодиа и Мировым центром данных (МЦД), г. Киото, Япония, директор проф. И. Йемори.

На основе меморандума Японская сторона взяла обязательство оснастить Душетскую обсерваторию современной цифровой аппаратурой. С нашей стороны мы обязаны в непрерывном режиме посылать в МЦД полученную геомагнитную информацию.

В 2007 году от Японской стороны получен феррозондовый магнитометр (FGE, модель DMI), записывающий в непрерывном режиме вариации D, H, Z составляющих МПЗ (рис. 3), а в 2013 году протонный магнитометр (PPM), рис. 4, записывающий, также, в непрерывном режиме вектор F МПЗ.



Рис. 3. Магнитометр (FGE, модель DMI)

Кроме этого, в обсерватории функционирует протонный магнитометр ММП-203 с коленной системой Гельмгольца, измеряющий абсолютные значения полного вектора F и магнитный теодолит – измеряющий склонение D и наклонение I составляющих МПЗ.

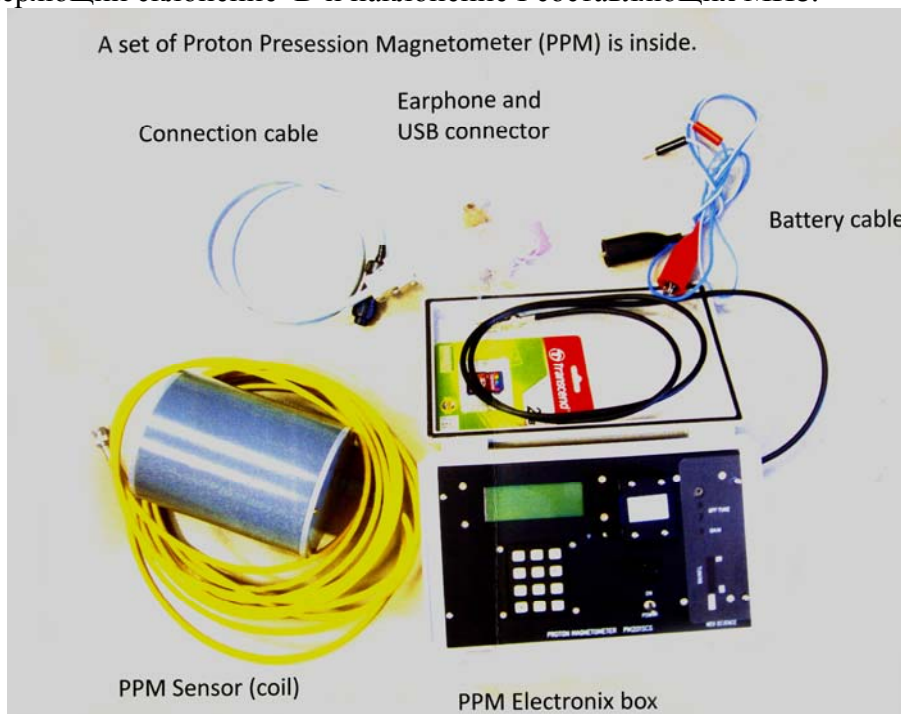


Рис. 4. Магнитометр (PPM)

В конце отметим, что продолжение функционирования и оснащения обсерватории современными цифровыми приборами выходит за рамки национальных интересов и имеет большое международное значение.

Литература

1. М.З.Нодиа. Тбилиси-один из старейших геофизических центров в СССР и мире. Тбилиси. 1970.
2. Б.М.Яновский. Земной магнетизм. Из.-во Ленинградского ун.-та. 1978.

დუშეთი (თბილისი) გეოფიზიკური ობსერვატორია: წარსული და აწმყო

რობერტ გოგუა

რეზიუმე

სტატია ეძღვნება დუშეთის (თბილისი) გეოფიზიკური ობსერვატორიის დაარსებისა და განვითარების ისტორიას.

სტატიაში მოკლედ არის განხილული გეომაგნიტური დაკვირვებების განვითარების ძირითადი ეტაპები, მიღწევები. აღნიშნულია იმ მეცნიერთა დამსახურება, რომელთა ძალისხმევით ობსერვატორია გახდა ერთ-ერთი მოწინავე

მსოფლიოში. აღწერილია ობსერვატორიის თანამედროვე მდგომარეობა და მისი საერთაშორისო კავშირები.

OF THE DUSHETY (TBILISI) GEOPHYSICAL OBSERVATORY:
THE PAST AND MODERITY

R. Gogua

Abstract

This article is devoted to the history of foundation and development of the Dushety (Tbilisi) Geophysical observatory.

The article briefly reviewed the main stages in the development of geomagnete observation, the results, achieved. There are merits of the eminent scientists whose efforts observatory has become one of the best in the world. The article describes the current state observatory and its international connections.

ИЗМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ ПОГОДЫ В БИОСФЕРЕ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА ЗДОРОВЬЕ ЧЕЛОВЕКА

¹Сакварелидзе Е.А., ¹Шарадзе З.С., ¹Мирианашвили К.Ю., ²Глonti Л.Е.

¹Тбилисский государственный университет им.Ив.Джавахишвили

²Грузинский технический университет

Проблема влияния магнитной активности на биосферу имеет достаточно длинную историю. В основе этой проблемы лежат исследования А.Чижевского, проведенные в 30-х годах XX века, который первым пришел к выводу о том, что магнитное поле Земли представляет собой главный геофизический фактор, с помощью которого возможно осуществление гелиобиологических связей [1].

А. Чижевский начал поиск связей Солнце - биосфера с анализа социальных явлений, и оказалось, что социальные кризисы совпадают с годами солнечной активности, и для исторических событий характерен 11-летний цикл. Поэтому не случайно он назвал солнечную активность «фактором, создающим и способствующим распространению психозов.» [2,3]. В дальнейших исследованиях, на основании анализа существующих данных о различных болезнях, А. Чижевский показал, что в дни взрывов на Солнце и связанных с ними магнитных бурь резко возрастает число инфарктов миокарда [4]. Вначале в качестве биотропного фактора рассматривались космические лучи и электромагнитное излучение Солнца различных длин волн. В 60-ые годы, после открытия солнечного ветра и магнитосферы, стало ясно, что те факторы солнечной активности, которые связаны с корпускулярным излучением, могут быть признаны основным биотропным фактором.

В конце прошлого века продолжалось изучение биотропных факторов солнечной активности. Был собран богатейший материал, который отображал корреляцию солнечной активности с функционально-морфологическими характеристиками биологических систем на всех уровнях физико-химических процессов: клеточных, системных, живых организмов и популяций. В процессе исследований происходило сравнение показателей волнового и корпускулярного солнечного излучения с биологической активностью.

На основании исследований, проведенных многими авторами было установлено, что связи Солнце-Земля наиболее заметно проявляются в дни солнечной активности, когда часты взрывы на Солнце, сопровождаемые магнитными бурями - сильными глобальными возмущениями электромагнитного поля Земли. Как раз во время магнитных бурь, проявляются те биотропные эффекты, которые отрицательно влияют на человеческий организм.

Основная «цель» гелиомагнитной активности - сердце и сердечно - сосудистая система в неустойчивом состоянии, что особенно чувствуют пожилые, ослабленные люди и дети [5]. Причиной внезапной смерти у больных ишемической болезнью сердца считается стрессовая реакция на электромагнитные изменения в биосфере во время возрастания солнечной

активности [7]. Максимальное число стенокардических приступов и случаев инфаркта регистрируется в начале возникновения магнитных бурь [7]. У больных сердечно-сосудистыми заболеваниями максимальная смертность фиксируется за 24-48 часов до начала магнитной бури. Начальная и основная фаза магнитной бури характеризуется десинхронизацией сердечной деятельности, пропадает ритмичность суточной (циркадианной) структуры [6,8-16]. Для слабого сердца десинхронизация во время магнитной бури может стать фактором, вызывающим инфаркт миокарда [17,18]. Особенный рост числа инфарктов и инсультов характерен для сильных магнитных бурь, сопровождающихся форбуш-эффектом, т.е. снижением интенсивности космического облучения Земли. Обострение ишемической болезни сердца в дни магнитных бурь обусловлено значительным повышением свертываемости крови и увеличением числа тромбоцитов [19]. Тенденция возрастания случаев гипертонических кризов отмечается в дни, следующие за взрывами хромосферы Солнца, когда на Земле наблюдаются магнитные бури [8], хотя иногда рост кризов регистрируется за день до начала сильной магнитной бури [20,21].

Особенно чувствителен к резким изменениям магнитного состояния биосферы в дни магнитных бурь эмбрион [22-24]. В период органогенеза для органов (в первую очередь для нервной системы) характерна очень высокая чувствительность к факторам окружающей среды, поэтому в отмеченный период могут возникать различные отклонения в развитии органов, в том числе врожденные пороки [25]. Оказалось, что рост воздействия магнитной активности на 4-5-ой неделе эмбриогенеза может стать причиной шизофрении, а на 11-ой неделе жизни зародыша значительный рост магнитной активности повышает риск появления неврозов [25]. Что касается людей с низкой биоэлектрической активностью мозга (энцефалопатия), то в этом случае повышение магнитной активности отмечалось на 2-ой недели эмбриогенеза [26]. На основании приведенных данных становится ясно, что изменение магнитной активности влияет на формирование нервной системы человека.

Выявлена тенденция роста биоэффективности магнитных бурь в зависимости от географической широты [27], что указывает на то, что биотропным агентом служит не волновое, а корпускулярное излучение Солнца: в соответствии с географической широтой растет и интенсивность магнитных бурь [28].

В дни магнитных возмущений растет вероятность инфекционных заболеваний [29]. Первые исследования в этом направлении провел А.Чижевский [30,31], который на основе наблюдений за холерой, дифтеритом, другими инфекционными заболеваниями, собранными за 150 лет, установил связь между ними и циклическими вариациями солнечной активности. Была установлена зависимость кислотности и бактериацидности желудка от солнечной активности [29]. Установлено, что чем выше солнечная активность, тем ниже кислотность желудочного сока и тем меньше защищен человеческий организм от кишечных инфекций, т.к. кислотность желудочного сока одна из «преград» на пути к их распространению.

А.Чижевский обнаружил также, что к изменениям солнечной активности очень чувствительна нервная система [32]. Число больных, поступающих в больницы с диагнозом нервно-психических заболеваний, возрастает в дни солнечных взрывов и связанных с ними магнитных бурь [33]. Также выявлена связь проявлений психо-патологического синдрома с секторными структурами межпланетного магнитного поля – в те дни, когда Земля, вращаясь вокруг Солнца, пересекает границы секторов межпланетного магнитного поля, наблюдается увеличение частоты нервно-психических расстройств [34,35]. В указанные дни возрастает число дорожно-транспортных происшествий [36], авиакатастроф [35,37,38] и терактов, причиной этого предполагается расстройство психики у людей.

Вышепредставленная информация отображает результаты статистических исследований, на основе которых была установлена связь между солнечной активностью и медико-биологическими данными. Однако, на сегодняшний день основными проблемами остаются

биотропные факторы солнечной активности и установление механизма их воздействия на биологические объекты.

Существуют два механизма воздействия электромагнитного поля на живой организм: энергетический и информационный [39,40]. Энергетическое воздействие подразумевает переход энергии поля в тепловую энергию организма, т.е. ускорение химических реакций характерных для организма, что проявляется в виде биологического эффекта. Такой механизм присущ сильным полям и менее вероятно, что он воздействует на живые организмы, поскольку в дни магнитных бурь наблюдаются инфра низкочастотные слабые естественные электромагнитные поля. Более реально предположить, что в эти дни воздействие на живые организмы осуществляется с помощью информационного механизма, когда биоэффект воздействия измеряется не энергией электромагнитного сигнала, а его частотой, т.е. той информацией, которую содержит сигнал. Поэтому воздействие может осуществляться достаточно слабым электромагнитным полем. Информационное воздействие особенно эффективно на так называемых резонансных частотах, т.е. при воздействии таких полей, частоты которых совпадают или приближаются к частотам отдельных органов человеческого организма и собственным частотам биологических систем [41].

В биосфере появление жизни и ее эволюция происходили и происходят в условиях естественных квазипериодических электромагнитных полей. Предполагается, что ритмы этих полей и были теми внешними сигналами, которые «завели» биологические часы, или создали в процессе эволюции соответствующие эндогенные ритмы биологических систем. Поэтому реакция биологических объектов на гелиомагнитные возмущения представляет собой адаптационную стресс-реакцию. Значит, естественные поля создают условия для синхронной работы существующих в организме многочисленных ритмов и нормального функционирования организма. Изменение параметров природных полей в биосфере во время их возмущений вызывает насильственную перестройку организма соответственно новой обстановке, что сравнительно безболезненно происходит для здорового, зрелого человеческого организма. В организмах, в которых ослаблена способность к адаптации или находящихся в процессе формирования (больные, пожилые, эмбрионы, дети), адаптация протекает сложно или неполноценно. Поэтому нарушается синхронная связь между экзогенными «ведущими» природными ритмами и эндогенными биоритмами, что вызывает десинхронизацию эндогенных ритмов, и, как следствие ухудшение здоровья [42]. Т.о., информационное воздействие электромагнитных полей означает резкое изменение электромагнитного фактора, что может вызвать триггерное воздействие на биологические системы [5,22,23].

Эти универсальные биологические ритмы присущи всем уровням организма - от клеточных до популяционных [5]. Даже тем живым системам, которые не обладают информацией о социальной неделе, присущ недельный (инфраниантный) и полунедельный ритм. Ведущим в этих ритмах является гелиомагнитный фактор, который совпадает с периодом вращения Солнца и его гармониками - 28 дней, приблизительно 14, 7 и 3,5 дня. Примечательно, что недельный ритм формируется в детском организме намного раньше, чем циркадианный ритм, вызванный вращением Земли и, соответственно, изменением освещенности. Оказалось, что биологическая неделя (инфраниантные ритмы) является основным ритмом в первые 5 месяцев жизни ребенка, она играет узловую роль в сохранении его жизни, и, в случае его нарушения, ребенок погибает.

Эндогенные инфраниантные ритмы, которые формируются под влиянием гелиомагнитного фактора, очень устойчивы. Адаптационная реакция биологических объектов на изменения гелиомагнитных ритмов может быть выявлена только во время их существенного аperiodического изменения. Эта реакция должна быть аналогична адаптационному стрессу, который возникает при возмущении циркадианных ритмов при изменении временных поясов во время трансконтинентальных перелетов.

Оказалось [5], что вариации компоненты V_z межпланетного магнитного поля и индекса K_p геомагнитной активности имеют ритмы, периоды которых совпадают с периодами инфрадиальных ритмов. Отсюда следует, что для нахождения связи между биологическими и геомагнитными ритмами, в первую очередь, надо изучить ритмы V_z и K_p .

В дни высокой солнечной активности, в результате солнечных взрывов, усиливается волновое (рентгеновское, ультрафиолетовое и радиодиапазонное) и корпускулярное излучения, и с этим связано много явлений на Земле. Однако ни волновое, ни корпускулярное излучения не достигают поверхности Земли и поэтому не могут прямым воздействием вызывать биологические эффекты в биосфере, хотя влияние солнечной активности на живые организмы возможно осуществляется геомагнитным полем. В основном, рассматриваются две такие возможности: 1) имеющий большую скорость поток заряженных частиц (солнечный ветер) и связанное с ним воздействие ударных волн на магнитосферу Земли спустя 2-3 дня после взрыва создают магнитную бурю – сильное глобальное возмущение магнитного поля Земли [43,28]; 2) усиленное солнечными взрывами микроволновое рентгеновское и ультрафиолетовое излучения и с ними вместе генерированные частицы с высокими энергиями, которые достигают высших слоев атмосферы Земли через 8-10 минут после взрыва, вызывают значительный рост электронной концентрации и изменения их вертикального распределения вблизи нижней границы ионосферы, что, в свою очередь, вызывает уменьшение высоты ионосферной «стены» резонатора Земля-ионосфера (резонатор Шумана). Это, со своей стороны, обуславливает в резонаторе, который включает в себя и биосферу, изменения амплитуды и частоты постоянно существующих т.н. резонансных радиоволн Шумана, что может оказаться причиной биоэффекта в биосфере до начала магнитной бури [28,44,46,47].

Выделяют спорадические и рекуррентные магнитные бури. Со спорадическими бурями связывают сильные взрывы на Солнце, носящие случайный характер, а с рекуррентными – длительные, (продолжительностью 2 и более месяцев), имеющие 27 дневную повторяемость активные области на Солнце. Магнитные возмущения с более короткими временными интервалами (7 или 15 дневной повторяемости) могут быть обусловлены секторной структурой межпланетного магнитного поля. [48,49]. Как правило, спорадические бури более сильные по сравнению с рекуррентными.

В дни геомагнитных возмущений наблюдается значительное усиление магнитных флуктуаций ультранизкого (0-10 гц), крайне низкого (10-30гц) и сверхнизкочастотного (30-300 гц) диапазона [50,51]. Глобальный характер распространения проявляют пульсации геомагнитного поля, частота и амплитуда которых меняется в интервалах: 0,001-10 гц и 0,1-100 нТл соответственно. Магнитные пульсации – микрочастотные магнитные колебания могут быть регулярные (P_c) и иррегулярные (P_i). Примечательно, что во время сильных магнитных бурь P_{c1} и $P_{c3} - P_{c5}$ пульсации возрастают в 3000 раз, а флуктуации сверхнизких частот в 10-1000 раз по сравнению с фоновыми значениями.

Теоретические значения частот резонатора Шумана: 8 гц, 14 гц, 20 гц, 26 гц и 32 гц [52,53]. Из них наиболее ясно выражены первые три частоты. Источником возбуждения резонатора являются атмосферные разряды (молния) во время грозы. Гроза довольно частое явление на Земле (в среднем 100 в секунду), поэтому резонатор «Земля-ионосфера» всегда находится в возбужденном состоянии, т.о. в нем практически всегда существуют электромагнитные волны, частота которых меняется в диапазоне 8-32 гц. Итак, указанные резонансные нарушения «обычное» явление для биосферы и, предположительно, что по отношению к ним у живых организмов выработана определенная адаптация. Возможно, что своеобразной реакцией на резонансы Шумана являются α и β ритмы человеческого мозга, частота которых приближается к первой и второй резонансной частоте резонатора Шумана. Считается, что природные электромагнитные волны такого частотного диапазона представляют собой синхронизаторы для

некоторых биологических процессов. Затухание некоторых частот резонатора Шумана или резкое изменение их амплитуды может оказать негативное влияние на живой организм.

Кроме резонатора Шумана существует другой квазисферический естественный резонатор, расположенный выше резонатора Шумана и занимающий пространство между стеной ионосферы резонатора Шумана и максимумом электрической концентрации ионосферы ($h \leq 800$ км) - резонатор Алвена [54,55]. Его резонансные частоты меньше 6 гц и источники возбуждения находятся в атмосфере и магнитосфере.

Значения резонансных частот естественных резонаторов зависят от состояния ионосферы, которое, в свою очередь, зависит от активности Солнца, географической широты пункта наблюдений, сезона и интервала времени на протяжении суток. Этим объясняются разные значения резонансных частот во время экспериментов.

Как было отмечено, естественные электромагнитные поля биосферы в диапазоне ультранизких частот также характеризуются резко выраженной резонансной структурой. В частности, таков регулярный тип короткопериодных магнитных колебаний (пульсаций): P_{c1} - P_{c5} ($T = 0,2$ - 600 сек., $f = 10^{-3}$ - 5 гц), и ирегулярный тип: P_{i1} - P_{i4} ($T = 1$ - 600 сек., $f = 10^{-3}$ - 1 гц)

Возможность влияния естественных слабых электромагнитных полей инфранизких частот на человеческий организм определяется своеобразием частотных биоритмов человеческого организма. В первую очередь, это касается частотных биоритмов головного мозга человека. Известно, что поля с диапазоном частот от 1 до 40 гц генерируются в головном мозге человека и носят резонансный характер, что проявляется в создании следующих биоритмов: α -ритмы – 8-13 гц, β -ритмы -14-30 гц, γ -ритмы $f > 30$ гц, Θ - ритмы 4-7 гц, δ -ритмы 1,5-3 гц [53]. Т.о. частотные диапазоны электромагнитных полей, которые генерируются в человеческом головном мозгу, достаточно близки к дипазону резонатора Шумана, особенно это касается α и β ритмов.

Оказалось, что сердечно-сосудистая система человека тоже генерирует электромагнитные поля, основная частота которых меняется в диапазоне 0,8-2,5 гц [52,53]. Т.е. диапазон частот биоритмов сердечно-сосудистой системы организма также близок к диапазону частот резонатора Алвена.

Совпадение значений частот главных гармоник инфранизких электромагнитных полей, генерируемых отдельными системами человеческого организма, со значениями резонансных частот естественных резонаторов Шумана и Алвена и короткопериодичных магнитных нарушений стало основанием для того, чтобы объяснить отрицательное влияние магнитных бурь на здоровье человека резонансным или информационным влиянием инфранизкочастотных слабых естественных полей на организм.

В изменении инфранизкочастотного электромагнитного состояния в биосфере значительную роль могут играть и землетрясения, число которых также коррелирует с активностью Солнца, и часто сильные магнитные бури происходят на фоне сильных и слабых землетрясений [56]. В те годы, когда на Солнце растет число пятен, на Земле наблюдается усиление сейсмической активности [57]. Установлено, что при подготовке к землетрясению, в момент землетрясения и в период, следующий за землетрясением, в регионе эпицентра генерируются ультранизкочастотные (0,001-10 гц) слабые электромагнитные поля, которые регистрируются и в районах, удаленных от эпицентра [58-60]. В период подготовки землетрясения генерируемые в предполагаемом очаге ультранизкочастотные электромагнитные волны рассматриваются как предвестники землетрясения, их и воспринимают живые организмы. Человеческую смертность (в основном от сердечных инфарктов и кровоизлияний в мозг) в районах, удаленных от эпицентра, где не было разрушений, связывают с вызванными землетрясением волнами, генерируемыми в указанном частотном диапазоне в момент землетрясения и последующий период.

На генерируемые землетрясением инфранизкочастотные поля накладываются электромагнитные поля резонансных частот Шумана, вызывая в биосфере изменения

электромагнитной низкочастотной обстановки, что непременно сказывается на здоровье человека.

Этим не ограничивается влияние землетрясений на электромагнитную погоду биосферы. Значения резонансных частот Шумана и, соответственно, электромагнитная обстановка биосферы могут изменяться также квазипериодическими ($T = 3-40$ сек.) переменами высоты стены ионосферы резонатора Шумана и распространением генерируемых землетрясением акустико-гравитационных волн (АГВ). Существуют два механизма генерации АГВ [61]: 1) в эпицентре под влиянием сильного «поршневого» толчка на атмосферу в момент землетрясения генерируются АГВ, которые регистрируются за сотни и тысячи км от эпицентра; 2) поверхностные сейсмические волны, которые генерируются в эпицентре и распространяются во всех направлениях. На пути распространения слабые колебания поверхности Земли также порождают в атмосфере АГВ.

Известно [62], что амплитуда атмосферных акустико-гравитационных волн растет в зависимости от высоты, и в высоких слоях атмосферы (на высотах ионосферы) проявляется в виде квазипериодических ($T \sim 5-90$ сек.) вариаций параметров ионосферы, т.н. подвижных возмущений ионосферы [61]. Амплитуда возмущений ионосферы, вызванных землетрясениями, достигает максимальных значений (10-15 %, иногда и больше) на высоте слоя F ионосферы, где расположен резонатор Алвена [9]. Можно ожидать, что генерируемые землетрясением АГВ и связанное с ними распространение возмущения ионосферы в резонаторах Шумана и Алвена создают предпосылки для интенсивных квазипериодических ($T \sim 5-90$ сек.) изменений значений их резонансных частот и соответствующих этим частотам электромагнитных волн, что обязательно вызывает изменение фонового ультранизкочастотного электромагнитного состояния биосферы и связанный с этим изменением биоэффект. Изменение электромагнитной обстановки биосферы может произойти и при трансформации АГВ в электромагнитные волны.

В настоящее время при оценке отрицательного влияния магнитных бурь на здоровье человека не принимаются во внимание изменения частотно-энергетических параметров фоновых электромагнитных полей инфранизкочастотного диапазона в биосфере, вызванные близкими или далекими землетрясениями, хотя предположительно, роль землетрясений в вышеотмеченных изменениях, особенно в сейсмоактивных районах, значительна. Поэтому геомагнитные бури, даже и слабые, происходящие на фоне сильных близких землетрясений в сейсмоактивных районах, могут иметь больший биоэффект, чем в высоких широтах, хотя там большая интенсивность магнитных бурь.

Для, хотя бы частичного устранения вредного влияния, протекающих на Солнце нестационарных процессов основным средством на сегодняшний день служат превентивные меры, главная из которых – прогнозирование магнитных бурь. За последние десятилетия человечество достигло больших успехов в исследованиях Солнечно-Земных связей, в частности, в прогнозировании происходящих на Солнце процессов, солнечных взрывов, и, что самое главное, геоэффективных взрывов и связанных с ними магнитных бурь. Геоэффективность явлений, происходящих на Солнце и в межпланетном пространстве, определяется возможностью вызывать магнитные бури на Земле. Насколько рано удастся прогнозировать магнитную бурю зависит от того, что мы собираемся прогнозировать: 1) предсказать интенсивность и время начала бури возможно с высокой точностью за 5-15 часов до ее начала; 2) период в несколько дней, когда вероятность бури наиболее высока, можно прогнозировать за неделю до бури; 3) за 27 дней ранее можно назвать 3-4 дневный интервал, когда предполагается рекуррентная магнитная буря [43]. Хотя такой долгосрочный прогноз не очень точен, т.к. не все взрывы на Солнце являются геоэффективными. Более геоэффективны взрывы, происходящие вблизи солнечного диска. Намного точнее кратковременные (1-5 дневные), т.н. оперативные, прогнозы. Прогнозы дадут возможность запланировать различные

лечебные мероприятия и этим уменьшить или избежать негативное влияние магнитных бурь на здоровье человека.

На сегодня прогнозирование магнитной бури означает определение времени ее начала и интенсивности, и ничего не известно о биоэффективности данной бури, т.к. биоэффективность не определяется однозначно интенсивностью магнитной бури. Предположительно, данные о биоэффективности магнитной бури за 1-3 суток до начала можно получить изучением резонансных частот Шумана и Алвена на основании изменения режима инфранизкочастотного электромагнитного поля, которое фактически начинается с момента солнечного взрыва (с опозданием ~8 мин.). От того, каковы фоновые изменения инфранизкочастотного электромагнитного поля по прогнозу магнитной бури (за 2-3 суток) во многом зависит биоэффективность бури, которая определяет характер превентивных медицинских мероприятий.

Прогнозирование магнитной бури обязательное, но недостаточное условие для проведения эффективных превентивных мер, т.к. не существует двух абсолютно идентичных магнитных бурь, каждая из них индивидуальна и у каждой свой «почерк», что выявляется в особенностях возмущения характеристик ионосферы и магнитосферы и в вариациях естественного электромагнитного поля в биосфере. Кроме того, индивидуальность магнитной бури выявляется и в том, что интенсивность и количество сопутствующих буре явлений различны для каждой отдельной бури. Индивидуальность магнитных бурь указывает на то, что для избежания или ослабления их вредного воздействия неоправданно использование одного и того же превентивного метода для всех магнитных бурь, т.к. это неэффективно.

Поскольку максимальная биотропность в отношении инфарктов и инсультов создается сильными магнитными бурями, которые сопровождаются форбуш-эффектом, изменением ориентации компоненты B_z межпланетного магнитного поля, когда она принимает отрицательные значения [5, 17,18], то для прогнозирования вредной для человека биотропной обстановки могут использоваться изменения компоненты B_z солнечного ветра, а также наблюдения за изменениями интенсивности облучения Земли космическими лучами.

Следовательно, для выработки эффективных превентивных мер защиты от вредного воздействия магнитных бурь, обязательно проведение мониторинга одного из основных экологических факторов - суточных вариаций низкочастотной компоненты естественного электромагнитного поля Земли. Без таких наблюдений даже удачный прогноз начала и интенсивности магнитной бури не даст возможности разработать эффективные меры по предотвращению ее неблагоприятного воздействия. Основная причина в том, что биоэффект магнитной бури не определяется единственно ее интенсивностью, и характер связанных с ней изменений электромагнитных параметров не одинаков для всех бурь. Без учета этого одинаковые превентивные меры для всех магнитных бурь будут малоэффективны и не помогут человеческому организму без потерь перенести созданные магнитной бурей тяжелые условия. Для каждой конкретной магнитной бури необходим перечень основных превентивных мер, которые основываются, начиная с момента взрыва на Солнце, на знании характера изменения электромагнитного состояния биосферы на протяжении всех трех фаз развития магнитной бури в реальном времени.

Проведение такого рода наблюдений связано с экспериментальными трудностями, особенно это относится к микропульсациям магнитного поля Земли и инфранизкочастотным (0,001 – 40 Гц) электромагнитным волнам резонаторов Шумана и Алвена. Этим объясняется то, что на сегодняшний день только в Томском физико-техническом институте осуществляют мониторинг изменений электромагнитной погоды биосферы. Для устранения вредного воздействия магнитных бурь и выработки эффективных мер защиты необходимо, чтобы в стране работала служба наблюдений за электромагнитной погодой.

Литература

1. А.Л. Чижевский. Эпидемические катастрофы и периодическая деятельность Солнца. М. 1931. С. 56.
2. А.Л. Чижевский. Модификация нервной возбудимости под влиянием пертурбации во внешней среде. Рус.-нем. журнал. Берлин. 1928. 4. №8. С. 431-452.
3. А.Л. Чижевский. Фактор, способствующий возникновению и распространению психозов. Рус.-нем. журн. Берлин. 1928. 4. №8. С. 343-352
4. А.Л. Чижевский. Земное эхо солнечных бурь. М. Мысль, 1-е изд. 1979, 2-е изд. 1976. С. 337.
5. Т.К. Бреус, С.И. Раппопорт. Магнитные бури (медико-биологические и геофизич. аспекты). М. Советский спорт. 2003.
6. М.Н. Гневывшев, К.Ф. Новикова, А.И. Оль, Н.В. Токарева. "Скоропостижная смерть от сердечно-сосудистых заболеваний и солнечная активность." Влияние солнечной активности на атмосферу и биосферу Земли. М. Наука 1971. С. 179-187.
7. Л.Э.Лауцевичус, Я.П. Юшенайте, С.И. Блинстроубас. "Некоторые показатели солнечной активности, возмущения геомагнитного поля и сердечно-сосудистые катастрофы". Влияние солнечной активности на атмосферу и биосферу Земли. М. Наука 1971. С. 178-189
8. С.М. Чибисов, Т.К. Бреус, А.Е. Левитин, Г.М. Дрогова. "Биологические эффекты планетарной магнитной бури." Биофизика. 1995. Т. 40. Вып. 5. С. 959-968.
9. К.Ф. Новикова, Б.А. Рывкин. "Солнечная активность и сердечно-сосудистые заболевания". Влияние солнечной активности на атмосферу и биосферу Земли. М. Наука 1971. С. 165-179.
10. К.Ф. Новикова, В.М. Бояков, Ю.П. Михеев, Н.Р. Поволоцкая, Н.П. Толкачева, Л.И. Плюто. "Вопросы адаптации и солнечная активность". Проблемы космической биологии. т. 43., Влияние солнечной активности на биосферу. М. Наука. 1982. С.9-47.
11. S.A.C. Malin, B.J. Srivastava. "Correlation between heart attacks and magnetic activity." Nature. 1979. №277. PP. 646-648.
12. W. Otto, W.E. Hempel, C.U. Wagner, A. Best. "Einige periodische und aperiodische Variationen der Herzinfarktsterblichkeit in der DDR" Zeitschrift fuer die Gesmante Innere Medizin und Yhre Greensgebite. 1982. №37. PP. 756-763.
13. E. Stupel, J. Pettrauskene, R. kaledine, S. Domarkiene, E. abramson, J. Sulkes. "Distribution of death from ischemic heart disease and stroke. Environmental and again influances in men and vomen". J. of Basic and Clinical Physiology and Pharmacology. 1996. №7. PP. 303-319.
14. M.A. Persinger, C. Psych. "Sudden Unexpected death in epileptics following sudden, intense increases in geomagnetic activity: prevalens of effect and potencial mechanisms. International Journal of Biometeorology 1995. №38. PP. 180-187.
15. J.Strestik, J.sitar. "The influence of heliogeophysycal and meteorological factors on sudden cardiovascular mortality". In Proceed, Of 14th Intren. Congress of Biometeorologi, Part 2. Vol 3. September 1-8, 1996, Ljubliana, Sloveni. PP. 166-173.
16. V.L. Feigin, Yu.P. Nikitin, T, E. Vinogradova. "Solar and geomagnetic activity: are there assotiations with stroke occurence? " Cerebrovascular Disease. 1977. №7. PP. 345-348.
17. Дж. Вилорези, Т.К. Бреус, Л.И. Дорман, Н. Юччи, С.И. Раппопорт. " Влияние межпланетных и геомагнитных возмуцкний на возрастание числа клинически тяжелых

- медицинских патологий (инфарктов миокарда и инсультов).“ Биофизика, 1995. Т. 40. вып. 5. С. 983-993.
18. Дж. Вилорези, Н.г. Птицина, М.И. Тясто, Н. Ючки. “Инфаркт миокарда и геомагнитные возмущения: анализ данных о заболеваемости и смертности.“ Биофизика, 1998. Т. 43. вып. 4. С. 623-631.
 19. Д.А. Пикин, Ю.И. Гурфинкель, В.Н. Ораевский. “Влияние геомагнитных возмущений на свертывающую систему крови у больных ишемической болезнью сердца и возможность медикаментозной коррекции.“ Биофизика, 1998. Т. 43. Вып. 4
 20. В.Г. Бардов, р.а. Габович, И.И. Никберг. “К проблеме связи частоты возникновения гипертонических кризов с изменением активности и напряженности магнитного поля.“ Гигиена и санитария. 1977. №8. С. 111-115.
 21. Р.М. Беленная, С.А.Каражаева. “Влияние метеорологических и гелиогеофизических факторов на частоту развития инсультов в Ленинграде.“ Ж. Невропатология и психиатрия. 1979. Т.78. Вып. 9. С. 1329-1333.
 22. В.П. Исхаков. “К вопросу о возможной связи между шизофренией и солнечной активностью.“ Солнце, электричество, жизнь. М. Изд. МОИП, 13-16, 1976.
 23. Ю.Е. Вельтишев. Рост ребенка: закономерности, нормальные вариации, соматотипы, нарушения и коррекция. М. 80. С. 1998.
 24. П.Е. Григорьев, Н.И. Хорсева. “Геомагнитная активность и эмбриональное развитие человека.“ Биофизика, Т. 46. №5. С. 919-921. 2001.
 25. А.В. Любарский, П.Е. Григорьев, Н.И. Хорсева. “К вопросу о влиянии геомагнитной активности в период эмбриогенеза на развитие психических расстройств.“ Архив психіатрії № 3 (30) С. 85-88. 2002.
 26. Н.И. Хорсева, П.Е. Григорьев. “Возможная роль гелиогеофизических факторов в развитии симптомокомплекса послеродовой энцефалопатии.“ Журн. Геофизич.-е процессы в биосфере. 2005. Т. 4. №1/2. С. 98-100.
 27. Н.А. Темурьянц, В.Б. Макеев, О.Г. Тишкин. “Влияние солнечной активности на заболеваемость и смертность от болезней сердечно-сосудистой системы. “ Сов. медицина 1982. №10. С. 66-72.
 28. Б.М. Яновский. Земной магнетизм. Л. Изд-во ЛГУ. 1978. 592с.
 29. Космос и эпидемии. Дмитрий Солонцев. soloncev@narod.ru
 30. А.Л. Чижевский. Эпидемические катастрофы и периодическая деятельность Солнца. М. 1931.
 31. А.Л. Чижевский. Земное эхо солнечных бурь. М. 1976.
 32. А.Л. Чижевский. “Фактор способствующий возникновению и распространению психозов.“ Рус.-нем. журнал “Берлин“. 1928. №3. С. 343- 352.
 33. В.Г. Сидякин, Н.А. Темурьянц, В.Б. Макеев, М.Б. Владимирский. Космическая экология. Киев, Наук.Думка, 1985. С. 176.
 34. Ю.С. Николаев, Я.Я. Рудаков, С.М. Мансуров, Л.Г. Мансурова. “Секторная структура межпланетного поля и нарушения деятельности центральной нервной системы.“ Проблемы космической биологии, 1982. Т. 43. С. 51-59.
 35. В.И. Одинцов, А.А. Конрадов. “Роль секторной структуры межпланетного магнитного поля в геофизических, физико-химических и биофизических процессах.“ Журнал Геофизические процессы и биосфера. 2005. Т. 4. №1/2. С. 5-17.

36. Ю.С. Загускин, В.Н. Иванов. “Исследование связи солнечной активности и тяжести последствий дорожно-транспортных происшествий в Москве.” Проблемы космической биологии. 1982. Т. 43. С. 59-63.
37. А.А. Конрадов, О.П. Кономийцев, Г.С. Иванов-Холодный, В.Г. Петров. “Особенности статистики авиационных аварий и ее связь с геомагнитной активностью.” Журнал Геофизические процессы и биосфера. 2005, т. 4, №1/2 с. 121-124.
38. А.Н. Гусев, Б.М. Кужевский, А.М. Мерзлый, О.Н. Нечаев, Е.А. Сигаев, В.А. Шмыгов. “Анализ связи нейтринного поля Земли с авиационными событиями.” Журнал Геофизические процессы и биосфера. 2005. Т.4. №1/2. С. 117-120.
39. А.С. Пресман. Электромагнитные поля и живая природа. М. Наука, 1968, с. 288.
40. У.Р. Эйди. Физиология человека. 1975. Т. 1. С. 59.
41. О.В. Хабарова. “Биоэффективные частоты и их связь с собственными частотами живых организмов.” Биомедицинские технологии и радиоэлектроника, 2002. №5. С. 56-66.
42. Н.А. Агаджанян., И.Г. Власова. “Влияние инфранизкочастотного магнитного поля на ритмику нервных клеток и их устойчивость к гипоксии.” Биофизика, 1992. Т. 37. №4. С. 681-687.
43. С.И. Акасофу, С. Чепмен. Солнечно-земная физика. М. Мир. 1974. Т. 1. С. 384.
44. Б.Е. Брюнелли, А.А. Намгаладзе. Физика ионосферы. М. Наука. 1988. С. 528.
45. Космическая геофизика (Под ред. А.Эгеланда, О. Холтера, А. Омхольта). М. Мир, 1976.
46. А.Г. Колесник, А.С. Бородин, С.В. Побаченко. “Резонансный механизм солнечно-земных связей.” Изд. вузов, Физика. 2003. №8. С. 23-30.
47. П.В. Блиох, А.П. Николаенко, Ю.Ф. Филиппов. Глобальные электромагнитные резонансы в полости Земля-ионосфера. Киев, Наукова думка. 1977. С. 200.
48. J.M. Wilcox, N.F. Ness. “Solar Wind Sector Structure.” J. Geophys. Res. 1965. V. 70. PP. 5797.
49. J.M. Wilcox, D.S. Golburn. “Interplanetary magnetic sector structure 1962-1967.” J. Geophys. Res. 1969. V. 74. PP. 2394.
50. А.В. Гульельми, В.А. Троицкая. “Геомагнитные пульсации и диагностика магнитосферы”, М. Наука. 1973. С. 208.
51. Н.Г. Птицина, Дж. Вилорези, Л.И. Дорман, Н. Юччи, М.И. Тясто. “Естественные и техногенные низкочастотные магнитные поля как фактор потенциально опасный для здоровья.” УФН, 1988. Т 168. №7. С. 767-791.
52. В.О. Ашкенази. Ритмы мозга. <http://www.inventors.ru>
53. Ханс Брюгеманн. Волны Шумана – реальный экологический фактор. http://aovzlet.ru/con_emb_opiska.html
54. П.П. Беляев и др. Изв.вузов. Радиофизика. 1977. Т 40. С.1305.
55. П.П. Беляев и др. “Новые электромагнитные ритмы ближнего космоса.” В сборнике Российская наука: выстоять и возродиться. РФФИ. М. Наука. Физматлит. 1997. С. 145-152.
56. Д.Д. Сытинский. “О связи землетрясений с солнечной активностью “ Изв. АН СССР, Физика Земли. 1989. №2. С. 13-30.
57. А.Ф. Сытинский. Связь сейсмичности Земли с солнечными процессами. Л. Гидрометеоздат. 1987. С. 100.
58. O.A. Molchanov, Yu. A. Kopytenko, P.M. Voronov, E.A. Kopytenko, T.G. Matiashvili, A.C. Fraser-Smith, A. Bernardi. “Results of ULF magnetic field measurements the epicenters of the Spitak ($M_s=6, 9$) and Lomo Prieta ($M_s=7, 1$) earthquakes: comparative analysis.” Geophysical Research Letters. 1992. V. 19, №14. PP. 1495-1498.

59. Yu. A. Kopytenko, T.G. Matiashvili, P.M. Voronov, E.A. Kopytenko, O.A. Molchanov. "Detection of ultralow-frequency emissions connected with the Spitak earthquake and it's after-shok activity, based on geomagnetic pulsations dat at Dusheti and Vardzia observatories. " Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1993. 77. PP. 85-95.
60. З.С. Шарадзе, Г.А. Джапаридзе, З.К. Жвания, Н.Д. Квавадзе, Г.Б. Киквилашвили, З.Л. Лиадзе, Т.Г. Матиашвили, И.В. Мосашвили, Н.Ш. Николаишвили. "Возмущения в ионосфере и геомагнитном поле, связанные со Спитакским землетрясением." Изв. АН СССР, Физика Земли. 1991. №11. С. 106-116.
61. З.С. Шарадзе, Г.А. Джапаридзе, Т.Г. Матиашвили, Н.В. Мосашвили. "Сильные землетрясения и связанные с ними возмущения в ионосфере и магнитном поле." Изв. АН СССР, Физика Земли. 1989. №1. С. 20-32.
62. С.О. Hines. " Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights. " Canada J. Phys. 1960. 38. 11. PP. 1441-1481.

ელექტრომაგნიტური ამინდის ცვალებადობა ბიოსფეროში და მისი ზეგავლენა ადამიანის ჯანმრთელობაზე

საყვარელიძე ე. შარაძე ზ., მირიანაშვილი ქ, ღლონტი ლ.

რეზიუმე

ნაშრომში განხილულია ადამიანის ჯანმრთელობაზე ელექტრომაგნიტური ამინდის ცვლილების ზემოქმედების პრობლემა. მოყვანილი მრავალრიცხოვანი მონაცემები ამოწმებენ მზის აქტიურობის უარყოფით მოქმედებას განსაკუთრებით ადამიანის სისხლძარღვთა და ნერვიულ სისტემებზე. ძირითადი ყურადღება ექცევა ადამიანის ორგანიზმზე მაგნიტური ველის შეშფოთებების მოქმედების მექანიზმს. ეს ზემოქმედება შეიძლება იყოს განსორციელებული ინფორმაციული მექანიზმის მეშვეობით, როცა ირღვევა სინქრონული კავშირი ეგზოგენურ "წამყვან" ბუნებრივ რითმებსა და ენდოგენურ ბიორითმებს შორის, რაც იწვევს ენდოგენური ბიორითმების დესინქრონიზაციას და ამის შედეგად ჯანმრთელობის გაუარესებას. ადამიანის ორგანიზმის ცალკეული სისტემების მიერ გენერირებული ინფრადიდიანი ელექტრომაგნიტური ველების მთავარი ჰარმონიკების სიხშირეების დამთხვევა შუბანის, ალვენის ბუნებრივი რეზონატორებისა და მოკლეპერიოდიანი მაგნიტური დარღვევების რეზონანსულ სიხშირეებთან აძლევს იმის საფუძველს რათა ადამიანის ჯანმრთელობაზე მაგნიტური ქარიშხლების უარყოფითი გავლენა ახსნილიყოს ინფრადიდიანი სიხშირეების სუსტი ბუნებრივი ველების ინფორმაციული გავლენით.

+

CHANGE OF ELECTROMAGNETIC WEATHER IN THE BIOSPHERE AND ITS IMPACT ON THE HUMAN HEALTH

Sakvarelidze E, Sharadze Z, Mirianashvili K, Glonti L

Abstract

A problem on the impact of changes of the electromagnetic weather on human health is given in this work. There are numerous data confirmative the negative effect of solar activity, especially in the cardiovascular and nervous system of human body. Special attention is paid to the mechanism of action the magnetic field disturbances on the human body. This impact can be through an information mechanism when disturbed synchronous communication between exogenous "leading" natural rhythms and endogenous biorhythms, causing desynchronization of endogenous biological rhythms, and, as a consequence, the deterioration of health. Matching the main harmonic frequencies infralow electromagnetic fields generated by separate systems of the human body, with the values of the resonant frequencies of the natural resonators Schumann and Alven and short –periodic magnetic disturbances was the basis to explain the negative effects of magnetic storms on health information influence of infralow-frequency weak natural fields

Низкочастотные магнитоградиентные электромагнитные волны (МГВ) в переходном слое магнитосферы Земли (волны Толстого-Хантадзе)

З.А. Кереселидзе

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

Модельные уравнения и физические предпосылки теории МГВ. Плазма солнечного ветра в основном состоит из малоэнергичных протонов и электронов, движущихся подобно сплошной газообразной среде. Одновременно с этим движением, заряженные частицы могут также участвовать в электромагнитном дрейфе. Этот эффект может проявляться как в межпланетном пространстве, так и в переходном слое между фронтом ударной волны и границей дневной стороны магнитосферы. Вблизи критической точки, т.е. в фокальной части переходного слоя происходит резкое торможение потока солнечного ветра. Поэтому, фокальную часть можно отождествить с застойной зоной Чаплыгина, в пределах которой плазму можно считать неподвижной [1]. Поэтому, в области вблизи границы магнитосферы крупномасштабные перемещения плазмы и низкочастотные электромагнитные колебательные процессы нужно моделировать в приближении двухжидкостной магнитной гидродинамики (МГД). В частности, к таким колебаниям относятся магнитоградиентные волны (МГВ) Толстого-Хантадзе, генерация которых возможна только в неоднородном магнитном поле и малой гидродинамической скорости при условии раздельного движения частиц противоположного знака. Все эти условия выполняются в застойной зоне и на экваториальной магнитопаузе, тонком образовании на границе магнитосферы.

В следующих разделах данной обзорной работы будет кратко показано, что, для раскрытия физического механизма и эффективного моделирования параметров МГВ, следует провести анализ инвариантов известных фундаментальных уравнений Гельмгольца [2,3]. Эти уравнения универсальны, т.е. пригодны для любой плазменной среды, удовлетворяющей критериям магнитной гидродинамики. В частности, они подходят как к слабо ионизированной ионосферной среде, так и к протонно-электронному солнечному ветру, который транспортирует вмороженное межпланетное магнитное поле (ММП). В первом приближении, когда трением между компонентами полностью ионизированной плазмы можно пренебречь, квазигидродинамические уравнения для протонов и электронов можно представить в раздельном виде:

$$Mn \frac{d\vec{V}}{dt} = -\nabla P + en\vec{E} + \frac{en}{c} [\vec{V}\vec{H}]; \quad (1)$$

$$mn \frac{dV_e}{dt} = -\nabla P_e - en\vec{E} - \frac{en}{c} [\vec{V}_e\vec{H}], \quad (2)$$

где e -элементарный заряд, M и m -массы протонов и электронов, \vec{V} и \vec{V}_e - их гидродинамические скорости, n -концентрация квазинейтральной плазмы, P и P_e -давление протонного и электронного газов, \vec{E} и \vec{H} - векторы напряженностей электрического и магнитного полей, c -скорость света.

Очевидно, что в околосземном космическом пространстве действием гравитационного притяжения Земли на заряженные частицы можно пренебречь. Кроме того, концентрация плазмы солнечного ветра настолько низкая ($n \approx 1-10 \text{ см}^{-3}$), что также можно пренебречь пространственными и временными изменениями его плотности. Следовательно, в солнечном ветре нет реальной силы, вызывающей стратификацию его плотности. Отсюда можно допустить, что гидродинамические скорости \vec{V}_e и \vec{V} являются соленоидальными векторами

$$\text{div}\vec{V}_e = 0; \text{div}\vec{V} = 0. \quad (3)$$

Данное допущение является существенным условием для моделирования МГВ, генерируемых в плазме солнечного ветра.

После сложения уравнений (1) и (2) и пренебрежения инерцией электронов, получим следующее МГД уравнение движения солнечного ветра

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\nabla \frac{(P+P_e)}{\rho} + \frac{1}{\rho c} [\vec{j}\vec{H}] = -\nabla \frac{(P+P_e)}{\rho} + \frac{1}{4\pi\rho} [\text{rot}\vec{H} \cdot \vec{H}], \quad (4)$$

где $\vec{j} = en(\vec{V} - \vec{V}_e)$ -плотность тока, $\rho = Mn = \text{const}$ -плотность солнечного ветра.

Если из уравнения Максвелла для плотности тока: $\text{rot}\vec{H} = \frac{4\pi}{c} \vec{j}$, определить скорость

электронов: $\vec{V}_e = \vec{V} - \frac{1}{en} \vec{j}$, получим обобщенный закон Ома

$$\vec{E} = -\frac{1}{c} [\vec{V}\vec{H}] + \frac{1}{enc} [\vec{j}\vec{H}] - \frac{1}{en} \nabla P_e. \quad (5)$$

Второе слагаемое в этом уравнении называют Холловским членом [4]. Именно из формулы (5) следует, что в двухжидкостном приближении в солнечном ветре всегда возникает поперечная электрическая проводимость, т.е. эффект Холла [5]. Далее, если применить операцию rot к уравнению (4), а в уравнении Максвелла: $\frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = -c \text{rot}\vec{E}$ подставить выражение (5), получим замкнутую систему модельных уравнений Гельмгольца для вихря скорости $\text{rot}\vec{V} = \vec{\Omega}$ и магнитного поля \vec{H}

$$\frac{\partial \vec{\Omega}}{\partial t} - \text{rot}[\vec{V} \cdot \vec{\Omega}] = \vec{G}; \quad \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} - \text{rot}[\vec{V} \cdot \vec{H}] = -\frac{Mc}{e} \vec{G}, \quad (6)$$

$$\text{где } \vec{G} = \text{rot} \frac{1}{4\pi\rho} [\text{rot} \vec{H} \cdot \vec{H}].$$

После сложения уравнений (6) получим обобщенное уравнение Гельмгольца, справедливое для двухкомпонентной плазмы солнечного ветра

$$\frac{\partial(\vec{\Omega} + \vec{\Omega}_i)}{\partial t} = \text{rot}[\vec{V} \cdot [\vec{\Omega} + \vec{\Omega}_i]], \quad (7)$$

где $\vec{\Omega}_i = \frac{e\vec{H}}{Me}$ -циклотронная частота протонов.

Из уравнения (7) следует, что магнитное поле \vec{H} , которое до взаимодействия с магнитосферой было полностью заморожено в солнечный ветер, в случае наличия эффекта Холла будет лишь частично “заморожено” в его протонную компоненту [3,5]. Действительно, вводя скорость электронов во второе уравнение (6), получим

$$\frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = \text{rot}[\vec{V}_e \vec{H}], \quad (8)$$

что означает полную “замороженность” магнитного поля в электронную компоненту плазмы солнечного ветра.

Согласно теории и как показали результаты наблюдений и численных экспериментов (компьютерные симуляции), крупномасштабная МГД картина обтекания магнитосферы при спокойном и мало возмущенном солнечном ветре является практически стационарной [6,7,8]. Поэтому, если исключить фокальную часть и магнитный пограничный слой, т.е. магнитопаузу, где неоднородности скорости солнечного ветра и геомагнитного поля особенно существенны, для остальной части переходного слоя справедливой является замкнутая система идеальной (недиссипативной) одножидкостной магнитной гидродинамики

$$(\vec{V}\nabla)\vec{V} = -\nabla \frac{P'}{\rho} + \frac{(\vec{H}\nabla)\vec{H}}{4\pi\rho}, \quad (9)$$

$$(\vec{V}\nabla)\vec{H} = (\vec{H}\nabla)\vec{V}, \quad (10)$$

где $P' = P + \frac{H^2}{8\pi}$ - полное давление, состоящее из газодинамического давления потока солнечного ветра и магнитного давления ММП.

В частном случае, если в солнечном ветре выполняется условие параллельности векторов скорости и ММП, т.е. когда $\vec{V} = k\vec{H}$ ($k = \text{const}$), система уравнений (9) и (10) сводится к одному уравнению, по форме совпадающему со стационарным гидродинамическим уравнением движения обычной недиссипативной среды [2]

$$\left(1 - \frac{k^2}{4\pi\rho}\right) (\vec{V} \nabla) \vec{V} = -\nabla \frac{P'}{\rho}. \quad (11)$$

Точное решение стационарного уравнения (11) в случае $\frac{k^2}{4\pi\rho} = 1$ имеет вид

$$\vec{V} = \frac{\vec{H}}{\sqrt{4\pi\rho}}; \quad P' = P + \frac{H^2}{8\pi} = const. \quad (12)$$

Из этого решения [9,10], справедливого для любого соленоидального вектора \vec{V} , следует важное заключение: в переходном слое на дневной стороне магнитосферы, всюду, за исключением магнитопаузы и застойной зоны, полное давление P' в потоке солнечного ветра остается постоянным. Это означает, что в этой области пространства полностью уравниваются кинетическая энергия потока солнечного ветра и давление в замороженного ММП.

Согласно [6,7,11,12], в случае симметричного обтекания магнитосферы солнечным ветром, условие параллельности векторов \vec{V} и \vec{H} -скорости солнечного ветра и ММП не является слишком жестким требованием. Поэтому решение (12) является вполне справедливым не только для спокойного, но и для маловозмущенного солнечного ветра. Прежде всего необходимо отметить, что обсуждаемое фундаментальное решение уравнения (11) было получено для идеально проводящей среды. Оно носит название магнито-вихревых колец Альвена, т.к. под ним подразумевается, что всегда существует отличная от нуля завихренность скорости. Это решение можно также считать качественной моделью для задания невозмущенного состояния намагниченной плазмы при решении некоторых практически важных задач динамики ионосферы [2]. Отметим, что в этой внутренней структуре магнитосферы система МГД уравнений сводится к системе волновых уравнений, определяющих различные типы МГВ. Также, в работе [3] было показано, что на центральном участке экваториальной магнитопаузы, как и в ионосфере, тоже выполняются все условия, необходимые для генерации МГВ. Отметим, что полноценный анализ волновых уравнений, оказавшихся справедливыми как для ионосферной среды, так и для пограничных структур магнитосферы, был дан в работе [17].

Таким образом, область генерации МГВ является достаточно широкой и охватывает различные структурные элементы магнитосферы. Однако, в переходном слое, в отличие от слабо ионизированной ионосферы, физический механизм генерации МГВ соответствует полностью ионизированной электронно-протонной плазме. При этом эти условия требуют малости гидродинамической скорости, что имеет место только вблизи критической точки магнитосферы. Наряду с последним требованием, для корректности допущения, отождествляющего магнитопаузу с магнитным пограничным слоем Земли, следует отказаться от условия замороженности ММП в солнечный ветер. Такое условие считается достаточно обоснованным для переходного слоя, т.к. на фронте головной ударной волны перед магнитосферой происходит скачок термодинамических параметров солнечного ветра, после чего он приобретает магнитную вязкость. Экспериментально подтверждено, что из-за кинетической неустойчивости плазмы вблизи границы магнитосферы магнитная вязкость может аномально возрастать уже на магнитопаузе [14]. Следовательно, для моделирования МГВ в граничных структурах переходного слоя надо пользоваться системой уравнений Гельмгольца (6), которая воспринимает диссипативный характер солнечного ветра. Фактор вязкости может проявляться как в неоднородности гидродинамического поля скоростей, так и в неоднородности

распределения магнитного поля на магнитопаузе. Точное моделирование этих полей не представляется возможным из-за непреодолимых математических осложнений. Однако в случае конечной, хотя и очень высокой, электрической проводимости солнечного ветра топологию течения в фокальной части переходного слоя можно определить в кинематическом приближении. Для этого в различных теоретических работах, а также в численном эксперименте, были использованы различные модификации кинематической модели Паркера [7,15,16]. Подобно модели застойной линии Пудовкина-Семенова и клиновидной модели магнитосферы, являющейся следствием модели застойной зоны, модель Паркера и ее модификация Соннерупа-Приста воспринимают эффект торможения потока плазмы солнечного ветра вблизи критической точки магнитосферы [6,17]. Из этих моделей, каждая из которых имеет определенные достоинства, наиболее удобной, по нашему мнению, является модель застойной зоны, способствующая простому представлению о специфике тех условий, выполнение которых необходимо для генерации МГВ [1,6,18]. Введение застойной зоны, подменяющей фокальную область переходного слоя, действительно существенно упрощает гидродинамическую картину крупномасштабного ламинарного течения плазмы в пространстве перед магнитосферой. Главным элементом этой картины, согласно Чаплыгину, будет являться неподвижная плазма конечного объема, подменяющего фокальную часть переходного слоя.

Для математического моделирования МГВ в переходном слое воспользуемся прямоугольной системой координат, центр которой находится в критической точке магнитосферы. Ось X этой системы направлена вдоль границы экваториального сечения магнитосферы, ось Y - от критической точки к Солнцу, ось Z - вдоль спрямленной центральной силовой линии геомагнитного поля. Поле скоростей плазмы и геомагнитное поле, возмущенное фактором ММП, в фокальной области и на экваториальной магнитопаузе представим следующей моделью [19]

$$\vec{V} = V_y(x)\vec{j}, \quad \Omega_z(x,t) = \text{rot}_z \frac{\partial V_y}{\partial x}, \quad \vec{H} = H_z(y)\vec{k} + h_z(x,t)\vec{k},$$

$$\frac{e}{Mc} h_z = \frac{\partial A_y}{\partial x}, \quad \frac{e}{Mc} \frac{\partial H_z}{\partial y} = \beta_H = \text{const}, \quad (13)$$

где A_y - компонента вектор-потенциала магнитного поля, β_H - параметр неоднородности магнитного поля (т.н. магнитный параметр Россби). Этот параметр назван по аналогии с обычным параметром Россби, характеризующим неоднородность угловой скорости вращения Земли [2,20,21].

При помощи (13) система уравнений (6) сводится к следующей системе волновых уравнений с ненулевой завихренностью скорости и плотности тока

$$\frac{\partial^2 v_y}{\partial t \partial x} = C_H \frac{\partial^2 A_y}{\partial x^2}; \quad \frac{\partial^2 A_y}{\partial t \partial x} + \beta_H v_y = -\delta C_H \frac{\partial^2 A_y}{\partial x^2}, \quad (14)$$

где $C_H = \frac{c}{4\pi en} \frac{\partial H_z}{\partial y}$ - фазовая скорость МГВ (C_H - магнитоградиентная волна Хантадзе).

Безразмерное число δ введено для удобства: при $\delta = 1$ эффект Холла в волновых процессах играет существенную роль, при $\delta = 0$ влиянием эффекта Холла можно пренебречь.

Если воспользоваться подвижной системой координат: $\theta = x - C_\varphi t$, где $C_\varphi = \omega/k_x$ - фазовая скорость МГВ произвольного типа (ω -частота колебаний, k_x - x -компонента волнового вектора), из уравнений (14) легко получим уравнение для свободных колебаний линейного осциллятора (аналогичное уравнение получается и для A_y)

$$\frac{d^2 v_y}{d\theta^2} + \frac{\beta_H C_H}{(C_\varphi - \delta C_H) C_\varphi} v_y = 0. \quad (15)$$

В решении уравнения (14) после подстановки в виде плоской волны: $v_y = v_{0y} \cos k_x \theta = v_{0y} \cos k_x (x - C_\varphi t)$, будут присутствовать параметры, характеризующие неоднородность магнитного поля. Действительно, данное представление приводит к следующему дисперсионному уравнению

$$C_\varphi^2 + \delta |C_H| C_\varphi - |C_H| C'_p = 0, \quad (16)$$

где $C'_p = -\beta_H/k_x^2 > 0$ - скорость магнитоградиентной волны типа волны Россби, $k_x = 2\pi/\lambda$ (λ - длина волны, определяемая линейным масштабом либо застойной зоны, либо магнитопаузы).

Из дисперсионного уравнения (16) следует, что при наличии эффекта Холла ($\delta = 1$), т.е. в двухжидкостном приближении для плазмы солнечного ветра, в вышерассматриваемых структурах переходного слоя могут существовать два типа МГВ:

быстрые магнитоградиентные волны

$$C_\varphi = C_+ = -\left(\frac{|C_H|}{2} + \sqrt{\frac{C_H^2}{4} + |C_H| C'_p} \right), \quad (17)$$

медленные магнитоградиентные волны

$$C_\varphi = C_- = -\frac{|C_H|}{2} + \sqrt{\frac{C_H^2}{4} + |C_H| C'_p}. \quad (18)$$

Таким образом, МГВ типа (17) и (18), определенные для магнитного пограничного слоя Земли и фокальной части переходного слоя [3,19], оказались ранее неизвестными модами магнитосферных низкочастотных электромагнитных колебаний. Однако, в этой области может существовать также и стоячая магнитоградиентная волна, возникающая в случае отсутствия эффекта Холла. Действительно, при $\delta = 0$, т.е. в одножидкостном приближении, из уравнения (16) получим

$$C_\varphi^2 = -C'_p C_H = \frac{1}{4\pi m n} \left(\frac{\partial H_{0z}}{\partial y} \frac{1}{k_x} \right)^2 = C_n^2, \quad (19)$$

т.е.

$$C_n = \pm \frac{1}{\sqrt{4\pi M n}} \frac{\partial H_{0z}}{\partial y} \frac{1}{k_x}. \quad (20)$$

Очевидно, что и эта волна, подобно волнам (17) и (18), имеет электромагнитную природу и также может считаться отдельной ветвью магнитосферных электромагнитных колебаний.

В переходном слое МГВ типа C_+ и C_- представляют собой бегущие электромагнитные волны, которые распространяются в экваториальной плоскости магнитосферы. В этих волнах колеблются заряженные частицы одного знака, движущиеся в противоположные стороны экваториальной магнитопаузы, из-за разделения протонов и электронов в перпендикулярном геомагнитном поле. Следовательно, колебания частиц являются поперечными, т.к. происходят перпендикулярно экваториальной плоскости геомагнитного диполя, вдоль его силовых линий. Физической причиной существования таких МГВ волн является сила Ампера, которую, в двухжидкостном приближении, при пренебрежении давлением электронов, согласно (5), можно

представить в виде $\vec{F}_A = \frac{[\vec{v} \cdot \vec{H}_0]}{4\pi mc} = [\vec{v} \cdot \vec{\omega}_i]$, где присутствуют: относительная скорость $\vec{u} = \vec{v} - \vec{v}_{d_e}$, где $\vec{v}_{d_e} = \frac{c[\vec{E} \vec{H}_0]}{H_0^2}$, скорость электромагнитного дрейфа и $\vec{\omega}_i = \frac{eH_0}{Mc}$ -циклотронная частота протонов. Таким образом, \vec{F}_A по форме совпадает с силой Кориолиса $\vec{F}_K = [\vec{v} \cdot 2\vec{\omega}_e]$. Однако, это сходство является чисто внешним: планетарные волны Россби генерируются за счет неоднородности угловой скорости вращения Земли $\vec{\omega}_e$, в то время, как магнитоградиентные волны в переходной области магнитосферы возбуждаются из-за неоднородности магнитного поля. При этом, часть \vec{F}_A , обусловленная электрическим дрейфом (т.е. вихревым электрическим полем \vec{E}), будет возбуждать МГВ типа C_+ -волны в электронной компоненте плазмы, в то время, как другая часть, связанная со скоростью течения протонов \vec{v} (т.е. динамо-полем $\vec{v}_{d_i} = \frac{[\vec{v} \cdot \vec{\omega}_e]}{c}$), генерирует МГВ типа C_- -волны в протонной компоненте солнечного ветра. В одножидкостном приближении ($\delta=0$) сила Ампера в уравнении (6) действует в качестве независимой пондеромоторной силы, не связанной с движением компонент солнечного ветра. Следовательно, в этом случае будем иметь только МГВ типа C_n - стоячей волны (19).

Специфика условий генерации МГВ в переходном слое магнитосферы. Целью данного обзора является акцентировать внимание на аналогии между МГВ, генерированных в переходном слое магнитосферы и МГВ, генерированных в ионосфере. В отличие от гидродинамических уравнений тропосферы, имеющих пятый порядок по времени, общие уравнения магнитной гидродинамики, справедливые как для слабо ионизированной намагниченной ионосферной среды, так и для полностью ионизированного солнечного ветра, имеют восьмой порядок по времени. Это является следствием того, что в МГД случае к пяти определяющим элементам обычной гидродинамики (три компоненты скорости, температура, плотность) добавляются три компоненты магнитного поля. Поэтому, волновые процессы в ионосфере можно рассматривать как в гидродинамическом, так и в МГД приближениях. Поэтому, волны, генерируемые в ионосфере, являются как медленными и длиннопериодными (гидродинамические планетарные волны Россби) так и быстрыми (МГВ типа волн Россби), а также короткопериодными (обычные звуковые и магнитозвуковые волны) [2]. Однако, природа солнечного ветра, строго говоря, электродинамическая, и справедливыми являются только МГД уравнения для крупномасштабных процессов и уравнения кинетики на уровне плазменных возмущений. В первом из этих случаев возможна генерация, значительного по величине, магнитного поля, которое участвует в крупномасштабных волновых процессах и способно особенно эффективно влиять на частотный спектр коротковолновых электромагнитных колебаний. Быстрые планетарные МГВ имеют электромагнитную природу и сравнительно

высокие, по отношению к планетарным волнам Россби, частоты: $\bar{\omega} = (3-10^{-4} \text{сек}^{-1})$. Они перемещаются в ионосфере с фазовой скоростью более 1 км.сек^{-1} . Эти планетарные волны, качественно разнящиеся от магнитозвуковых волн, порождаются в ионосфере широтным градиентом геомагнитного поля $\vec{H}_0(r, \varphi)$, где r -расстояние от центра Земли до рассматриваемой точки, φ -широта. Отсюда становится понятным, почему эти волны получили название магнитоградиентных волн.

МГД критерием, определяющим генерацию МГВ в верхней ионосфере, является условие: $8\pi P_n / H_0^2 \ll 1$, где P_n - газодинамическое давление нейтральной среды. Этот критерий всегда выполняется в F -слое ионосферы (высоты 180-600 км). Поэтому, тут в волновых процессах электромагнитная упругость геомагнитного поля H_0 будет играть доминирующую роль, существенно превосходя гидродинамическую упругость среды. В E -области нижней ионосферы (70-130км), называемой также областью поперечной электрической проводимости Холла, выполняется обратное неравенство: $8\pi P_n / H_0^2 \leq 1$. Поэтому здесь, наряду с электромагнитной, важное значение приобретает гидродинамическая упругость, обусловленная сжимаемостью, стратификацией и вращением ионосферной среды вместе с Землей. Отметим, что, подобно динамике планетарных атмосферных неоднородных нестационарных ветровых течений, при моделировании крупномасштабных гидродинамических движений в нижней ионосфере, также необходимо учитывать крупномасштабное турбулентное состояние намагниченной среды и пондеромоторное действие на нее неоднородных электромагнитных сил. Совместное действие этих факторов, которые особенно сильно выражены из-за малой плотности, а также слабой ионизации и достаточно высокой электрической проводимости ионосферной среды, может порождать специфические волновые эффекты, отсутствующие в тропосфере. Именно совместное действие пространственно-неоднородных сил Кориолиса и Ампера в ионосфере может генерировать новый тип низкочастотных электромагнитных волн, в развитие теории которых особая заслуга принадлежит проф. А.Хантадзе. Существование МГВ особого типа в слабо ионизированной ионосферной среде впервые теоретически было независимо предсказано в работах [20,21]. Поэтому эти МГВ, которые, по аналогии с обычными планетарными атмосферными волнами Россби, были названы магнитными волнами типа планетарных атмосферных волн Россби, известны также как волны Толстого-Хантадзе. В дальнейшем, была показана возможность генерации МГВ также и в пограничной области магнитосферы, на магнитопаузе [3]. Существуют многочисленные признаки, несмотря на различные условия генерации, подтверждающие физическую идентичность МГВ в ионосфере и на границе магнитосферы. Однако, при практически полной подобности, существует также фактор отличия между МГВ в этих различных областях околоземного космического пространства. Например, в отличие от крайне разреженного солнечного ветра, в значительно более плотной, слабо ионизированной ионосферной среде, совместное действие неоднородного геомагнитного поля и холловской проводимости приводит, кроме генерации, также и к индукционному затуханию МГВ.

За последнее десятилетие теория МГВ в ионосфере была развита в многочисленных работах [19,22-28]. Следует особо отметить также работу [29], в которой была исследована линейная эволюция МГВ в сдвиговых зональных течениях (ветрах) в D , E и F - областях ионосферы. Оригинальность данной работы заключается в применении к ионосферной среде математического аппарата, который до сих пор использовался для астрофизических объектов. В частности, для объяснения нелинейного эффекта МГВ, был применен т.н. немодальный анализ волновых уравнений, преобразованных при помощи особой системы координат, движущейся вместе с фоновым ионосферным ветром. По мнению авторов, такой метод позволяет раскрыть

механизм взаимной трансформации волновых возмущений в D, E и F - слоях ионосферы. В частности, на основе численного моделирования были исследованы особенности взаимодействия магнитных волн Россби с фоновым ветровым течением. В результате было сделано заключение, что, присутствие в ионосферной среде геомагнитного поля, а также холловских и педерсеновских токов обеспечивает не только взаимодействие, но и улучшает энергообмен между МГВ и сдвиговым течением. Однако, в качестве критического замечания, следует отметить, что существование эффекта сдвига в ветровом течении на ионосферных уровнях, как экспериментального факта, согласно имеющейся информации вряд ли является достаточно обоснованным.

Теперь кратко рассмотрим вопрос, связанный с спецификой генерации МГВ на ионосферных уровнях. Применительно к этой области околоземного космического пространства удобной является система координат, ось x которой направлена вдоль параллели с запада на восток, y -вдоль меридиана с юга на север, $z = r - R$ -вдоль вертикали. В ионосфере различные типы МГВ определяют формулы, подобные (17), (18) и (20)

$$C_H = \frac{cH_E}{4\pi en} \frac{\sqrt{1+3\sin^2\theta}}{R_E}; C'_p = -\frac{SeH_E}{Mc} \frac{\sqrt{1+3\sin^2\theta}}{R_E k_x^2}; C_n = \pm \frac{\sqrt{SH_E}}{\sqrt{4\pi Mn_n}} \frac{\sqrt{1+3\sin^2\theta}}{R_E k_x}, \quad (21)$$

где $S = n/n_n$ - степень ионизации ионосферной плазмы, n_n -концентрация нейтралов, R_E -радиус Земли, $(\theta = \pi/2 - \varphi)$ -широта, H_E -значение геомагнитного поля на экваторе. В ионосфере появляются два магнитных числа Россби: β_1 и β_2 , которые соответствуют двум компонентам геомагнитного поля: $H_{0z} = -2H_E \cos\theta$, $H_{0y} = -H_E \sin\theta$. При пренебрежении кривизной силовых линий, они связаны соотношениями: $\partial H_{0z}/\partial y - \partial H_{0y}/\partial z = 0$, $\partial H_{0y}/\partial y + \partial H_{0z}/\partial z = 0$ ($\partial/\partial y = -R_E^{-1} \partial/\partial\theta$), следующими из уравнений Максвелла.

Таким образом, формулы (21) полностью определяют спектральные характеристики МГВ любого типа во всей области ионосферы. Например, оценки показали, что параметры быстрых МГВ, распространяющихся с фазовой скоростью $C_H = \omega_H/k_x$ в E -области ионосферы ($\delta = 1$), лежат в пределах: $\lambda \sim (10^3 - 10^4)$ км, $\omega_H \sim (10^{-1} - 10^{-4})$ с⁻¹, $C_H \sim (2 - 10)$ км.сек⁻¹.

Считается, что распространение быстрых планетарных волн сопровождается значительными (50-80нТл) пульсациями геомагнитного поля. Такие колебания в E -области ионосферы действительно наблюдаются на обсерваториях умеренных широт [32] и регистрировались космическими аппаратами [26]. Были также высказаны предположения, что длиннопериодные геомагнитные пульсации на более высоких и низких широтах, также могут быть связаны с прохождением МГВ. Однако, окончательного подтверждения этих предположений пока что не существует из-за неоднозначности, объективно возникающей в конкретных случаях при определении ионосферных механизмов колебаний геомагнитного поля. Однако, хотя до сих пор нет надежных экспериментальных подтверждений, существование МГВ в ионосфере нельзя отрицать. Присутствие в формулах (21) параметра R_E , как линейного масштаба неоднородности, подтверждает крупномасштабность МГВ в ионосфере. Поэтому, подобно обычным планетарным волнам Россби, МГВ могут играть существенную роль в синоптических и электродинамических процессах планетарного масштаба.

Утверждение исследователей МГВ, что прохождение в ионосфере быстрых и медленных магнитоградиентных волн подтверждено многочисленными прямыми и наземными наблюдениями, вызывает определенные сомнения. Экспериментальная информация о

планетарных очень низкочастотных электромагнитных волнах в ионосфере, данная в некоторых работах [30-38], по мнению ряда специалистов, не может однозначно свидетельствовать о генерации именно МГВ. В ионосферной среде могут одновременно существовать различные причины для возмущения геомагнитного поля, а также электромагнитные волны, источниками которых могут быть физические процессы в солнечном ветре и на Земле. В качестве примера достаточно указать на очень низкочастотное (ОНЧ) и крайне низкочастотное (КНЧ) электромагнитные излучения земного происхождения, которые многократно были зафиксированы из очагов будущих землетрясений [39-42].

Инвариант фундаментального уравнения Гельмгольца. Для раскрытия физического механизма генераций МГВ в любой пространственной структуре магнитосферы воспользуемся выражениями (7) и (8). В частности из выражения (7) следует, что в вышеиспользованной простой модели однокомпонентное магнитное поле связано с z -компонентой вихря скорости

$$\frac{d}{dt}(\text{rot}_z \vec{V} + \frac{e}{Mc} H_z(\gamma)) = 0 \quad (22)$$

(с учетом инерции электронов также можно представить и уравнение (8)).

Следовательно, решение уравнения (22) имеет вид

$$\text{rot}_z \vec{V} + \frac{e}{Mc} H_z(\gamma) = A = \text{const} \quad (23)$$

Полноценный анализ следствий инварианта (23) был проведен в работах Хантадзе [2,13]. Известно также качественное исследование этого инварианта применительно к магнитопаузе и фокальной части переходного слоя, где неоднородности \vec{V} и \vec{H} порождаются особенностями течения магнито-вязкой плазмы [6]. Результат сводится к следующему: неоднородность магнитного поля вызывает интенсификацию вихря скорости, таким же образом, каким в тропосфере неоднородность угловой скорости вращения Земли приводит к интенсификации крупномасштабных вихрей типа циклонов и антициклонов [2]. Было сделано заключение, что в застойной зоне перед магнитосферой и на экваториальной магнитопаузе, подобно ионосфере, из-за инерции электронов и протонов происходит неоднородное вращение заряженных частиц в магнитных вихрях. Этот эффект, определяющий проводимость Холла, может являться причиной генерации низкочастотных крупномасштабных МГВ.

Генерация МГВ в переходном слое магнитосферы. Исходя из общности инварианта уравнений Гельмгольца, физические качества МГВ в сверхразреженной плазме солнечного ветра, текущей в переходном слое, должны быть такими же, как и в слабо ионизированной ионосферной среде. Хотя характеристики плазмы в этих областях, как и степень их намагниченности, различны, например, C_H волны всюду представляют собой бегущие волны, распространяющиеся в поперечном к магнитному полю направлении. Это означает, что, колебания частиц плазмы происходят вдоль магнитного поля перпендикулярно к плоскости гидродинамического движения среды. При этом в C_H -волне колебательные движения совершают лишь намагниченные электроны относительно неподвижных протонов ($V_y = 0$). В этом случае (при $\delta = 1$) второе уравнение (14) замыкается и $C = C_H$. Тот же результат получим, если определим C_H -волны из инварианта (8), в котором можно подставить выражение

$\vec{V}_e = -\frac{1}{en} \vec{j}$ (в случае $V_y = 0$). В противоположность первому случаю, медленные бегущие $C_{p'}$ -

волны генерируются колеблющимися протонами при неподвижных электронах ($\vec{V}_e = 0$). В этих волнах протоны колеблются в том же направлении, что и электроны C_H -волны. Как это было показано в работе [3], на экваториальной магнитопаузе $C_{p'}$ -волны возможно являются причиной генерации устойчивых геомагнитных пульсаций типа P_c3 . Поэтому, при $\frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = 0$, что, согласно уравнению (8), означает неподвижность электронов, колебания протонов будут носить гидродинамический характер. Действительно в этом случае (при $\delta = 1$) первый член второго уравнения (14) обращается в ноль и система замыкается в виде известного гидродинамического уравнения Россби для скорости протонов V_y [2]

$$\frac{\partial^2 V_y}{\partial x \partial t} + \beta_H V_y = 0, \quad (24)$$

откуда следует, что $C_{p'} = -\frac{\beta_H}{k_x^2}$.

Именно этот тип волн, первоначально определенный для ионосферной среды, известен под названием планетарных магнитоградиентных волн Толстого-Хантадзе [20,21].

В противоположность первым двум типам МГВ, в стоячих C_H -волнах среда колеблется, как одно целое (одножидкостное приближение) [4]. В этом случае из второго уравнения (16) $C_\phi = \pm C_n$. Таким образом, с учетом эффекта Холла в двухжидкостном приближении имеем две собственные частоты МГВ: ω_H -для электронной компоненты и $\omega_{p'}$ -для протонной компоненты. В отсутствие эффекта Холла в одножидкостном приближении имеем также две гибридные частоты C_n -волн: $\pm \omega_n = \sqrt{-\omega_{p'} \omega_H}$, так как $\omega_{p'}$ -отрицательна ($\omega_{p'} = -\frac{\beta_H}{k_x}$), подкоренное выражение положительно. Наиболее вероятно, что все эти волны могут генерироваться на центральном отрезке экваториальной магнитопаузы, расположенном в основании фокальной области, скорость электромагнитного дрейфа частиц сравнима с гидродинамической скоростью солнечного ветра. Поэтому, тут необходимым является двухжидкостное приближение, которое хоть и меняет электродинамическую картину, но в принципе не вызывает существенных осложнений в задаче магнитного пограничного слоя Земли. Очевидно, что без аналитического моделирования параметров магнитопаузы определение частотного спектра МГВ в переходной области магнитосферы не представляется возможным.

В разное время специфические свойства МГВ в ионосферной среде исследованы в многочисленных работах Хантадзе и его коллег, где достаточно наглядно рассмотрены следствия фундаментального уравнения Гельмгольца (7) и (8). Они наглядно представляют механизм генераций поперечных волн $C_H, C_{p'}$ и C_n . Однако, в случае фокальной части переходной области и на магнитопаузе, в отличие от ионосферы, происходит взаимодействие дипольного геомагнитного поля с межпланетным магнитным полем. В результате этого меняется топология магнитных силовых линий. То же самое имеет место для линий тока плазмы солнечного ветра, крупномасштабное движение которого имеет ламинарный характер. В силу изменения топологии магнитного поля и поля скоростей на магнитопаузе, как и в ионосфере, должны возникать магнитные и гидродинамические вихри ($rot \vec{H} \neq 0, rot \vec{V} \neq 0$).

Следовательно, тут также должны генерироваться локальные электрические токи $\vec{j} = \frac{c}{4\pi} \text{rot}\vec{H}$.

Однако эти токи могут вносить свой вклад в глобальный поверхностный DCF-ток, осуществляющий экранировку геомагнитного поля [17]. Именно локальные токи являются источниками генераций низкочастотных магнитоградиентных волн C_H, C_p и C_n . Специфика этих токов заключается в том, что их интенсивность зависит от эффекта экранировки, который определяет неоднородность распределения магнитного поля на магнитопаузе. В отличие от них, локальные токи в магнитосфере могут порождаться пространственной неоднородностью дипольного геомагнитного поля, имеющего регулярную структуру. Поэтому, для полноценного анализа уравнения Гельмгольца применительно к фокальной области магнитосферы, в первую очередь следует моделировать неоднородность магнитного поля на границе магнитосферы, в значительной степени зависящее от уровня возмущений солнечного ветра и ММП. Наиболее просто это можно сделать внутри магнитного пограничного слоя, если в качестве линейного масштаба использовать характерную толщину магнитопаузы δ . На самом деле, этот параметр является переменным и зависит от магнитной вязкости солнечного ветра. Наиболее простая модель стационарного распределения магнитного поля на магнитопаузе, где происходит непосредственный контакт геомагнитного поля с ММП, должна быть линейной относительно координаты y

$$H_z(y) = (H_{z2} - H_{z1})\left(1 - \frac{y}{\delta}\right) - H_{z2}. \quad (25)$$

Следовательно, при $y=0$, т.е. на нижней границе магнитопаузы, $H_z(0) = -H_{z1}$, т.е. имеем характерную величину, определяемую из геомагнитного диполя. На верхней границе ($y = \eta$) магнитопаузы, где геомагнитное поле должно полностью экранироваться магнитным полем поверхностного DCF-тока, будем иметь только межпланетное магнитное поле: $-H_{z2}$ (в используемой нами системе координат ось z направлена противоположно силовым линиям геомагнитного поля).

Моделирование магнитопаузы в приближении магнитного пограничного слоя Земли. Существование тонкого пограничного слоя Земли, магнитопаузы, является одним из факторов, определяющих специфический характер крупномасштабной МГД структуры течения солнечного ветра вблизи границы магнитосферы. Кроме этого, процессы на магнитопаузе влияют на эффективность магнитосферы, как защитного экрана Земли от солнечной радиации. Для выполнения этой функции требуется относительная стабильность внутренних структур магнитосферы во время возмущений солнечного ветра и ММП, в первую очередь влияющих на параметры магнитопаузы. Поэтому проблемой первостепенной важности является построение такой аналитической модели магнитопаузы, которая будет полностью восприимчива к изменениям, перманентно происходящими в МГД картине обтекания магнитосферы. Однако, полноценное решение такой задачи вряд ли представляется возможным ввиду непреодолимых математических осложнений, исключающих получение самосогласованного решения системы МГД уравнений в общем виде. Поэтому, приходится прибегать либо к численному моделированию (компьютерные эксперименты), либо к приближенным аналитическим методам. В любом случае приходится упрощать исходные уравнения на основе физически оправданных допущений. Например, известно, что

приближение пограничного слоя, справедливое для диссипативной среды, значительно упрощает систему уравнений обычной гидродинамики. Это качество сохраняется также и в МГД случае, для которого метод пограничного слоя является не менее эффективным. В частности, магнитопауза в достаточной степени проявляет качества магнитного пограничного слоя, т.к. ее существование определено наличием магнитной вязкости в солнечном ветре. Влияние этого фактора особенно возрастает вблизи границы магнитосферы, где существуют условия для развития кинетического эффекта аномального сопротивления, возникающего в плазме по причине раскачки в солнечном ветре плазменной неустойчивости [43].

МГВ на экваториальной магнитопаузе. Для оценки спектра частот МГВ, в первую очередь, необходимо определить минимальный линейный масштаб неоднородности области генерации этих волн. Очевидно, что размеры фокальной области и толщина магнитопаузы должны меняться в зависимости от степени возмущенности солнечного ветра, от параметров которой также зависит необходимость применения приближения двухжидкостной магнитной гидродинамики. В теории МГД существуют относительно простые аналитические решения уравнений плоских магнитных пограничных слоев первого и второго рода. В частности, применительно к магнитосфере первые такие решения были получены в [44,45]. Обычно применяется упрощенный прием, позволяющий считать поле скоростей солнечного ветра вблизи критической точки магнитосферы априори заданным [6,17]. В первой из этих работ использовался классический метод, позволяющий получить автомодельное решение задачи пограничного слоя. Однако, такое решение является слишком искусственным и в случае магнитного поля оказывается мало информативным, т.к. не позволяет моделировать динамические изменения параметров магнитопаузы в зависимости от солнечного ветра и ММП. В этом отношении более приемлемыми представляются квазистационарные аналитические решения, полученные во второй из указанных работ, в рамках клиновидной модели магнитосферы методом последовательных приближений Швеца. Преимуществом этих решений является то, что они дают в явном виде толщину магнитопаузы и распределение магнитного поля в главных сечениях магнитосферы. Однако, указанные решения оказываются мало пригодными для сравнения теории с результатами численных экспериментов, в которых для поля скоростей плазмы солнечного ветра обычно используются более простые, по сравнению с клиновидной моделью магнитосферы, кинематические модели. Например, в численном эксперименте, который оказался достаточно восприимчивым к вариабельной гидродинамической картине течения солнечного ветра в переходном слое [7], для компьютерной симмуляции используется модификация популярной кинематической модели Паркера. В отличие от модели Паркера для идеальной несжимаемой среды, в модификации Соннерупа-Приста учет вязкостного характера течения плазмы вблизи границы магнитосферы неявно достигается нелинейной зависимостью компонент скорости от пространственных координат [15,16]. Следует отметить, в этой модели достаточно просто можно учесть эффект сжимаемости солнечного ветра и тем самым получить решение для течения с произвольной пространственной структурой, что и было использовано в численном эксперименте. Таким же качеством обладает и клиновидная модель магнитосферы, при помощи которой были получены первые оценки спектра частот МГВ, генерированных вблизи критической точки магнитосферы на экваториальной магнитопаузе [3]. Тут для простоты количественного анализа, вместо решения методом Швеца, были использованы результаты решения интегрального уравнения магнитной индукции методом Тарга [46]. Для этого использовалось распределение магнитного поля внутри пограничного слоя в виде степенного ряда, аппроксимирующего распределение, ранее полученное методом последовательных приближений Швеца. Поэтому, в отличие от модельного распределения (25), для которого магнитное число Россби является постоянным, оно будет меняться в зависимости от координаты y . Толщина магнитопаузы, используемая в

качестве поперечного линейного масштаба неоднородности, необходимого для получения величины магнитного параметра Россби, также является переменной. Однако ее изменением в непосредственной близости от критической точки магнитосферы, т.е. в основании фокальной области, можно пренебречь. В результате, для невозмущенного солнечного ветра были определены те параметры, от величины которых зависит частотный спектр МГВ типа c_p . Эти параметры меняются поперек магнитного пограничного слоя. К примеру, оказалось, что вблизи нижней и верхней границ экваториальной магнитопаузы характерные значения периодов МГВ значительно отличаются: $T_1 = 20$ с и $T_2 = 55$ с. Этим значениям соответствуют различные магнитные числа Россби и длины волн, определяющие волновое число k_x : 1) $\beta_H = 3,1 \cdot 10^{-7} \text{ см}^{-1} \text{ сек}^{-1}$, $\lambda \sim 1,8 \cdot 10^7$ см; 2) $\beta_H \sim 0,33 \cdot 10^{-7} \text{ см}^{-1} \text{ сек}^{-1}$, $\lambda \sim 5,5 \cdot 10^7$ см. Этот результат показал, что характерные значения периодов МГВ соответствуют периодам регулярных геомагнитных пульсаций типа $Pc3$ ($T \sim 10 - 45$ с)). Очевидно, что по формулам (19) также можно определить параметры МГВ типа C_H и C_n .

Однако эти грубые оценки, полученные для невозмущенного солнечного ветра, естественно, требуют коррекции. Учет возмущений солнечного ветра, в первую очередь, означает нестационарные изменения толщины магнитопаузы, а также распределения магнитного поля на ней. Очевидно, что решить нестационарную МГД задачу в общем виде невозможно и следует воспользоваться квазистационарным приближением. Подобное решение, в котором нестационарность появлялась через поле скоростей, уже было получено ранее [6,44]. Кроме того, в задаче отсутствовал характерный временной масштаб, без которого изменение частотного спектра МГВ может быть непрерывным только в пространстве. Но можно построить модель, которая будет воспринимать импульсный характер изменений параметров солнечного ветра во времени. С данной точки зрения наиболее удобным является моделировать эффект аномального падения электрической проводимости солнечного ветра, приводящий к резкому росту его магнитной вязкости. Именно этот параметр является главным определителем толщины магнитного пограничного слоя, т.е. магнитопаузы. Очевидно, что в стационарном случае толщина магнитопаузы либо постоянна, либо меняется вдоль границы магнитосферы. Соответственно, спектр частот МГВ соответствует определенному набору стационарных граничных условий, которые в задаче формально соответствуют какому-то определенному моменту времени. Переход к другому набору граничных условий означает дискретный переход к другому моменту времени. Поэтому, дискретным во времени будет также характерный спектр частот МГВ, который можно преобразовать в непрерывный лишь путем учета фактора нестационарности магнитопаузы. Классическая нестационарная задача требует начального условия и нестационарных граничных условий. В случае магнитосферы это вряд ли возможно, ввиду спонтанных возмущений в солнечном ветре, приводящих к хаотической осцилляции границы магнитосферы [47]. Как было показано при помощи метода Швеца, в приближении магнитного пограничного слоя, нестационарность должна влиять лишь на толщину магнитопаузы, в то время, как распределение магнитного поля на ней носит практически автомодельный характер [44]. Это происходит потому, что первый член ряда последовательных приближений не зависит от параметра диссипации, который, однако, определяет толщину пограничного слоя. Исходя из этого, представляется, что удобным способом введения нестационарности в случае магнитного пограничного слоя Земли, является моделирование

магнитной вязкости солнечного ветра, $\lambda_m = \frac{c^2}{4\pi\sigma}$ (σ -удельная электрическая проводимость, c - скорость света). Такой путь нам представляется весьма удобным, результатом которого можно достаточно просто показать тенденцию изменения во времени толщины магнитопаузы без использования нестационарных граничных условий.

Различные по форме, но идентичные по физической сути, нестационарные модели магнитной вязкости солнечного ветра впервые были использованы в работе [48]

$$1) \lambda_m = \lambda_{0m} (1 - e^{-\frac{t}{\tau_0}}) \quad 2) \lambda_m = \lambda_{0m} e^{-\frac{t}{\tau_0}}; \quad (26)$$

где λ_{0m} - характерная величина, τ_0 - характерное время импульсного изменения магнитной вязкости, определить которую можно не только из спутниковых данных, но также из наземных магнитограмм. Очевидно, что обе модели (24) отображают изменение величины электрической проводимости солнечного ветра от конечной до идеальной и наоборот. В данной работе поле скоростей вблизи критической точки магнитосферы было задано при помощи модели Паркера для плоского течения несжимаемой идеальной среды

$$u = -\alpha y, \quad v = \alpha x, \quad (27)$$

где α - обратная величина характерного времени натекания солнечного ветра от фронта ударной волны на критическую точку магнитосферы. В результате, методом Швеца были получены аналитические выражения для распределения магнитного поля и толщины магнитопаузы для каждой из моделей (26). Например, в случае 1) толщина магнитопаузы дается выражением

$$\delta_H = (3\lambda_{0m}\alpha^{-1})^{1/2} \left[\left(1 - e^{-\alpha t}\right) + \left(1 - \frac{1}{\alpha\tau_0}\right)^{-1} \left(e^{-\frac{t}{\tau_0}} - e^{-\alpha t} \right) \right]^{1/2}. \quad (28)$$

Таким образом, нестационарная толщина магнитного пограничного слоя не зависит от продольной координаты, что является общей специфической особенностью решений тех задач модели пограничного слоя, в которых используется кинематическая модель Паркера.

Как было отмечено, в распределении магнитного поля основной вклад вносит первый член ряда последовательных приближений, который по форме совпадает с распределением (25). Поэтому, для количественных оценок достаточно знать величину геомагнитного поля на нижней границе магнитопаузы. Следовательно, путем подмены производных членов в формулах для фазовых скоростей их характерными величинами, можно воспользоваться следующими выражениями, определяющими характерный спектр частот МГВ

$$|C_H| = \frac{c}{4\pi en} \cdot \frac{H_0}{\delta_H} \quad C'_p = \frac{eH_0}{Mc\delta_H k_x^2}, \quad (29)$$

Эти формулы включают переменное δ_H в качестве линейного масштаба и H_0 - характерную величину геомагнитного поля, определяемую из дипольной модели. Следовательно, получим переменные значения ω фазовых скоростей МГВ на квазистационарной магнитопаузе, характерную толщину которой: $\delta_H = (3\lambda_{0m}\alpha^{-1})^{1/2}$ определяет характерная величина магнитной вязкости. Для численных оценок воспользуемся следующими параметрами достаточно возмущенной плазмы солнечного ветра вблизи границы магнитосферы: $\lambda_{0m} = 10^{14}$ см²с⁻¹ и $n = 20$ протон в см⁻³. Кроме этого, будем считать, что величина $H_0 = 2 \cdot 10^{-4}$ Гс, что соответствует невозмущенному (т.е. не подвергающемуся осцилляциям) геомагнитному диполю. Далее, при помощи минимальной характерной длины гидродинамического приближения (ларморовский радиус протонов), на границе магнитосферы будем иметь:

$k_x = 2\pi/l$, соответствующий линейному масштабу $l \approx 10^8$ см. В качестве характерного времени импульсного изменения магнитной вязкости можно взять величину $\tau_0 = 500$ с, что соответствует типичному времени развития магнитной суббури. Этот тип геомагнитных возмущений, относительно слабый по сравнению с глобальными геомагнитными бурями, представляет прямую реакцию геомагнитного поля на возмущения в солнечном ветре. В результате, получим величины: $C_H \approx 5 \cdot 10^6$ смс⁻¹ и $C'_p \approx 2 \cdot 10^8$ смс⁻¹, которые входят в формулы (17) и (18) для скорости быстрых и медленных МГВ на экваториальной магнитопаузе. Далее, из формул: $\omega_+ = k_y C_+$ и $\omega_- = k_y C_-$, где фазовые скорости медленных и быстрых МГВ определяются из выражений (17) и (18), можно получить соответствующие спектры

частот. Например, для модели $\lambda_m = \lambda_{0m} e^{-\frac{t}{\tau_0}}$ спектр частот быстрой МГВ оказывается практически постоянным: $\omega_+ = 0.5$ Гц. Однако, во второй модели $\lambda_m = \lambda_{0m} (1 - e^{-\frac{t}{\tau_0}})$, в отличие от первой, имеем $\omega_+ = (0.2-0.05)$ Гц. Интересно, что этот спектр мало отличается от спектров частот магнитоградиентных волн других типов: медленной волны, стоячей волны, а также магнитных волн Россби: C_H и C'_p . Отсюда можно заключить, что на экваториальной магнитопаузе возможно слияние спектров частот различных типов МГВ, из-за чего раздельная фиксация этих волн вряд ли возможна.

Ранее было отмечено, что во всей застойной зоне, но не только в ее основании, т.е. на фокальном участке магнитопаузы, могут выполняться условия, необходимые для генерации МГВ. Эта структура имеет свой линейный масштаб что, следовательно, означает изменение диапазонов частот МГВ любого типа, независимо от модели магнитной вязкости солнечного ветра. Например, согласно нижеприведенным оценкам, в застойной зоне минимального размера для второй модели магнитной вязкости, характерной должна быть частота $\omega_+ \approx 5 \cdot 10^{-3}$ Гц.

Параметры Застойной зоны. Известно, что в случае возмущений в солнечном ветре и ММП, центральная часть магнитопаузы может размываться из-за эрозии границы магнитосферы вследствие пересоединения силовых линий ММП и геомагнитного поля. Однако, теоретический анализ показал, что при аномальном возрастании магнитной вязкости, даже в случае возмущенного солнечного ветра, основание фокальной области, т.е. центральный отрезок магнитопаузы, может оставаться стабильным в течение достаточно долгого времени [6]. Такое предположение косвенно подтверждается результатами компьютерной симуляции [7]. Кроме этого, согласно газодинамической теории обтекания магнитосферы, топология осесимметричной фокальной области не зависит от факторов вязкости и сжимаемости солнечного ветра [49]. Поэтому структура течения, в прилегающей к критической точке магнитосферы части фокальной области, практически адекватна картине, которую дает пространственная модель Паркера. Однако, для всей фокальной области, в которой модель Паркера уже не является правомерной, приемлемой оказывается только приближение застойной зоны. Отметим, что существование такой структуры является не только теоретическим предположением. В численном эксперименте очевидно возникла достаточно большая фокальная область, имеющая практически те же параметры, что и конус, аппроксимирующий застойную зону перед магнитосферой. Поэтому, линейным масштабом неоднородности для фокальной области может служить фиксированный гидродинамический параметр, аналитически определяющий размер застойной зоны. Естественно, что величина этого параметра должна меняться в зависимости от степени возмущенности солнечного ветра.

Математической основой модели застойной зоны перед магнитосферой является известное фундаментальное решение, полученное С.Чаплыгиным в приближении струйного

обтекания плоской пластины конечных размеров идеальной несжимаемой жидкостью [1]. Главным достоинством этого решения является то, что оно позволяет избежать расходимость в критической точке, характерную для практически всех аналитических решений уравнений гидродинамики. Согласно Чаплыгину [18], критическую точку магнитосферы можно заменить застойной зоной конечных размеров. Такая аналогия с критической точкой на плоской пластине позволяет отождествить застойную зону с фокальной областью, занимающей определенное пространство вблизи критической точки магнитосферы. В этой области характерная гидродинамическая скорость плазмы должна быть значительно меньше по сравнению со скоростью солнечного ветра до взаимодействия с магнитосферой. Линейные размеры застойной зоны, которую можно считать плоской проекцией осесимметричной пространственной фокальной области, определяют выражения

$$a = 32 \cdot Lq^{-1/2} \left[\frac{\sum_{n=1}^{\infty} \frac{n^3}{4n^2 - 1} \cdot \frac{q^n}{1 - q^{2n}}}{4 + \pi + 64 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n-1} \cdot n^3}{4n^2 - 1} \cdot \frac{q^{2n}}{1 - q^{2n}}} \right],$$

$$b = 64 \cdot Lq^{-1/2} \left[\frac{\sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n-1} \cdot n^3}{4n^2 - 1} \cdot \frac{q^n}{1 - q^{2n}}}{4 + \pi + 64 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n-1} \cdot n^3}{4n^2 - 1} \cdot \frac{q^{2n}}{1 - q^{2n}}} \right],$$
(30)

где a - высота застойной зоны, b - ее ширина, L - длина границы (характерный линейный масштаб) дневной стороны магнитосферы. В случае магнитосферы \vec{V}_1 - скорость плазмы на границе застойной зоны, \vec{V}_0 - скорость солнечного ветра до взаимодействия с магнитосферой. Таким образом, размеры застойной зоны определяет свободный гидродинамический параметр $q = (V_1/V_0)^2$.

Из выражений (30) видно, что застойная зона перед магнитосферой не может считаться образованием со стабильными линейными характеристиками. Ее размер определяется свободным параметром, величина которого зависит от физических факторов, определяющих специфические условия задачи. Согласно идее Чаплыгина, главным является условие стягивания застойной зоны в критическую точку при $q \rightarrow 0$. Исходя из топологии линии тока плазмы в ламинарном приближении, что застойная зона перед магнитосферой может быть аппроксимирована конусом с верхним пределом угла раствора: $\alpha \approx \pi/2$. Отсюда следует, что для определения размера застойной зоны, т.е. фокальной части переходной области магнитосферы, достаточным является знание лишь одного линейного параметра, например, высоты a . Она в грубом приближении практически равна радиусу основания аппроксимационного конуса. Это качество можно использовать для решения обратной задачи, т.е. для определения величины скорости плазмы на границе застойной зоны. Очевидно, что знание этого параметра и скорости солнечного ветра до взаимодействия с магнитосферой является достаточным для построения крупномасштабной топологической картины поля

скоростей как в центральной части переходной области, так и на ее периферии. Очевидно, что максимальная высота застойной зоны соответствует самому грубому приближению, когда верхушка фокальной области доходит до фронта ударной волны. В таком случае a_{max} будет равна толщине переходной области в ее центральной части, т.е. расстоянию между критической точкой и фронтом ударной волны. Формально, нижний предел высоты застойной зоны может быть сколь угодно малым. Однако, он также ограничен известным критерием применимости МГД приближения, согласно которому должно выполняться условие: $a_{min} > R_\ell$. В геомагнитном поле на границе магнитосферы порядок радиуса ларморовского вращения протонов $R_\ell \approx 10^7$ см. Такая величина ограничивает также толщину магнитопаузы, т.к. в ином случае приближение магнитного пограничного слоя теряет физический смысл [6].

Для определения интервала величин гидродинамической скорости плазмы при изменении высоты застойной зоны в вышеуказанных пределах, была использована характерная величина скорости невозмущенного солнечного ветра до взаимодействия с магнитосферой: $V_0 = 4 \cdot 10^7$ см s^{-1} . Также известно, что линейный масштаб границы дневной стороны магнитосферы: $L = 2 \cdot 10^{10}$ см, а расстояние между критической точкой и фронтом ударной волны, т.е. максимальная высота застойной зоны: $a_{max} \approx 2 \cdot 10^9$ см. Решение обратной задачи при таком наборе параметров, входящих в (30), определяет максимальную величину скорости плазмы на границе застойной зоны: $V_1 \approx 2,7 \cdot 10^6$ см s^{-1} . Далее, если использовать $a \approx 6 \cdot 10^8$ см, т.е. величину, которая более, чем на порядок превосходит радиус ларморовского вращения протонов, что гарантирует правомерность МГД приближения, получим: $V_1 \approx 4 \cdot 10^5$ см s^{-1} . Таким образом, в последнем случае точность модели, т.е. соотношение скорости плазмы на границе застойной зоны к V_0 , повышается по сравнению с первым вариантом, от $\approx 7\%$ до $\approx 1\%$. Таким образом, в фокальной части переходной области магнитосферы можно с заранее заданной точностью выделить определенный объем, заменяющий критическую точку. В пределах этого объема плазму солнечного ветра можно считать неподвижной, что в задаче обтекания магнитосферы солнечным ветром позволяет избежать математические осложнения, связанные с расходимостью аналитических решений МГД уравнений в критической точке. Кроме обхода гидродинамической проблемы теории обтекания магнитосферы солнечным ветром, такой прием имеет полезное следствие и для моделирования электродинамических явлений, вероятно возникающих в фокальной части переходной области. Появляется возможность для проверки гипотезы, действительно ли солнечный ветер проявляет качества двухжидкостной плазмы, критерием чего является условие, согласно которому скорость электромагнитного дрейфа должна быть, как минимум, сравнимой с гидродинамической скоростью плазмы. Для проверки указанного критерия в объеме застойной зоны в качестве характерного линейного размера, входящего в выражение для скорости электромагнитного дрейфа [4,5], следует воспользоваться параметром a

$$V_{d_0} = \frac{cKT_e}{eH_0a}, \quad (31)$$

где T_e - температура электроной компоненты солнечного ветра.

Как было указано в начальной части данной работы, из-за усиления электромагнитного дрейфа электронов относительно протонов, ММП остается вмороженным только в электронную компоненту солнечного ветра. Нарушение условия вмороженности, т.е. изменение характера электрической проводимости солнечного ветра от идеального к конечному, имеет

плазменную природу и связано с определенным типом (ионно-звуковой либо циклотронной) кинетической неустойчивости [50,51]. Обычно, раскачке кинетической неустойчивости способствует малость гидродинамической скорости плазмы по сравнению со скоростью дрейфа, т.е. наиболее вероятной зоной возникновения эффекта аномального сопротивления солнечного ветра должна быть застойная зона. Поэтому, для оценки величины в фокальной части переходного слоя в формуле (31) воспользуемся предельными значениями высоты застойной зоны: $a_{min} = 10^8$ и $a_{max} = 2 \cdot 10^9$ см, а также величинами, типичными для температуры электронов и ММП при спокойном или маловозмущенном солнечном ветре: $T_e = 10^5 K^0$ и $H_0 = 3 \cdot 10^{-5}$ Гс. В результате определяется характерный интервал, в котором меняется скорость электромагнитного дрейфа вследствие изменения размера фокальной области: $V_{d_0} \approx (1.5 \cdot 10^4 \div 3.3 \cdot 10^5) \text{ см } c^{-1}$. Из сравнения данного интервала с интервалом изменения гидродинамической скорости на границе застойной зоны следует, что с уменьшением объема фокальной области возрастает жесткость условия, требующего использование МГД уравнения двухжидкостной магнитной гидродинамики.

Спектр частот МГВ в застойной зоне. Спектр частот различных типов МГВ в приближении застойной зоны был определен в работе [19], результаты которой без какой-либо корректировки даны ниже. Специфику МГВ определяет магнитное число Россби, параметр, величина которого зависит от градиента магнитного поля. В ионосфере неоднородность геомагнитного поля является следствием его дипольной структуры. На границе магнитосферы из-за экранировки геомагнитного поля солнечным ветром возникает магнитопауза. Она по сути является магнитным пограничным слоем Земли, в котором распределение геомагнитного поля имеет профиль, подобный, например профилю температуры в тепловом пограничном слое на поверхности нагретого тела. Кривизна силовых линий невозмущенного диполя в его центральной части уменьшается с увеличением расстояния от оси диполя. Поэтому, кривизна силовых линий геомагнитного поля является наименьшей в основании фокальной области магнитосферы, тем более, что ее граница подвергается газодинамическому давлению солнечного ветра, максимум которого приходится на окрестность критической точки. Поэтому, фактором кривизны силовых линий на границе магнитосферы вполне можно пренебречь. Это позволяет пользоваться моделью однокомпонентного магнитного поля для количественных оценок параметров МГВ не только на магнитопаузе, но и в застойной зоне. В последнем случае застойная зона может считаться грубым приближением толщины магнитного пограничного слоя Земли. Очевидно, что ее минимальную высоту можно отождествить с характерной толщиной магнитопаузы. Возрастание высоты застойной зоны можно считать следствием эффекта увеличения толщины магнитного пограничного слоя вследствие уменьшения его магнитной вязкости. Такое представление в определенной степени предполагает поведение магнитной вязкости, отображенное в моделях импульсного изменения во времени электрической проводимости солнечного ветра. Эти модели, в первую очередь, подходящие к перманентно меняющимся параметрам плазмы на границе магнитосферы, можно считать достаточно приемлемыми и для застойной зоны. Т.к. эта структура должна являться более стабильной, чем магнитопауза, для адекватности с инерционностью застойной зоны достаточным является увеличение характерного времени изменения магнитной вязкости. Очевидно, что последний вариант ограничивает применимость моделей (26) только в случае мягкого изменения параметров солнечного ветра и ММП. Поэтому, его правомерность можно предполагать только с определенной натяжкой, т.е. лишь в условиях спокойного и маловозмущенного солнечного ветра. В таком случае выражение (25) фактически моделирует тангенциальный МГД разрыв конечной толщины, равной высоте застойной зоны

$$H_z(y) = (H_{z1} - H_{z2})\left(1 - \frac{y}{a}\right) + H_{z2}, \quad (32)$$

где $H_z(0) = H_{z1}$ - как и ранее, характерная величина геомагнитного поля на границе магнитосферы, $H_z(a) = H_{z2}$ - величина ММП на уровне высоты застойной зоны. При этом следует помнить, что неравенство $|H_{z1}| > |H_{z2}|$ выполняется даже при очень возмущенном ММП. Из модели (32) видно, что в фокальной части переходного слоя должна генерироваться x -компонента электрического тока

$$j_x = \frac{c}{4\pi} \text{rot}_x \vec{H} = -\frac{c}{4\pi} \frac{\partial H_z}{\partial y} = \frac{c}{4\pi} \frac{(H_{z1} - H_{z2})}{a}. \quad (33)$$

Таким образом, существует определенное основание для использования высоты застойной зоны в выражениях фазовых скоростей различных типов магнитных волн Россби

$$1) |C_H| = \frac{c}{4\pi en} \cdot \frac{\Delta H_z}{a}, \quad 2) |C_n| = (4\pi Mn)^{-1/2} \cdot \frac{\Delta H_z}{k_x a}, \quad 3) C'_p = \frac{e \Delta H_z}{Mcak_x^2}. \quad (34)$$

В отличие от формул (29), в которых используется нестационарная толщина магнитопаузы, высота застойной зоны является стационарной величиной. Однако, толщина магнитопаузы, подобно высоте застойной зоны, согласно (28), не зависит от продольной пространственной координаты, что является достаточно жестким ограничением, накладываемым кинематической моделью Паркера. В то же время, хотя модель застойной зоны по сути является стационарной, спектр частот МГВ, согласно выражению (33) все же может меняться. Эти изменения следуют из-за вариации высоты застойной зоны в пределах вышеопределенного интервала, пределы которого зависят от уровня возмущений солнечного ветра и ММП. Т.к. какая-либо величина высоты застойной зоны из данного интервала соответствует стационарному состоянию солнечного ветра, спектр частот МГВ не воспринимает непрерывный процесс изменения параметров солнечного ветра и, следовательно, является дискретным. В рамках модели застойной зоны пределы этого спектра в большей степени определяются величинами a_{min} и a_{max} , ввиду чего другие параметры, входящие в выражение (33), можно считать постоянными: $\Delta H_z = H_{z1} - H_{z2} = 2 \cdot 10^{-4} \text{ Гс}$ и $n = 20 \text{ частиц/см}^3$. Т.к. линейный размер основания застойной зоны совпадает с высотой, для предельных значений можно определить: $k_{x1} = 2\pi/a_{max}$ и $k_{x2} = 2\pi/a_{min}$. Именно такому случаю соответствуют следующие характерные значения фазовых скоростей C_H, C_n, C'_p

$$\begin{aligned} C_{H_1} &\approx 2,5 \cdot 10^4 \text{ см с}^{-1}; & C_{H_2} &\approx 5 \cdot 10^5 \text{ см с}^{-1}; \\ C_{n_1} &\approx 1,6 \cdot 10^6 \text{ см с}^{-1}; & C_{n_2} &\approx 1,6 \cdot 10^6 \text{ см с}^{-1}; \\ C'_{p_1} &\approx 1,1 \cdot 10^8 \text{ см с}^{-1}; & C'_{p_2} &\approx 5 \cdot 10^6 \text{ см с}^{-1}. \end{aligned} \quad (35)$$

Эти характерные значения фазовых скоростей намагниченных волн Россби в фокальной части переходной области магнитосферы существенно отличаются от фазовых скоростей этих волн в ионосфере.

Согласно [19], фазовые скорости быстрых и медленных, и стоячих МГВ, определяемые выражениями (17), (18) и (20) имеют следующие характерные значения

$$\begin{aligned}
|C_+^{(1)}| &\approx 1,7 \cdot 10^6 \text{ см с}^{-1}; & \omega_+^{(1)} = C_+^{(1)} k_{x1} &\approx 5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}; & T_+^{(1)} = 2\pi/\omega_+^{(1)} &\approx 1,2 \cdot 10^3 \text{ с}; \\
|C_+^{(2)}| &\approx 1,8 \cdot 10^6 \text{ см с}^{-1}; & \omega_+^{(2)} = C_+^{(2)} k_{x2} &\approx 10^{-1} \text{ с}^{-1}; & T_+^{(2)} = 2\pi/\omega_+^{(2)} &\approx 60 \text{ с}; \\
|C_-^{(1)}| &\approx 1,7 \cdot 10^6 \text{ см с}^{-1}; & \omega_-^{(1)} = C_-^{(1)} k_{x1} &\approx 5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}; & T_-^{(1)} = 2\pi/\omega_-^{(1)} &\approx 1,2 \cdot 10^3 \text{ с}; \\
|C_-^{(2)}| &\approx 1,3 \cdot 10^6 \text{ см с}^{-1}; & \omega_-^{(2)} = C_-^{(2)} k_{x2} &\approx 7,8 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}; & T_-^{(2)} = 2\pi/\omega_-^{(2)} &\approx 80 \text{ с}; \\
C_n^{(1)} &\approx 1,6 \cdot 10^6 \text{ см с}^{-1}; & \omega_n^{(1)} = C_n^{(1)} k_{x1} &\approx 5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}; & T_n^{(1)} = 2\pi/\omega_n^{(1)} &\approx 1,2 \cdot 10^3 \text{ с}; \\
C_n^{(2)} &\approx 1,6 \cdot 10^6 \text{ см с}^{-1}; & \omega_n^{(2)} = C_n^{(2)} k_{x2} &\approx 10^{-1} \text{ с}^{-1}; & T_n^{(2)} = 2\pi/\omega_n^{(2)} &\approx 63 \text{ с};
\end{aligned} \tag{34}$$

Таким образом, все известные попытки определения характерного спектра частот МГВ волн различного типа в любой части переходного слоя происходили принципиально в рамках однотипных распределений магнитного поля: (25) и (32). Очевидно, что второй вариант является более грубым по сравнению с первым, хотя нельзя исключить изменение спектра частот за счет расширения области генерации МГВ.

Очевидно, что существует также возможность для оценки величины динамо-поля, т.е. амплитуды тех магнитных пульсаций в переходном слое, которые должны быть индикаторами прохождения МГВ в переходном слое. Для этого надо воспользоваться уравнением Максвелла:

$$\text{rot} \vec{H} = \frac{4\pi \vec{j}}{c}$$

Это уравнение можно упростить, если при оценке производной характерное магнитное поле принять равным динамо-полю h , а в качестве линейного масштаба воспользоваться высотой застойной зоны. Т.к. плотность конвективного электрического тока можно определить скоростью электромагнитного дрейфа, получим удобное для количественной оценки выражение: $h \approx 2enV_{d_0} a/c$. Согласно вышеприведенным оценкам, высота застойной зоны меняется в пределах: $a_{\min} = 10^8$ и $a_{\max} = 2 \cdot 10^9$, а для скорости электромагнитного дрейфа характерным является интервал: $V_{d_0} \approx (1.5 \cdot 10^4 \div 3.3 \cdot 10^5) \text{ см с}^{-1}$. Следовательно, для квазинейтрального солнечного ветра с плотностью: $n = 20$ частиц см^{-3} интенсивность динамо-поля, т.е. амплитуда магнитных пульсаций, генерированных прохождением МГВ, может меняться в пределах $(0.1 \div 5) \cdot 10^{-5} \text{ Гс}$.

В заключение отметим, что до настоящего момента времени определение механизма прохождения МГВ из переходного слоя в магнитосферу и последующая фиксация этих волн на земной поверхности, является пока что неразрешимой задачей. Вполне возможно, что более перспективными, чем наземные наблюдения, являются наблюдения МГВ и сопровождающих их физических эффектов непосредственно в космическом пространстве, при помощи научных космических аппаратов.

Заключение.

1. В фокальной части переходной области магнитосферы и на экваториальной магнитопаузе, где особенно сильно проявляется эффект конечной электрической проводимости солнечного ветра и происходит разделение частиц противоположного знака в геомагнитном поле, следует пользоваться уравнениями двухжидкостной магнитной гидродинамики.
2. Генерация новой ветви низкочастотных магнитогradientных волн (волны Толстого-Хантадзе) может происходить не только в области регулярных градиентов геомагнитного поля,

но также из-за крупномасштабных возмущений, вызванных возмущениями солнечного ветра и межпланетного магнитного поля. Например: в ионосфере, где неоднородность геомагнитного поля определяется его дипольной структурой, действует МГД механизм генерации МГВ. В переходном слое магнитосферы природа МГВ является электромагнитной.

3. Теоретически выявленные в переходном слое МГВ типа C_+ , C_- и C_n - являются собственными колебаниями магнитосферного резонатора в переходной области.

4. Характерный диапазон изменения частот МГВ на экваториальной магнитопаузе и в фокальной части переходного слоя является достаточно широким: $\omega \approx (10^{-1} \div 5 \cdot 10^{-3}) \text{с}^{-1}$, т.е. фактически идентичен спектру регулярных длиннопериодных геомагнитных пульсаций $Ps3-6$. Длина МГВ в переходном слое меняется от радиуса ларморовского вращения протонов до максимальной высоты застойной зоны: $R_\ell \approx 100 \text{ км} \leq \lambda < a_{max} \approx 2 \cdot 10^4 \text{ км}$.

Литература

- [1] Кереселидзе З.А., Кирцхалия В.Г. Модель застойной зоны в переходной области магнитосферы Земли. Сообщ. АН ГССР. 1984. Т.115, 4. С. 69-74.
- [2] Хантадзе А.Г. Некоторые вопросы динамики проводящей атмосферы. Тбилиси, Мецниереба. 1973. 279 с.
- [3] Хантадзе А.Г., Кереселидзе З.А., Гогатишвили Я.М. Гидромагнитные волны типа волн Россби в магнитосфере. Геомагнетизм и аэрономия, 1980. Т.20. 6. С.1047-52.
- [4] Кадомцев Б.Б. Коллективные явления в плазме. М.Наука.1976 .
- [5] Khantadze A.G., Kereselidze Z.A . On the two – fluid nature of a plasma near the subpolar point of the magnetosphere. Physica solariterrestris, Potsdam.1984. V. 23. PP. 78-82.
- [6] Кереселидзе З.А. МГД Эффекты конечной электрической проводимости солнечного ветра вблизи магнитосферы земли. Тбилиси, из-во ТГУ. 1986. 122 с.
- [7] Dorelli J.C., Hesse M., Kuznetsova M.M., Rastaetter L. A new look at driven magnetic reconnection at the terrestrial subsolar magnetopause. J. of Geophys. Res.. 2010.V.109. A12216, doi:10.1029/2004JA010458.
- [8] Wang Y.L., Raeder J., Russell C.T. Plasma depletion Layer: Event studies with a global code. J. Geophys. Res.. 108. A1.2003. doi:10.1029/2002JA009281.
- [9] Альвен Г., Фельтхаммар К.Г. Космическая электродинамика. М., Мир.1967. 260 с.
- [10] Chandrasekhar S. Hydrodynamic and Hydromagnetic Stability. Oxford, clarendon Press, 1961.
- [11] Russel C.T., Zhuang R.J., Walker L.G., Crooker N.U.. Note on the location of the stagnation point in the magnetosheath flow. Geophys. Res., Lett. 1981. V.8. PP.948-86.
- [12] Crooker N.U., Siscoe G.L., Eastman T.E., Frank L.A., Zwisel R.D. Hydrodynamic flow near stagnation point of magnetosphere. J.Geophys.Res..1984. V.89, PP. 9711-19.
- [13] Хантадзе А.Г. Гидромагнитные градиентные волны в динамо-области ионосферы. Сообщ. АН ГССР. 1986. Т.123,1. С.69-71.
- [14] Кирцхалия В.Г., Кереселидзе З.А., Джонджоладзе Н.И. Влияние магнитной вязкости и сжимаемости солнечного ветра на устойчивость магнитопаузы в приближении МГД тангенциального разрыва. Прикладная физика, 2009. №5 . С. 67-73.
- [15] Parker E.N. Comments on the reconnection rate of magnetic fields. J. Plasma Phys./ 1973. V.9, PP. 49-63.
- [16] Sonnerup B.U.O. and Priest E.R. Resistive MHD stagnation-point flows at a current sheet. J. Plasma phys.. 1975.V.14. PP.283-94.

- [17] Пудовкин М.И., Семенов В.С. Теория пересоединения и взаимодействие солнечного ветра с магнитосферой Земли. М.,Наука. 1985. 125 с.
- [18] Гуревич М.И. Теория струй идеальной жидкости. М.,Наука.1979. 536 с.
- [19] Aburjania G.D., Kereselidze Z.A., Khantadze A.G., Chkhitudze M.S. Large-Scale LF electromagnetic Waves in the Earth's magnetosheath. *Geomagnetism and aeronomy*. 2007. V.47. PP.548-59.
- [20] Tolstoy I. Hydromagnetic gradient waves in the ionosphere. *J. Geophys.Res.*.1967. V.47.5. PP.1435-42.
- [21] Хантадзе А.Г. Определение поля ветра по полю давления и широтный эффект геомагнитного поля в ионосфере. Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, Тбилиси, Мецниереба, Т 28, 1972. С. 24-29. (статья поступила в редакцию 11.2.1967).
- [22] Khantadze A.G. On the electromagnetic planetary waves in the Earth ionosphere. *J.Georgian Geophys. Sos. Issue(B)*. Tbilisi.1999. V.4. PP.125-27.
- [23] Хантадзе А.Г. О новой ветви собственных колебаний в электропроводящей атмосфере. Докл. РАН, 2001. Т.376,2. С.703-06.
- [24] Хантадзе А.Г. Электромагнитные планетарные волны в земной ионосфере. *Геомагнетизм. и аэрномия*, 2002. Т.42,3. С.333-35.
- [25] Абурджания Г.Д., Хантадзе А.Г., Крупномасштабные электромагнитные волновые структуры в E-области ионосферы. *Геомагнетизм и Аэрномия*, 2002. Т.42,2. С.1-7.
- [26] Хантадзе А.Г., Абурджания Г.Д., Гвелесиани А.И., Физика возникновения новых ветвей планетарных электромагнитных волн в ионосфере. *Геомагнетизм и Аэрномия*. 2003. Т.43,2.С.193-203.
- [27] Абурджания Г.Д., Хантадзе А.Г. Особенности распространения УНЧ-планетарных электромагнитных волн в земной ионосфере, обусловленные кривизной геомагнитного поля. *Геомагнетизм и Аэрномия*, 2005. Т.45, 5. С.673-81.
- [28] Хантадзе А.Г., Абурджания Г.Д., Ломинадзе Дж.Г. О новой ветви ультра низкочастотных электромагнитных колебаний ионосферного резонатора. Докл. РАН 2006. Т. 406,2. С.244-48.
- [29] Абурджания Г.Д., Ломинадзе Дж.Г., Хантадзе А.Г., Харшиладзе О.А. Новый механизм усиления и взаимной трансформации волн в ионосфере с неоднородным зональным ветром. *Космическая наука и технология*, (НАНУ,Киев), 2006. Т.12,1. С.29-48.
- [30] Cavalieri D.J., Deland D.J., Poterna J.A., Cavin R.F. The correlation of VLF propagation variations with atmospheric planetary scale waves. *J. Atmos. Terr. Phys.*.1974. V.36. PP. 561-574.
- [31] Шарадзе З.С., Хантадзе А.Г. Планетарные волны в E и F - областях ионосферы. Сообщ. АН ГССР. 1979. Т.94,1. С. 69-73.
- [32] Альперович Л.С., Дробжев В.И., Краснов В.И., Сорокин В.М., Федорович Г.В. Результаты одновременных наблюдений геомагнитных вариаций и волновых возмущений в ионосфере. *Изв. Вузов. Радиофизика*. 1980. Т.23,6. С.763-65.
- [33] Сорокин В.М., Федорович Г.В. Физика медленных МГД волн в ионосферной плазме. М., энергоиздат. 1982.
- [34] Альперович Л.С., Дробжев В.И., Краснов В.И., Троцкая В.А., Федорович Г.В. О среднеширотных колебаниях геомагнитного поля и их связи с динамикой процессов в ионосфере. *Геомагнетизм и Аэрномия*. 1982. Т.22,5. С.797-802.
- [35] Шарадзе З.С. Атмосферные волны в среднеширотном ионосфере. Докторская диссертация. М. ИЗМИРАН. 1991. 255 с.
- [36] Bauer N.M., Baumjahan W., Treuman R.A., Skorke N., Luhr N. Low frequency waves in the near- Earth plazma sheet. *J. Geophys. Res.*. 1995. V.100. A6, PP. 9605-17.

- [37] Бурмака В.П., Костров Л.С., Черногор Л.Ф. Статистические характеристики сигналов доплеровского В4 радара при зондировании средней ионосферы, возмущенной стартами ракет и солнечных терминаторов. Радиофизика и радиоастрономия. 2003.Т.8,2. С. 143-62.
- [38] Fagundes P.R., Pillat V.G., Bolzan M.J.A., Sahai Y., Becker-Guedes F., Abalde J.R., Aranha S.L. Observations of *F* - layer electron density profiles modulated by planetary waves type oscillations in the equatorial ionospheric anomaly region. J. Geophys. Res..2005. V.110. A1, PP.2302-18.
- [39] Molchanov, O. A., Mazhaeva, O. A., Golyavin, A. N., Hayakawa, M. Observation by the Intercosmos-24 Satellite of ELF-VLF electromagnetic emissions associated with earthquakes. Ann. Geophys. Atmos. Hydrospheres Space Sci.. 1993. V.11,5. PP.431–40.
- [40] Akhoondzadeh, M., Parrot, M. and Saradjian M. R. Investigation of VLF and HF waves showing seismo-ionospheric anomalies induced by the 29 September 2009 Samoa earthquake (Mw=8.1). Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 1061–1067. 2010 www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/10/1061/2010/;
- [41] Athanasiou M. A. , Anagnostopoulos, G. C. , Pliopoulos, A. C. , Pavlos, G. P. and David C. N. Enhanced ULF radiation observed by DEMETER two months around the strong 2010 Haiti earthquake. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 11, 1091–1098. 2011.**Error! Hyperlink reference not valid.**;
- [42] Biagi P. F., Maggipinto T., Righetti F., Loiacono D., Schiavulli L., Ligonzo T., Ermini A., Moldovan I. A., Moldovan A. S., Buyuksarac A., Silva H. G., Bezzeghoud M., Contadakis M. E. The European VLF/LF radio network to search for earthquake precursors: setting up and natural/man-made/ disturbances. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 11, 333–341. 2011. www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/11/333/2011/.
- [43] Липеровский В.А., Пудовкин М.И. Аномальное сопротивление и двойные слои в магнитосферной плазме. М., Наука. 1983. 180 с.
- [44] З.А. Кереселидзе, Дж.К. Кирия. Нестационарное обтекание магнитосферы солнечным ветром и приближении пограничного слоя. Геомагнетизм и аэрономия, 1979. Т.19,5. С.865-73.
- [45] З.А. Кереселидзе, Дж.К. Кирия. К вопросу взаимодействия солнечного ветра с магнитосферой земли. Геомагнитные исследования. 1980. Т. 29. С.40-50.
- [46] Лойцянский Л.Г. Механика жидкости и газа. М., Физ.мат.гиз.. 1959. 784 с.
- [47] <http://pixie.spasci.com/DynMod>, 2007.
- [48] Kereselidze Z., Kirtskhalia V., Chkhitunidze M., Kalandadze I. On Modeling of Magnetic Boundary Layer on the Dayside Magnetosphere. Georgian International Journal of science and teqnologe. 2008. V.1,3. PP.41-49.
- [49] Пивоваров В.Г., Еркаев Н.В. Взаимодействие солнечного ветра с магнитосферой Земли. Новосибирск, Наука. 1978. 106 с.
- [50] Спитцер Л. Физика полностью ионизированного газа. М.,Мир. 1965. 212 с.
- [51] Александров А.Ф., Богданкевич Л.С., Рухадзе А.А. Основы электродинамики плазмы. М., высшая школа. 1988. 424 с.

დაბალი სიხშირის მაგნიტოგრადიენტული ელექტრომაგნიტური ტალღები დედამიწის მაგნიტოსფეროს გარდამავალ ფენაში (ტოლსტოი-ხანთაძის ტალღები)

ზ. კერესელიძე რეზიუმე

მაგნიტოგრადიენტული ტალღები (მგტ) მიეკუთვნებიან მაგნიტოსფერულ-იონოსფერული ელექტრომაგნიტური რხევების უკიდურესად დაბალი სიხშირის ტოტს, რომლის არსებობა თეორიულად ნაწინასწარმეტყველები იყო ერთმანეთისაგან დამოუკიდებლად ტოლსტოისა და ხანთაძის მიერ. ამ ტოტს შეადგენენ სწრაფი, ნელი და მდგარი მაგნიტოგრადიენტული ტალღები, რომელთა გენერაციას განაპირობებს ორი ფაქტორი: გეომაგნიტური ველის არაერთგვაროვნება და ე.წ. ხოლის ელექტრული გამტარებლობა. ეს ფაქტორები განსაკუთრებით ძლიერია სივრცულად დაშორებულ სტრუქტურებში: იონოსფეროში და გარდამავალ ფენაში მაგნიტოსფეროს დღის მხარეზე. აქ მგტ-ს გენერაციის არეს წარმოადგენს სტაგნაციის ზონა და ეკვატორიალური მაგნიტოპაუზა. არსებობს ფორმალური მსგავსება მგტ-სა და დედამიწის ბრუნვის კუთხური სიჩქარის არაერთგვაროვნებით გამოწვეულ როსბის ატმოსფერულ პლანეტარულ ტალღებს შორის, რის გამოც მგტ-ს ზოგადად ეწოდა როსბის ტიპის მაგნიტური ტალღები. ნაშრომში სტაგნაციის ზონის მოდელისა და დედამიწის მაგნიტური სასაზღვრო ფენის მიახლოების ფარგლებში მოცემულია სხვადასხვა ტიპის მგტ-ს მახასიათებელი სიხშირული სპექტრები წყნარი და ნაკლებად შემოფოთებული მზის ქარისათვის. არსებობს პრობლემა, რომელიც დაკავშირებულია მგტ-ს მიერ გარემოში გამოწვეული შემოფოთებების ფიქსაციასთან როგორც დედამიწის ზედაპირზე, ასევე უშუალოდ კოსმოსურ სივრცეში. ასეთი ვითარების მიზეზია ფაქტი, რომ აქამდე ვერ მოხერხდა იონოსფეროში გენერირებული ზოგიერთი გეომაგნიტური პულსაციებისა და ვარიაციების ცალსახად დაკავშირება მგტ-ს გავლასთან. აშკარაა, რომ მგტ-ს ეფექტი იონოსფეროში შეიძლება გადაფარული იყოს სხვა წყაროს მოქმედების და აქ მიმდინარე ფიზიკური პროცესების მრავალფეროვნების გამო. ცნობილია, რომ დაბალი სიხშირის ელექტრომაგნიტური ტალღების გენერაცია დედამიწის ახლომდებარე კოსმოსურ სივრცეში შესაძლებელია დაკავშირებული იყოს: მზის ქარის პირდაპირ შემოჭრასთან პოლარული კასპებიდან იონოსფეროში, დაბალსიხშირულ ელექტრომაგნიტურ გამოსხივებასთან მომავალი მიწისძვრის კერაში, ან მაგნიტოსფერული რეზონატორის საკუთარ ჰიდრომაგნიტურ რხევებთან. ამიტომ, მგტ-ს ეფექტების საიმედოდ ფიქსაცია და მათი ცალსახი ინტერპრეტაცია წარმოადგენს მაგნიტოსფეროს ფიზიკის ერთერთ მნიშვნელოვან ამოცანას. ამასთან დაკავშირებით არსებობს ოპტიმისტური ვარაუდი, რომ, იონოსფეროსაგან განსხვავებით, შესაძლებელია უფრო მარტივი აღმოჩნდეს მაგნიტოსფეროს საზღვარზე, უშუალოდ კოსმოსურ სივრცეში, გენერირებული მაგნიტოგრადიენტული ტალღების ფიქსაცია.

Low Frequency Magnetogradient Electromagnetic Waves in the Earth's Magnetosheath (The Tolstoy-Khantadze waves)

Z. Kereselidze

Abstract

The magnetogradient waves (MGW) belong to the extremely low-frequency group of the magnetospheric-ionospheric electromagnetic oscillations. Existence of this group was theoretically supposed by Tolstoy and Khantadze independently. This group includes fast, slow and standing magnetogradient waves, generation of which is caused due to two factors: inhomogeneity of the geomagnetic field and the so called Hall electric conductivity. These effects are especially strong in spatially far from each other structures: the MGW generation area here are the stagnation zone and the equatorial magnetopause. There is a formal similarity between the MGW and the Rossby atmospheric planetary waves caused by the inhomogeneity of the angular speed of the Earth's rotation. Therefore, the magnetogradient waves are generally called the Rossby type magnetic waves. The work, in the limits of the stagnation zone model and the Earth's magnetic boundary layer approximation, describes the frequency spectra characteristic of different types of MGW for calm and less perturbed solar wind. There is a problem concerning fixation of perturbations caused in the medium by the MGW on the Earth's surface as well as immediately in the cosmic space. The reason for this situation is the fact that it has not been managed so far to link strictly some geomagnetic pulsations and variations generated in the ionosphere with the travel of the MGW. It is obvious that the MGW-effect in the ionosphere may be overlapped due to the activity of another source and diversity of the physical processes taking place here. It is known that generation of low frequency electromagnetic waves in the cosmic space near the Earth may be caused, for example, by: either direct injection of the solar wind from polar cusps to the ionosphere, or low frequency electromagnetic emission in the upcoming earthquake focus, or hydromagnetic self-oscillations of the magnetospheric resonator. Therefore, reliable fixation of MGW effects and their definite interpretation is one of the most important tasks of magnetosphere physics. In this regard there is an optimistic supposition that unlike in the ionosphere, the discovery of fixation of the magnetogradient waves generated in the day side magnetosphere boundary might be simpler straight in the cosmic space.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЗА 2010-2013 ГГ.

Кордзадзе А. А., Деметрашвили Д. И., Сурмава А. А., Кухалашвили В. Г.

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

1. ВВЕДЕНИЕ

Черное море, которое представляет собой внутриматериковый водоем, связанный с мировым океаном только узким Босфорским проливом, выделяется такими специфическими особенностями, которые резко отличают его от других внутриматериковых морей. Этот фактор играет невторостепенную роль в заинтересованности океанологов в изучении гидрофизических процессов Черного моря. Среди этих факторов следует отметить, в первую очередь, загрязнение Черного моря отравляющим газом сероводородом (H_2S), который был открыт в Черном море в 1890 году Российской океанографической экспедицией [1-4]. Согласно современным данным, примерно 90% морского бассейна содержит сероводород. Глубинные слои ниже 100-150 м, где практически нет кислорода и наблюдаются высокие концентрации этого газа, являются безжизненной средой. Представляет интерес отметить, что в последние десятилетия сероводород в Черном море рассматривается с одной стороны, как опасность с точки зрения экологической безопасности, а с другой стороны, как практически неисчерпаемый возобновляемый энергетический ресурс [5].

Другой особенностью Черного моря является его специфичный гидрологический режим, который состоит в своеобразном вертикальном распределении температуры и солености. Для Черного моря характерно существование холодного промежуточного слоя (ХПС), который наблюдается примерно на глубине 50-80 м и охватывает почти весь морской бассейн. ХПС определяется как слой минимальных температур, который сверху и снизу ограничен $8^{\circ}C$ изотермой. ХПС наблюдается тогда, когда температура верхнего слоя моря не превосходит $8^{\circ}-9^{\circ}C$, поэтому в зимний сезон ХПС не наблюдается. Экспериментальные и теоретические исследования показывают, что происхождение этого слоя является результатом зимних конвекционных процессов в северо-западной мелководной части Черного моря и адвективного переноса холодных водных масс из северо-западной части в центральную и восточную части моря. [4, 6-8].

Главной особенностью в вертикальном распределении солености является существование постоянного халоклина, который наблюдается в течение всего года в слое 100-200 м. Этот слой, который характеризуется высокими вертикальными градиентами в поле солености, разделяет поверхностный слой Черного моря от глубинных слоев.

Систематическое научное изучение гидрофизических процессов в Черном море берет начало со второй половины XIX века, когда в результате пионерских трудов Ф. Ф. Врангеля, В. В. Майделя, С. О. Макарова и др. создались определенные представления о процессах, происходящих в Черном море. Особо следует отметить работу Макарова о водообмене между Черным и Мраморным морями через пролив Босфор. Он впервые детально исследовал

двухслойное течение между этими морями, в результате которого нижнебосфорским течением более соленые воды втекают из Мраморного моря в Черное море, а менее соленые воды поверхностным течением - из Черного в Мраморное море. Значительным шагом вперед в изучении характера общей циркуляции Черного моря является монография Н. М. Книповича, где построена схема общей циркуляции поверхностных течений Черного моря [1]. Впервые обнаружилось, что циркуляция

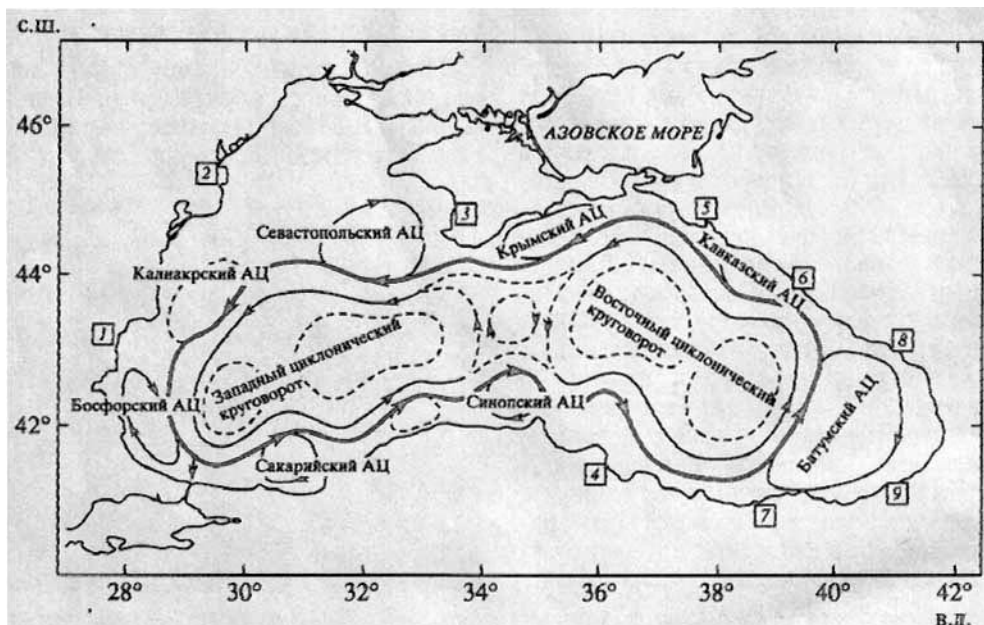


Рис.1. Схематическая картина поверхностных течений Черного моря [16].

Черного моря, в общем, имеет циклонический характер, где основными элементами циркуляции являются Основное Черноморское течение (ОЧТ), которое охватывает все море единым циклоническим круговоротом и два циклонических круговорота внутри ОЧТ в восточной и западной частях морского бассейна.

Современный этап исследования Черного моря, началом которого можно считать 70-ые годы прошлого века, характеризуется помимо экспериментальных методов, широким использованием методов математического моделирования в изучении динамических процессов моря. Численная модель динамики Черного моря, основанная на решении полной системы уравнений гидротермодинамики океана, появилась в этот период [9-11]. В дальнейшем, развитие математического моделирования [12-15] и современных контактных и дистанционных методов наблюдений [16-18], позволили усовершенствовать и обогатить наше знание о динамических процессах в Черном море. Существенно уточнилась традиционная картина поверхностной циркуляции Черного моря. Установлено, что в перифериях морского бассейна между ОЧТ и берегом формируются антициклонические квазистационарные вихри, такие как Босфорский, Крымский, Кавказский, Батумский и др. Рис. 1 дает нам наглядное представление об общей циркуляции поверхностного слоя Черного моря [16]. Следует отметить, что приведенная на рисунке схема циркуляции, которая построена на основе проведенных теоретических и экспериментальных исследований, дает лишь общее представление об осредненной поверхностной циркуляции, и в определенные моменты времени циркуляционная структура Черного моря может значительно отличаться от циркуляционной структуры, показанной на рис.1. Например, циркуляция в крайне восточной части моря, которая включает Грузинский сектор моря, на рисунке характеризуется только Батумским антициклоническим

вихрем, но проведенные нами исследования, представленные в данной статье, показывают, что указанная акватория Черного моря, представляет собой динамически активной зоной, где кроме формирования Батумского антициклонического вихря, постоянно идут процессы генерации и эволюции разных циклонических и антициклонических вихревых образований.

Благодаря работе, выполненной в рамках международных научно-технических проектов Евросоюза ARENA и ЕСООР, нами накоплен значительный объём результатов моделирования и 3-х дневных прогнозов динамических процессов, развивающихся за 2010-2013 гг. в юго-восточной части Чёрного моря. Анализ этого материала способствует лучшему пониманию механизмов формирования и эволюции гидротермодинамических процессов в одном из динамически активных регионов Чёрного моря и обогащению наших знаний об этих процессах. Исследования по изучению изменчивости этих процессов частично были проведены в [19, 20].

Основной целью настоящей статьи является продолжение исследований, начатых в [19, 20] по выяснению особенностей внутригодовой и межгодовой изменчивостей региональных динамических процессов в восточной части Черного моря, ограниченной с запада жидкой границей, совпадающей примерно с меридианом 39.08° в. д. (проходящим около г. Туапсе), на основе анализа данных 2010-2013 гг.

2. МЕТОДИКА ПРОГНОЗА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Моделирование и прогноз региональных циркуляционных процессов производится на основе региональной прогностической системы, разработанной нами, в рамках вышеупомянутых проектов [19-24]. Эта система является одной из компонентов общей системы диагноза и прогноза Чёрного моря в масштабах всего бассейна [25-27]. Структура и функционирование региональной системы прогноза описана в [20, 22, 23], но для полноты изложения здесь вкратце приведем описание этой системы.



Рис. 2. Структура и схема функционирования региональной системы прогноза.

На рис. 2 представлена схематическая картина функционирования региональной системы прогноза, основанная на региональной модели динамики Черного моря Института геофизики (РМ-ИГ). На рисунке показана также модель мелкой воды для восточной части Черного моря,

которая недавно включена в систему в опытный порядок [28]. Все необходимые входные данные поступают из Морского гидрофизического института (МГИ) Национальной академии наук Украины в режиме, близком к оперативному через ftp сайт. Входными данными являются: трёхмерные начальные поля компонентов скорости течения, температуры и солёности; двумерные поля этих же величин на жидкой границе; двумерные метеорологические поля: потоки тепла, атмосферные осадки, испарение и тангенциальное напряжение трения ветра на поверхности моря.

Условия на жидкой границе представляют собой рассчитанные прогностические значения по модели общей циркуляции МГИ НАН Украины [29], а метеорологические поля на верхней границе являются прогностическими полями, полученными по региональной модели динамики атмосферы ALADIN [30].

PM-ИГ основана на полной системе уравнений гидротермодинамики океана, записанной в декартовой системе координат для отклонений термодинамических величин от соответствующих стандартных значений. В модели учитываются: рельеф морского дна и конфигурация бассейна, атмосферное воздействие, речной сток рек Бзыби, Кодори, Эрисцкали, Ингури, Риони и Чорохи, поглощение поверхностным слоем моря суммарной солнечной радиации, пространственно-временное изменение коэффициентов горизонтальной и вертикальной турбулентной вязкости и диффузии, которые рассчитываются в процессе интегрирования по формулам, предложенным в [31, 32].

Для решения системы уравнений модели используется двуциклический метод расщепления по физическим процессам, вертикальным координатным плоскостям и линиям, в результате которого решение уравнений сводится к решению совокупности сравнительно простых двумерных и одномерных задач [7, 33]. При аппроксимации по времени всех расщепленных задач используется схема Кранка-Николсона, а для аппроксимации этих задач по пространственным переменным, используются конечно-разностные схемы. В целом, полученная схема является абсолютно устойчивой и имеет второй порядок точности аппроксимации по времени и пространственным переменным.

Региональная система прогноза обеспечивает трехдневный прогноз трехмерных полей течения, температуры и солёности для крайне восточной части Черного моря с пространственным разрешением 1 км. В настоящее время результаты прогноза доступны в интернете по адресам: www.ig-geophysics.ge, www.oceandna.ge

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

PM-ИГ использует сетку, имеющую 215x347 точек, с горизонтальным разрешением 1 км. По вертикали вводится неравномерная сетка с 30-ю расчетными уровнями на глубинах: 2, 4, 6, 8, 12, 16, 26, 36, 56, 86, 136, 206, 306, ..., 2006 м. Временной шаг равняется 0,5 ч.

Анализ рассчитанных прогностических полей за 2010-2013 гг. позволяет выявить основные черты внутрigoдовой изменчивости динамических процессов в восточной акватории Чёрного моря. На протяжении всего года в рассмотренной акватории моря развиваются существенно нестационарные процессы, где непрерывно происходит зарождение, эволюция и исчезновение циклонических и антициклонических образований разных размеров. Общей закономерностью является то, что циркуляционная структура верхнего слоя моря различна в теплый (апрель-октябрь) и холодный (ноябрь-март) сезоны года. Так например, примерно с апреля в юго-восточной части рассмотренной восточной акватории начинает формироваться антициклонический вихрь (Батумский вихрь), который в дальнейшем может стать более интенсивным и занимать значительную территорию восточной акватории. Батумский антициклонический вихрь формирует специфический режим солёности: солёность вод значительно уменьшается в центральной части вихря, а периферийное течение вихря

способствует проникновению более соленых вод из открытой части моря в крайне восточную часть [20, 22].

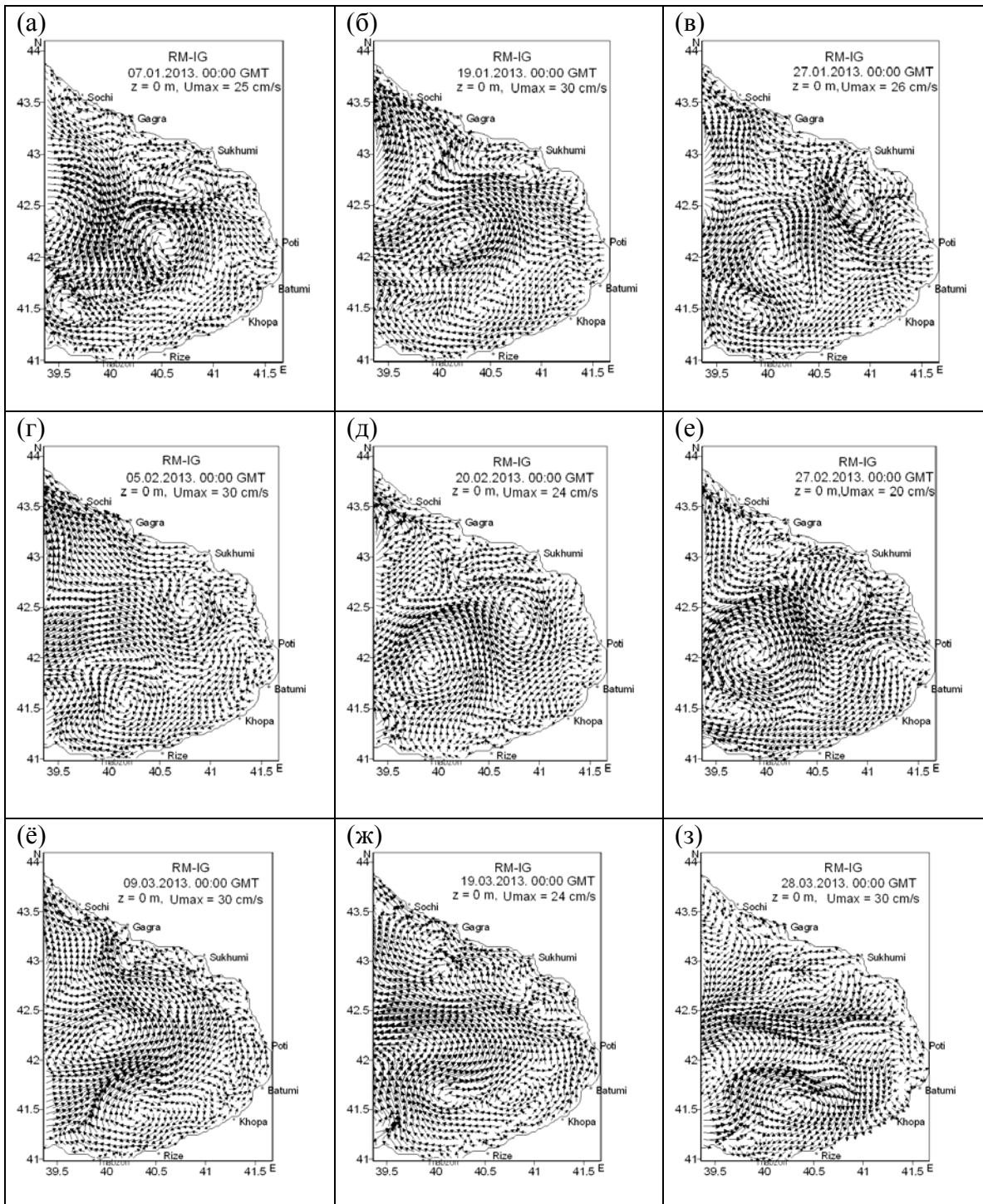
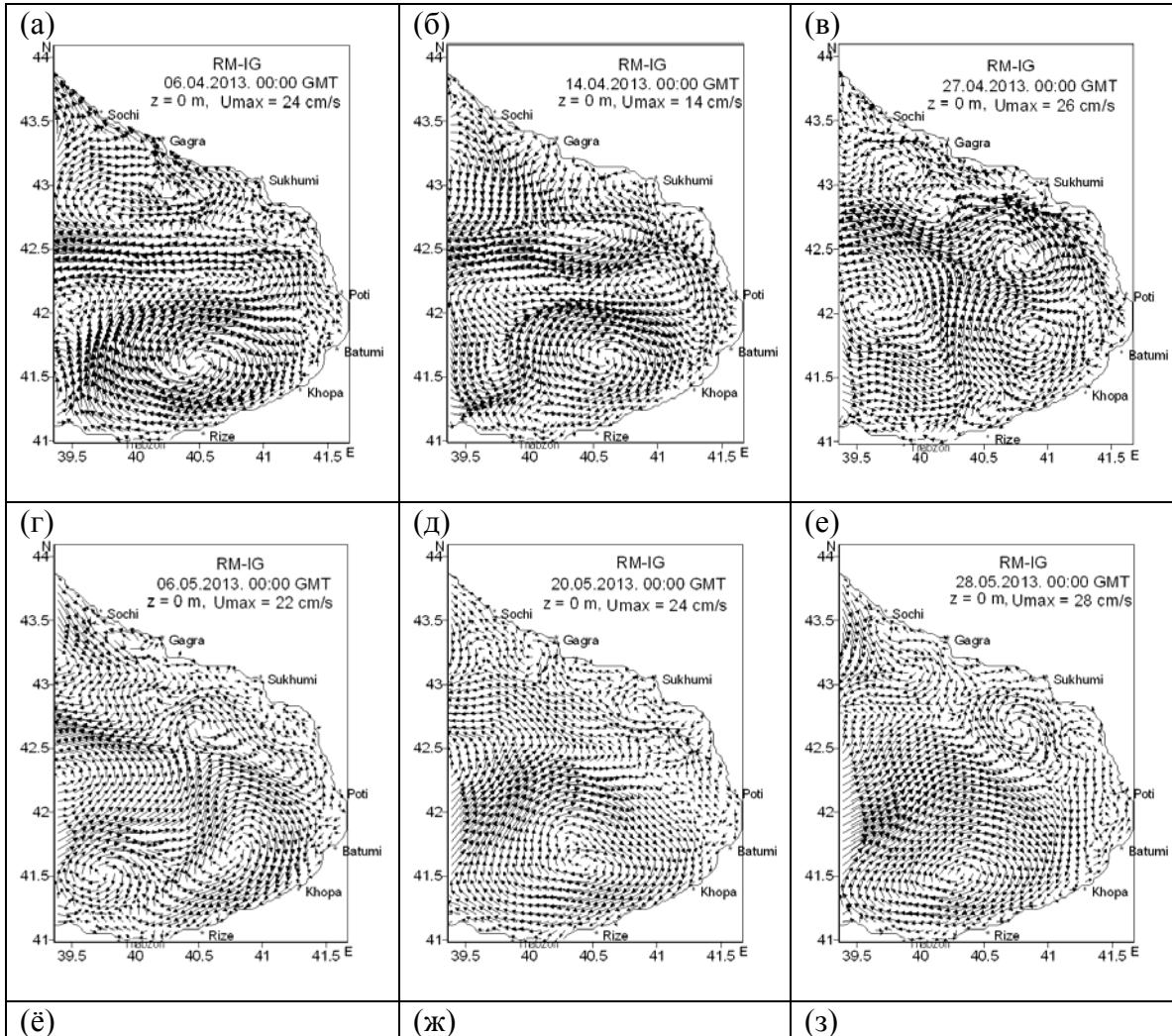


Рис.3. Рассчитанные поля поверхностного течения в 2013 г. (а) – 7 января, (б) – 19 января, (в) – 27 января, (г) – 5 февраля, (д) – 20 февраля, (е) - 27 февраля, (ё) – 9 марта, (ж) – 19 марта, (з) – 28 марта.

Начиная с октября Батумский вихрь постепенно ослабевает и циркуляционный режим трансформируется в течение с несколькими завихренностями. В большинстве случаев в узкой зоне вдоль Кавказского берега с шириной примерно 20-30 км (иногда больше) формируется зона интенсивного вихреобразования, где происходит генерирование малых неустойчивых береговых вихрей с размерами примерно от 5 до 25 км. Температурный режим верхнего слоя моря претерпевает значительные сезонные изменения [22, 24]. В формирование этого режима в поверхностном слое существенный вклад вносят тепловые потоки между морем и атмосферой, и поэтому характер изменчивости температурного режима во многом зависит от изменчивости тепловых потоков. Холодный промежуточный слой на глубинах 50-70 метров наблюдается во все сезны года, кроме зимы.



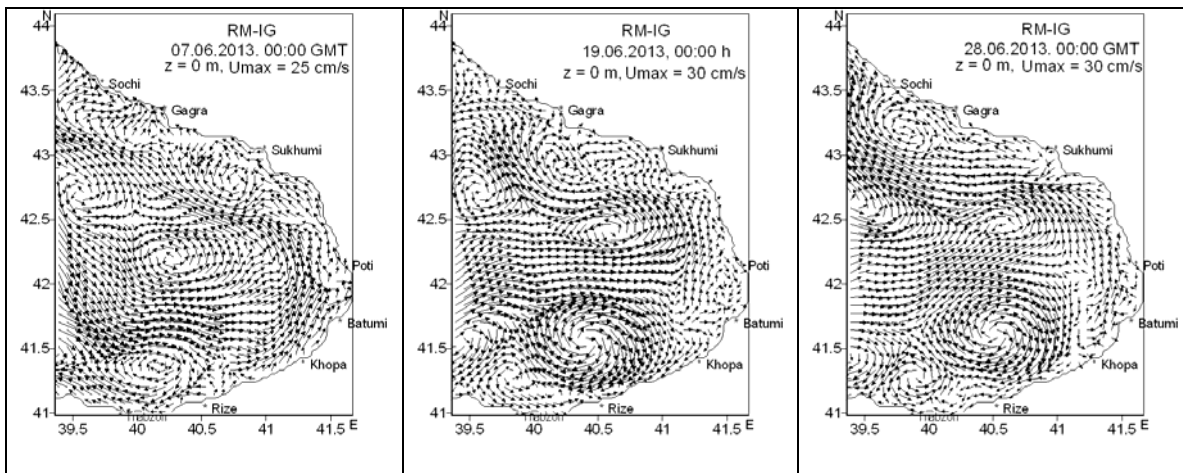
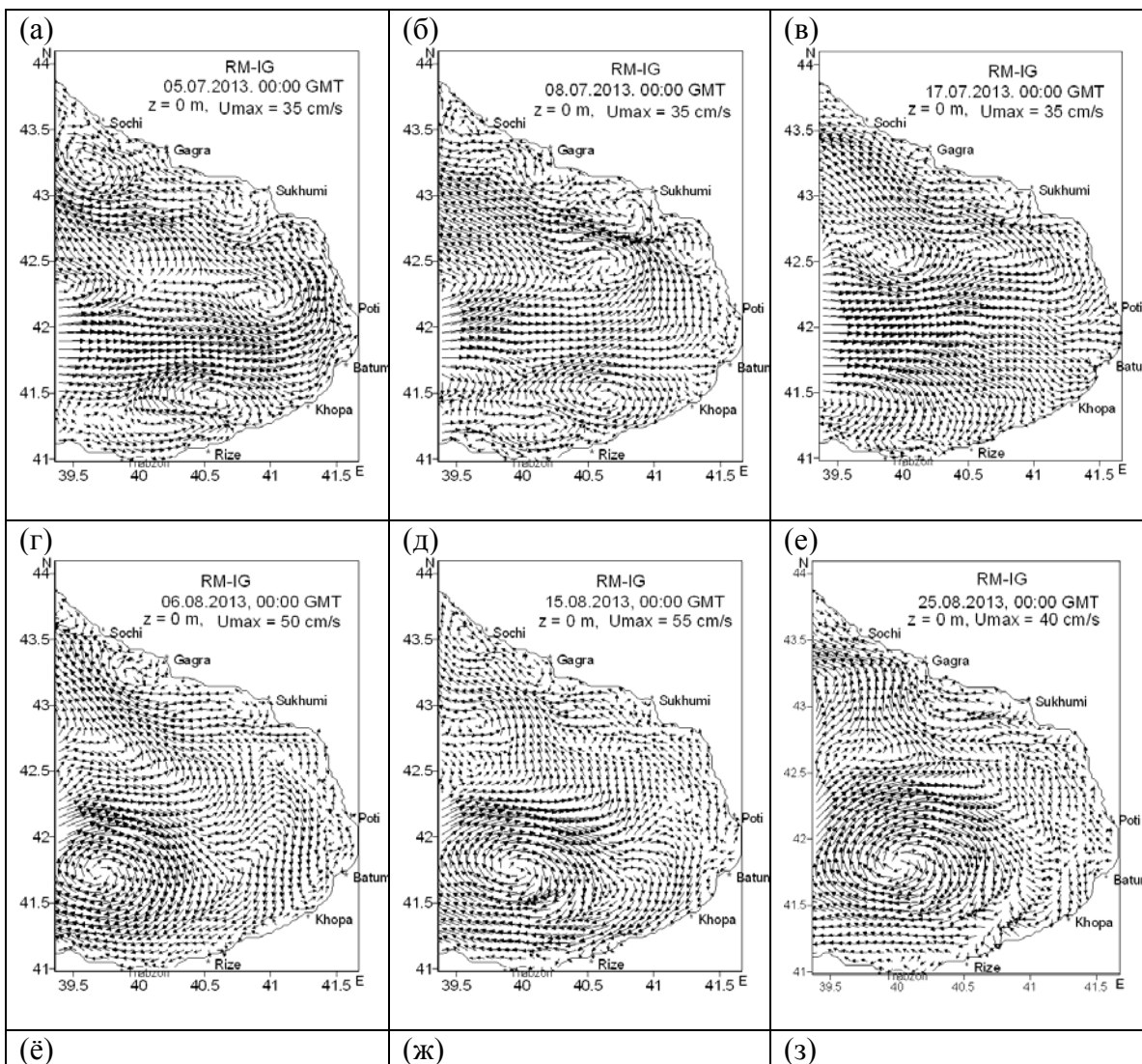


Рис.4. Рассчитанные поля поверхностного течения в 2013 г. (а) – 6 апреля, (б) – 14 апреля, (в) – 27 апреля, (г) – 6 мая, (д) – 20 мая, (е) – 28 мая, (ё) – 7 июня, (ж) – 19 июня, (з) – 28 июня.



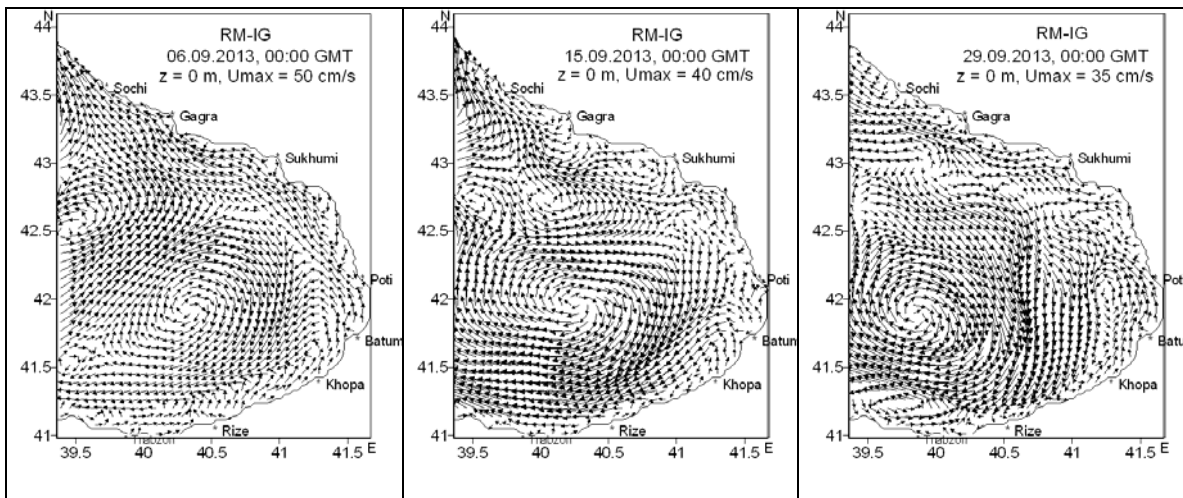


Рис.5. Рассчитанные поля поверхностного течения в 2013 г. (а) – 5 июля , (б) – 8 июля, (в) – 17 июля, (г) – 6 августа, (д) – 15 августа, (е) - 25 августа, (ё) – 6 сентября, (ж) – 15 сентября, (з) – 29 сентября.

Хотя отмеченные особенности внутригодовой изменчивости региональных процессов, в целом, являются характерными для восточной акватории моря, но в отдельные годы характер эволюция гидрофизических процессов может значительно отличаться от вышеописанной схемы.

Рис. 3-5 дают наглядное представление о характере эволюции региональных циркуляционных процессов, развивающихся в 2013 году. Из рис.3 видно, что зимняя циркуляция 2013 года характеризовалась, в общем, непрерывным формированием и эволюцией локальных вихревых образований. Восточная ветвь основного Черноморского течения, по-видимому, зимой нынешнего года проходила вне рассмотренной восточной области, в отличие от февральской циркуляции 2012 года [19, 20]. Интересно отметить, что в первой половине января наблюдался циклонический вихрь, который в дальнейшем испытывал определенную деформацию и увеличивался в размерах с диаметром примерно от 60 до 100 км. Этот вихрь существовал в течение всего января, в начале февраля исчезал и затем снова появлялся. Кроме этого вихря в зимней циркуляции 2013 года наблюдаются и другие циклонические и антициклонические вихри сравнительно меньших размеров. Среди этих вихрей можно отметить малый прибрежный антициклонический вихрь в акватории вблизи г. Сухуми, который наблюдался в течение января и февраля с некоторой модификацией и перемещением центра вихря. В юго-западной части рассмотренной восточной области в период января-февраля наблюдалось также формирование антициклонического вихря, который постоянно подвергался значительным изменениям.

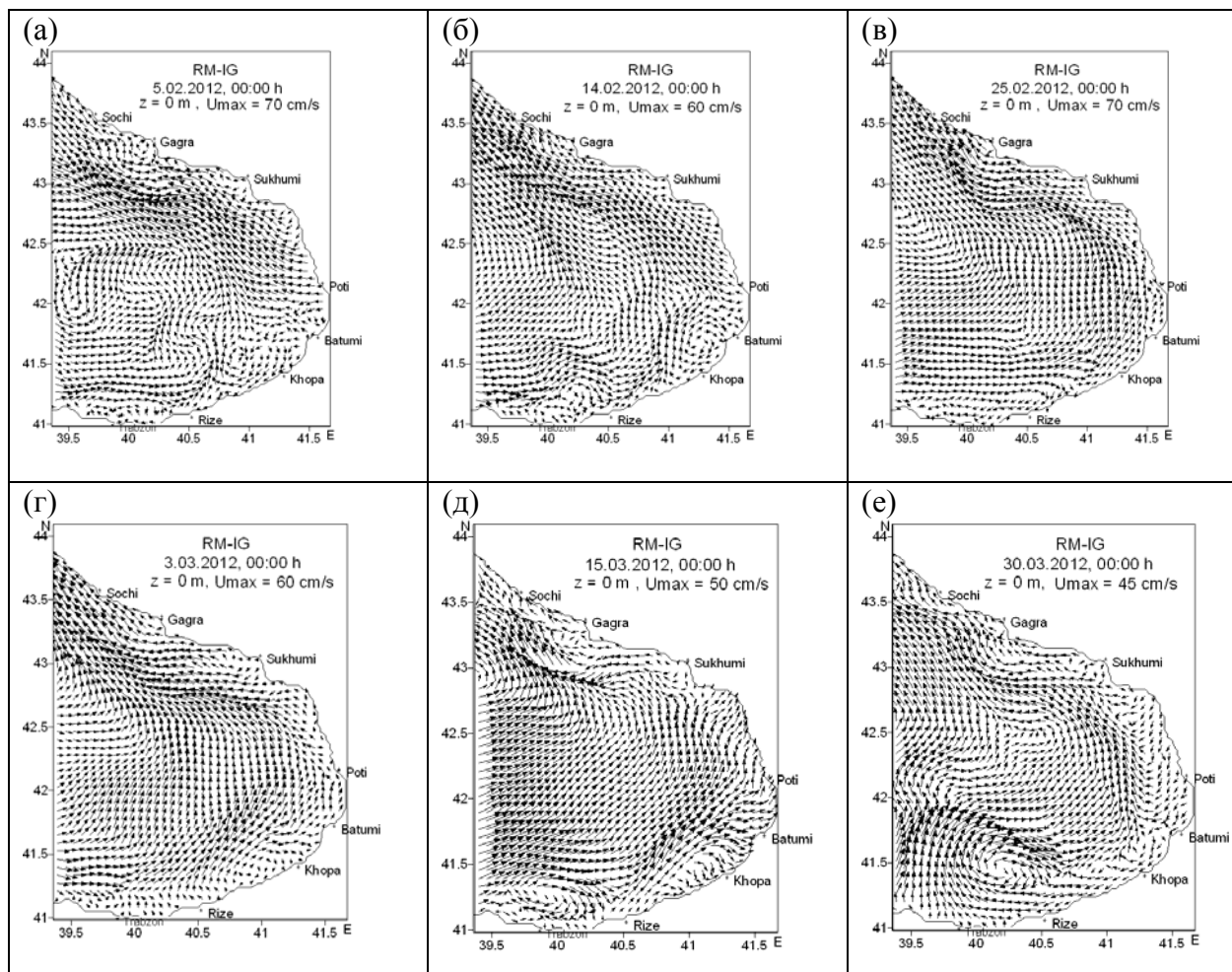


Рис.6. Рассчитанные поля поверхностного течения в 2012 г. (а) – 5 февраля , (б) – 14 февраля, (в) – 25 февраля, (г) – 3 марта, (д) – 15 марта, (е) - 30 марта.

Для весенней циркуляции характерно зарождение и развитие антициклонического вихря в южной части рассмотренной восточной области (рис.3ё-3з), который становится более интенсивным во второй половине мая (рис.4г-4е). В мае хорошо наблюдалось также формирование антициклонического вихря в акватории вблизи Сухуми (рис.4е).

На картинах апрельской циркуляции явно присутствует антициклонический вихрь в южной части (рис.4а-4в). Антициклонический вихрь присутствует также в мае, который к концу месяца становится более интенсивным (рис.4е).

Структура летней циркуляции нынешнего года заметно отличалась от структуры циркуляции предыдущих лет. Батумский антициклонический вихрь, который хорошо виден во второй половине мая, в июне уменьшался в размерах, а в июльской циркуляции вообще отсутствовал (рис.5). Середина июля нынешнего года характеризовалась практически безвихревым движением. На циркуляционных картинах хорошо видно также формирование малых береговых вихревых образований вдоль Кавказского побережья. С августа Батумский вихрь вновь зарождался и становился более интенсивным в сентябре (рис.5ё-5з).

Сравнительный анализ циркуляционных режимов 2013 года и предыдущих лет показывает, что они имеют как сходные, так и отличительные черты. На рис. 6 представлены картины февральской и мартовской циркуляций 2012 г. Из сопоставления рис.6 и рис.3, становится очевидным, что особенности циркуляционных режимов этих месяцев в 2012 и 2013

гг. по своей структуре значительно отличаются друг от друга. В отличие от 2013 г., длительный период времени в феврале и марте 2012 г. характеризовался практически безвихревым течением, а скорости морского течения нередко достигали 60-70 см/с на стержне ОЧТ, которое присутствует с середины февраля (рис.6б, 6в) до конца марта. Слабая завихренность морского течения в период февраля и марта 2012 г. можно объяснить воздействием сильных атмосферных ветров, которые развивались в этот период над восточной акваторией и имели сглаживающее действие на морское течение [34]. Под влиянием таких ветров исчезали вихревые образования.

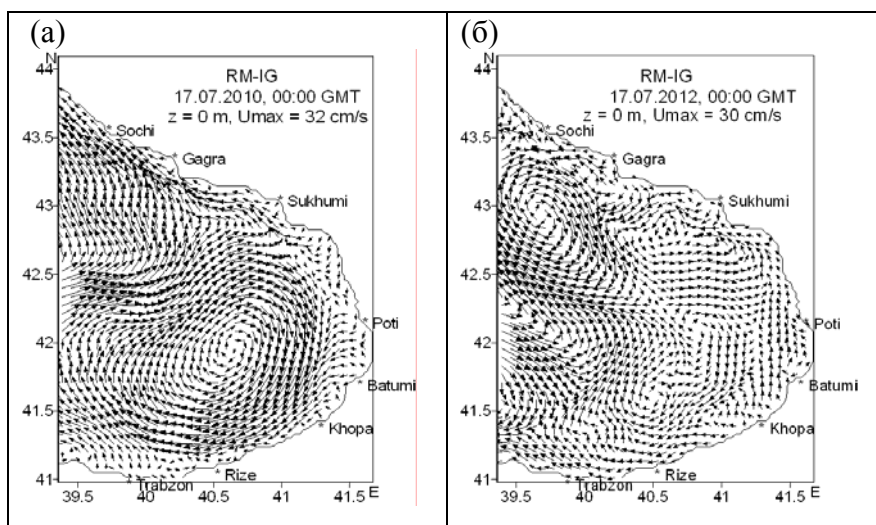


Рис. 7. Рассчитанные поля поверхностного течения: (а) – 17 июля 2010 г. ,
(б) – 17 июля 2012 г.

В течение всего марта 2013 года хорошо наблюдался антициклонический вихрь в южной части рассматриваемой области (рис.3ж-3з), тогда как в 2012 году формирование такого вихря можно было наблюдать только в конце марта (рис.6е).

Следует отметить, что региональная поверхностная циркуляция в июле 2013 г. резко отличалась от циркуляции прошлых лет. Рис.7, где изображены поверхностные циркуляции в июле 2010 и 2012 гг., хорошо подтверждает сказанное. Июль 2010 г. выделялся тем, что главным элементом региональной циркуляции в восточной части Черного моря являлся интенсивный Батумский антициклонический вихрь, который занимал территорию с диаметром примерно 150 км.

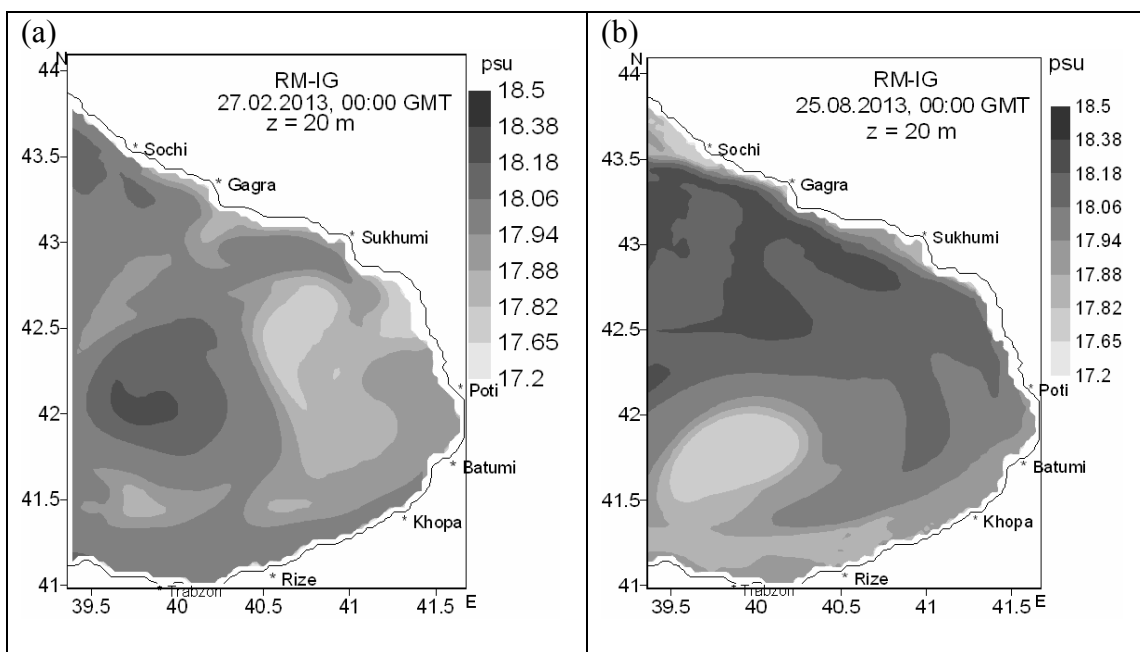


Рис.8. Рассчитанные поля солёности на горизонте $z = 20$ м: (а) – 27 февраля 2013г. , (б) – 25 августа 2013 г.

Как известно, поле солёности через поля плотности влияет на циркуляционный режим Черного моря [7, 8] и наоборот - поле солёности в значительной степени предопределяется циркуляционными процессами. Поэтому изменчивость циркуляционных процессов прямо отражается на распределение поля солёности. На рис.8 показаны рассчитанные поля солёности для зимнего и летнего сезонов в 2013 г. на глубине 20 м, когда циркуляционные процессы в поверхностном слое заметно отличались друг от друга. 27 февраля 2013 г. хорошо выраженным циркуляционным элементом был циклонический вихрь (рис.3е) в западной части рассмотренной региональной области, а 25 августа 2013 г. – антициклонический вихрь в юго-западной части (рис.5е). В результате сопоставления рис.8а и рис.3е, а также рис.8б и рис.5е нетрудно заметить, что в центральной зоне циклонического вихря наблюдаются воды повышенной солёности, а в центральной зоне антициклонического вихря – наоборот. Восходящие потоки в центре циклона способствуют переносу более солёных вод из глубинных слоев в верхние слои, а нисходящие потоки в центральной части антициклонического вихря переносят менее солёные воды с поверхностных слоев вниз.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ результатов прогностических гидрофизических полей, соответствующих 2010-2013 гг., позволил установить некоторые закономерности изменчивости динамических процессов в крайне восточной части Черного моря. Циркуляционные процессы, развивающиеся в этой части морского бассейна, характеризуются значительной внутригодовой и межгодовой изменчивостями, которые выражаются в непрерывном зарождении и эволюции циклонических и антициклонических вихревых образований различных размеров, начиная с малых береговых вихрей с диаметром примерно 5 км до вихрей с диаметром порядка 100 км. Самые малые вихревые структуры чаще всего формируются в узкой береговой зоне вдоль Кавказского побережья. Ширина этой зоны обычно составляет 20-25 км, но в отдельные случаи может расширяться примерно до 30-40 км. В тёплый период года, примерно с апреля по сентябрь, в

циркуляционной структуре доминирует Батумский антициклонический вихрь, хотя возможно исчезновение этого вихря в определенные периоды (например, в июле 2013 г.) до вновь зарождения. По мере приближения холодного периода, примерно с октября наблюдается постепенное уменьшение в размерах Батумского вихря до полного исчезновения. Региональная циркуляция холодного периода характеризуется в основном присутствием нескольких сравнительно малых завихренностей циклонического и антициклонического характеров. При воздействии сильных ветров морское течение может принимать практически безвихревой характер, а скорости могут достигать 60-70 см/с.

Значительная часть результатов, представленных в данной статье, получена в рамках гранта Национального научного фонда имени Шота Руставели (шифр проекта: AR/373/9-120/12).

ЛИТЕРАТУРА

1. Книпович Н. М. Гидрологические исследования в Чёрном море. Труды Аз.-Чёрн. Научно-промышленной экспедиции/ 1933. Вып.10.
2. Филиппов Д. М. Циркуляция и структура вод Черного моря. Москва.. Наука. 1968.132 с.
3. Рябин А. И., Кравец В. Н. Современное состояние сероводородной зоны Черного моря. Москва. Гидрометеиздат. 1989. 230 с.
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Черное море.. 1991. Т.4
5. Бондаренко Г. Н., Колябина И. Л., Маринич О. В. Проблема извлечения Сероводорода из глубинных вод Чёрного моря. Журнал: [Геология и полезные ископаемые Мирового океана](http://cyberleninka.ru/article/n/problema-izvlecheniya-serovodoroda-iz-glubinnyh-vod-chernogo-morya). 2009. № 2. С.91-97. <http://cyberleninka.ru/article/n/problema-izvlecheniya-serovodoroda-iz-glubinnyh-vod-chernogo-morya>.
6. Станев Е., Трухчев Д., Русенов В. Циркуляция вод и численное моделирование течений Черного моря. София. Университетско издательство “Климент охридски “. 1988. 220 с.
7. Кордзадзе А. А. Численное моделирование динамики морских течений (теория, алгоритм, численные эксперименты). Москва. ОВМ АН СССР. 1989. 128 с.
8. Марчук Г. И., Кордзадзе А. А. Численное моделирование динамики моря на основе метода расщепления. В кн.: Численное моделирование климата Мирового океана. М., ОВМ АН СССР. 1986. С.151-163.
9. Кордзадзе А. А., Скиба Ю. Н.- Численные расчёты основных характеристик Чёрного моря в рамках трёхмерной модели. Препринт ВЦ СО АН СССР. Новосибирск. 1973. 34 с.
10. Марчук Г. И., Кордзадзе А. А., Скиба Ю. Н.- Расчёт основных гидрологических полей Чёрного моря на основе метода расщепления. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т.11. № 4. 1975. С. 379-393.
11. Марчук Г. И., Кордзадзе А. А., Залесный В. Б. - Проблемы математического моделирования морских и океанических течений. В кн.: Дифференциальные и интегральные уравнения. Краевые задачи. Тбилиси. 1979. С. 99-151.
12. Кордзадзе А. А. Математические вопросы решения задач динамики океана. ВЦ СО АН СССР, Новосибирск, ВЦ СО АН СССР. 1982. С.148.
13. Stanev E. V. On the mechanisms of the Black Sea circulation. Earth-Science Rev. 1991. № 28. PP. 285-319.
14. Stanev E. V., Beckers J. M. Numerical simulations of seasonal and interannual variability of the Black Sea thermohaline circulation. J. Mar. Sys. 1999. V.22. PP.241-267.
15. Демьшев С. Г., Коротаев Г. К. Численное моделирование сезонного хода синоптической изменчивости в Черном море. Изв. АН. Физика атмосферы и океана, 1996. Т.32. № 1. С. 108-116.
16. Oguz T., Latun V. S., Latif M. A. et al. Circulation in the surface and intermediate layers in the Black Sea. Deep Sea Research. 1993. V.1. N 40. PP.1597-1612.

17. Зацепин А. Г., Флинт М. В. Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. М. Наука. 2002. 460 с.
18. Ginzburg A. I., Kostianoy A. G., Krivosheya V. G. et al. Mesoscale eddies and related processes in the northeastern Black Sea. *J. Mar. Syst.*. 2002. V.32. PP.71-90.
19. Kordzadze A. A., Demetrashvili D. I. Circulation processes in the easternmost part of the Black Sea in 2010-2012. *J. Georgian Geophys. Soc.* 2011-2012. V.14b. PP. 3-13.
20. Кордзадзе А. А., Деметрашвили Д. И. Краткосрочный прогноз гидрофизических полей в восточной части Чёрного моря. *Изв. РАН, Физика атмосферы и океана.* 2013. N 6.
21. Kordzadze A., Demetrashvili D. Some results of forecast of hydrodynamic processes in the Easternmost part of the Black Sea. *J. Georgian Geoph. Soc.* 2010. V.14b. PP.37-52.
22. Kordzadze A. A., Demetrashvili D. I. Operational forecast of hydrophysical fields in the Georgian Black Sea coastal zone within the ECOOP. *Ocean Science.* 2011. 7, PP. 793- 803, www.ocean-sci.net/7/793/2011/, doi: 10.5194/os-7-793-2011.
23. Кордзадзе А. А., Деметрашвили Д. И. Региональная оперативная система прогноза состояния восточной части Чёрного моря. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное исследование ресурсов шельфа. Севастополь Украина. 2011. Вып.25. Т.2 С.136-146.
24. Kordzadze A. A., Demetrashvili D. I. Coastal forecasting system for the easternmost part of the Black Sea. *Turkish Journal of Fisheries and Aquatic Sciences.* 2012. 12. PP.471-477. doi: 10.4194/1303-2712-v12_2_38. www.trjfas.org
25. Григорьев А. В., Зацепин А. Г. Верификация численной модели динамики вод Российской зоны Черного моря по данным дистанционных и контактных наблюдений. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное исследование ресурсов шельфа. Севастополь.Украина. 2011. Вып.25. Т.2. С.147-160.
26. Korotaev G. K., Oguz T., Dorofeev V. L. et al. Development of Black Sea nowcasting and forecasting system. *Ocean Science.* 2011. 7, PP. 629-649, doi: 10.5194/os-7-629-2011.
27. Kubryakov A. I., Korotaev G. K., Dorofeev V. L. et al. Black Sea Coastal forecasting system. *Ocean Science.* 2012. 8. P. 183-196. doi: 10.5194/os-8-183-2012.
28. Kordzadze A. A., Demetrashvili D. I., Kukhalashvili V. G. On the effective numerical methods of solution of shallow water problem. Realization of the model for the easternmost part of the Black Sea. *J. Georgian Geophys. Soc.* 2011-2012. V.14b. PP.14-31.
29. Коротаев Г. К., Еремеев В. Н. Введение в оперативную океанографию Чёрного моря. Севастополь. НПЦ “ЭКОСИ-Гидрофизика “. 2006. 381с.
30. Brozkova R., Derkova M., Bellus M., and Farda A. Atmospheric forcing by ALADIN/MFSTEP and MFSTEP oriented tunings. *Ocean Science,* 2006. P.113-121, www.ocean-sci.net/2/113/2006.
31. Зилитинкевич С. С., Монин А. С. Турбулентность в динамических моделях атмосферы. Л.: Наука. 1971. 44 с.
32. Марчук Г. И., Кочергин В. П., Саркисян А. С. и др. Математические модели циркуляции океана. Новосибирск. Наука. 1980. 288 с.
33. Марчук Г.И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Л., Гидрометеиздат. 1974. 303 с.
34. Кордзадзе А., Деметрашвили Д. И., Сурмава А. А. Численное моделирование гидрофизических полей Чёрного моря в условиях чередования атмосферных циркуляционных процессов. *Изв. РАН, Физика атмосферы и океана* 2008. Т.44. N 2. С.227-238.

**შავი ზღვის აღმოსავლეთ ნაწილის დინამიკური რეჟიმის ზოგიერთი
თავისებურებანი ჰიდროფიზიკური ველების მოდელირებისა და
პროგნოზის შედეგების საფუძველზე 2010-2013 წლებში**

კორძაძე ა., დემეტრაშვილი დ., სურმავა ა., კუხალაშვილი ვ.

რეზიუმე

სტატიაში განიხილება შავი ზღვის აღმოსავლეთ ნაწილში (თხევადი საზღვარი, რომელიც ყოფს რეგიონულ აკვატორიას ზღვის ღია ნაწილისაგან, გადის 39.08° ა. გრ. მერიდიანზე) ცირკულაციური პროცესების შიგაწლიური და წელთაშორისო ცვალებადობის თავისებურებანი შავი ზღვის დინამიკური მდგომარეობის პროგნოზის რეგიონული სისტემის შედეგების ანალიზის საფუძველზე. რეგიონული პროგნოზის სისტემამ, რომელიც თითქმის 3 წელიწადია ფუნქციონირებს მ. ნოდია გეოფიზიკის ინსტიტუტში და უზრუნველყოფს ძირითადი ჰიდროფიზიკური ველების – დინების, ტემპერატურისა და მარილიანობის 3 დღიან პროგნოზს შავი ზღვის საქართველოს სექტორსა და მის მიმდებარე აკვატორიაში 1 კმ ჰორიზონტალური გარჩევისუნარიანობით, საშუალება მოგვცა შეგვექმნა პროგნოზული ჰიდროფიზიკური ველების საკმაოდ მდიდარი მონაცემთა ბაზა. ამ მონაცემების ანალიზმა გაამდიდრა ჩვენი ცოდნა ზღვის აუზის ამ ნაწილში მიმდინარე ჰიდროდინამიკური პროცესების შესახებ და საშუალება მოგვცა გამოგვევლინა მათი შიგაწლიური და წელთაშორისო ცვალებადობის ზოგიერთი თავისებურებანი.

**SOME FEATURES OF A DYNAMIC MODE OF THE EASTERNMOST PART OF THE
BLACK SEA BY RESULTS OF MODELING AND FORECAST OF HYDROPHYSICAL
FIELDS FOR 2010-2013.**

A. A. Kordzadze, D. I. Demetrashvili, A. A. Surmava, V. G. Kukhalashvili

Abstract

In the paper the features of annual and interannual variability of circulating processes in the easternmost part of the Black Sea (liquid boundary separating regional water area from the open part of the sea passes along meridian 39.08° E) on the basis of the analysis of results, obtained by means of the regional forecasting system of a dynamic state of the Black Sea. The regional forecasting system, which functions at M. Nodia Institute of Geophysics almost 3 years and provides 3 days' forecasts of the basic hydrophysical fields - current, temperature and salinity in the Georgian sector and to its adjoining water area of the Black Sea with the horizontal resolution of 1 km, has enabled to create a rather rich database of prognostic hydrophysical fields. The analysis of these data improved our knowledge about hydrodynamical processes in this part of the sea basin and have enabled to reveal some features of annual and interannual changeability of such processes.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ АТМОСФЕРЫ В ОКРЕСТНОСТЯХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЁРНОГО МОРЯ

Кордзадзе А.А., Сурмава А. А., Деметрашвили Д. И., Кухалашвили В. У

*Институт Геофизики им. Михаила Нодиа
Тбилисского государственного университета им И.Джавахишвили
. Грузия, 0193, Тбилиси, ул. Алексидзе, 1.
E-mail: akordzadze@yahoo.com, aasurmava@yahoo.com*

1. ВВЕДЕНИЕ

В последние годы значительное внимание уделяется проблемам динамики внутренних морей: Средиземного, Чёрного и Каспийского и др.[1- 4]. Поэтому исследование механизмов формирования кинематических полей этих морей имеет важное теоретическое и прикладное значения.

Известно, что поле ветра в приземном слое атмосферы является основным фактором, которое посредством турбулентного трения формирует термический режим и течения в верхних слоях моря [5, 6]. Сама структура поля ветра зависит от термодинамических и орографических особенностей территорий, в котором расположены внутренние моря.

Восточная часть Чёрного моря окружена сложным рельефом Западного Кавказа. Вокруг нее расположены высокие горные хребты Кавказа, Понтийский хребет, Колхидская низменность и отдельные глубокие ущелья. Эти объекты могут существенно изменить крупномасштабное поле ветра, формировать локальные особенности течения воздуха [7-10], и тем самым влиять на кинематику Чёрного моря. Существующая сеть натуральных наблюдений не может в полном объёме описать всю палитру разнообразных крупно- и мезомасштабных особенностей метеорологических полей в этом регионе [11]. Поэтому, численное моделирование атмосферных процессов над восточной частью Чёрного моря является эффективным способом исследования распределения ветра над этой территорией и обмена теплом и количества движения между морем и атмосферой.

В настоящей статье, используя региональную модель средне-масштабных атмосферных процессов, разработанную в Институте геофизики им. М. Нодиа [7] моделируется и исследуется эффект взаимного влияния Чёрного моря и окружающего её рельефа.

2. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Рассмотрим гидродинамические процессы, которые развиваются над юго-восточной частью Чёрного моря и юго-западной частью Колхидской низменности. Область имеет размеры 115 км и 105 км по широте и долготы, соответственно, и включает в себя тропосферу и активные слоя моря и почвы.

Основные уравнения модели имеют вид:

а) для тропосферы [6, 12] :

$$\begin{aligned}
 \frac{du}{dt} &= -\frac{\bar{P}}{\rho} \frac{\partial \varphi}{\partial x} + lv + g(1+0.61q)\vartheta \frac{\partial z}{\partial x} + \mu \Delta u + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial u}{\partial \zeta}, \\
 \frac{dv}{dt} &= -\frac{\bar{P}}{\rho} \frac{\partial \varphi}{\partial y} - lu + g(1+0.61q)\vartheta \frac{\partial z}{\partial y} + \mu \Delta v + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial v}{\partial \zeta}, \\
 \frac{\partial \varphi}{\partial \zeta} &= \frac{g}{RT} (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, \\
 \frac{\partial \vartheta'}{\partial t} + u \frac{\partial \vartheta}{\partial x} + v \frac{\partial \vartheta}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial \vartheta}{\partial \zeta} + S_w &= \mu \Delta \vartheta + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial \vartheta}{\partial \zeta} + \frac{L}{\rho C_p} \phi_{\text{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 \Delta q + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial q}{\partial \zeta} - \phi_{\text{con}} - \frac{\partial Q}{\partial t}, \\
 \frac{\partial m'}{\partial t} + u \frac{\partial m}{\partial x} + v \frac{\partial m}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial m}{\partial \zeta} + \dots &= \mu \Delta m + \frac{\partial}{\partial \zeta} v \frac{\partial m}{\partial \zeta} + \phi_{\text{con}} - \frac{\partial M}{\partial t} - \frac{\partial N}{\partial t}, \quad 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},
 \end{aligned} \tag{1}$$

б) для активного слоя почвы [14]:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} D(C) \frac{\partial C}{\partial z} - \frac{\partial E(C)}{\partial z}, \quad \frac{\partial T_{\text{soil}}}{\partial t} = K_{\text{soil}} \frac{\partial^2 T_{\text{soil}}}{\partial z^2}, \quad \text{при } \delta_0 > z > Z_{\text{soil}}; \tag{2}$$

в) для слоя морской воды [13]:

$$\frac{\partial T_{\text{sea}}}{\partial t} = K_{\text{sea}} \frac{\partial^2 T_{\text{sea}}}{\partial z^2} + \frac{1}{C_{\text{sea}} \rho_{\text{sea}}} \frac{\partial I}{\partial z}, \quad \text{при } \delta_0 > z > Z_{\text{sea}}, \tag{3}$$

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; $\delta = \delta_0(x, y) + 50$ м - высота приземного слоя; δ_0 - высота рельефа; $h = H - \delta$; $H(t, x, y)$ - высота тропопаузы; u , v , w и \tilde{w} - составляющие скорости ветра вдоль осей x , y , z и ζ ; $\vartheta = T' / \bar{T}$ и $\varphi = P' / \bar{P}(z)$ - аналоги температуры и давления; $\bar{T} = 300$ К; T' , P' - отклонения температуры и давления от стандартного вертикального распределения $T(z) = \bar{T} - \gamma z$ и $\bar{P}(z)$; γ - стандартный вертикальный градиент температуры; ϑ и θ - мезомасштабная и фоновая составляющие аналога температуры; $\vartheta' = \vartheta - \theta$; q и Q - массовая доля водяного пара и фоновая массовая доля водяного пара; $q' = q - Q$; m и M - массовая доля облачной воды и фоновая массовая доля облачной воды; $m' = m - M$; T_{soil} и T_{sea} - температуры почвы и морской воды, соответственно; C - объёмное содержание почвенной воды; $\rho(z)$ и ρ_{sea} - стандартное вертикальное распределение плотности сухого воздуха и плотности морской воды; g - ускорение свободного падения; R - универсальная газовая постоянная для сухого воздуха; C_p и C_{sea} - удельная теплоёмкость сухого воздуха при постоянном давлении и удельная теплоёмкость морской воды; S - параметр термической устойчивости; L - скрытая теплота конденсации; ϕ_{con} - скорость конденсации; μ - коэффициент горизонтальной турбулентности; ν - коэффициенты вертикального турбулентного обмена для импульса, температуры, водяного пара и облачной воды; $\partial N / \partial t$ - интенсивность выпадения осадков; D - коэффициент диффузии воды в почве; E - коэффициент фильтрации воды в почве; I - поток суммарной солнечной радиации в морской воде; K_{soil} и K_{sea} коэффициенты теплопроводности почвы и морской воды. Значения коэффициентов

горизонтальной и вертикальной турбулентностей определяются с помощью следующих формул [15, 16]:

$$\mu = \Delta x \Delta y \sqrt{2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2} ; \nu = (0.05 \Delta z)^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \frac{g \partial \rho}{\rho \partial z}} \text{ при } z > z_{sur},$$

где Δx и Δy горизонтальные шаги численной сетки вдоль осей x и y , соответственно.

В приземном и приземном слоях воздуха $z \leq z_{sur}$ коэффициенты вертикальной турбулентности определены с помощью метода, разработанного в [17].

В начальный момент времени заданы поля температуры Черного моря и суши, водность почвы, гидротермодинамические поля атмосферы над восточной частью Чёрного моря и западной частью Кавказа. Значения этих полей равны фоновым значениям метеорологических полей, которые получены в результате моделирования распространения волны циклонической и антициклонической вихрей синоптического масштаба над восточной частью Средиземного моря, Черного и Каспийского морей [8].

Для каждого момента времени фоновые значения метеоэлементов рассчитываются с помощью региональной модели. Было получено, что в окрестностях г. Батуми в пограничном слое атмосферы фоновый в начальный момент времени ветер юго-западный Рис. 1. С ростом высоты он постепенно меняет направление и в верхней тропосфере становится юго-восточным.

На боковых границах используются следующие условия: если нормальная компонента скорости ветра направлена внутрь области, то тогда значения метеоэлементов равны их фоновым значениям, в других случаях – градиенты отклонений метеоэлементов от фоновых значений равны нулю. Остальные условия и численные схемы совпадают с условиями и схемами региональной модели.

На поверхности тропопаузы отсутствуют потоки количества движения, тепла, влажности и водности; отклонение давления определяется из условия неразрывности давления на этом уровне [12]. На верхней границе приземного слоя атмосферы турбулентный поток водности равен нулю, турбулентные потоки количества движения, тепла и влажности определяются с помощью интегрального метода, данного в [9, 26].

На поверхности разделов почва-атмосфера и вода-атмосфера в качестве граничного условия 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.

Метеорологические параметры принимали известные стандартные значения для средних широт. Фоновое значение относительной влажности равно 40 %, фоновое значение массовой доли водности равно нулю. Для исследования мезомасштабных структур течений воздуха в процессе перемещения крупномасштабных вихрей, выбран конкретный район в юго-восточной части Чёрного моря в окрестности г. Батуми.

Численное интегрирование уравнений (1) осуществлено с помощью схемы Ф. Шумана и Л. Говермейла [27], а уравнений (2), (3) – с помощью схемы Кранка-Никольсона. Пространственная сетка состоит из $23 \times 21 \times 51$ точек вдоль осей x , y и z , соответственно. Горизонтальный шаг численной сетки равен 5 км, вертикальный – 1/50.

В почве и морской воде количество уровней равно 20, вертикальный шаг – 10 см.

Шаг по времени равен 4 мин.

2. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

На рис. 3 показаны поля ветра, рассчитанные для мезомасштабной области в окрестностях г. Батуми. Видно, что в приземном и пограничном слоях атмосферы поля скоростей ветра существенно отличаются от фоновых полей как по направлению, так и по величине. На уровне приземного слоя $z = 50$ м получен северный ветер, который с приближением к береговой линии становится северо-восточным и восточным.

С удалением от поверхности земли направление и скорость ветра постепенно меняются и с ростом высоты различие между фоновой и локальной ветрами постепенно уменьшается. В пограничном слое атмосферы скорость ветра над морской поверхностью и поверхностью земли имеет различные направления. Данный эффект, на наш взгляд, связан с различными кинематическими влияниями орографии и с термическими воздействиями почвенной и морской поверхностей. Эти различия, по-видимому, приводят к формированию бароклинной неустойчивости в пограничном слое атмосферы, которая развиваясь формирует на высоте одного километра замкнутый орографический циклонический вихрь скорости ветра. Расчёты показали, что данный вихрь имеет короткое время жизни (3-4 часа) и постепенно исчезает. Выше пограничного слоя атмосферы эффекты влияния рельефа и бароклинной

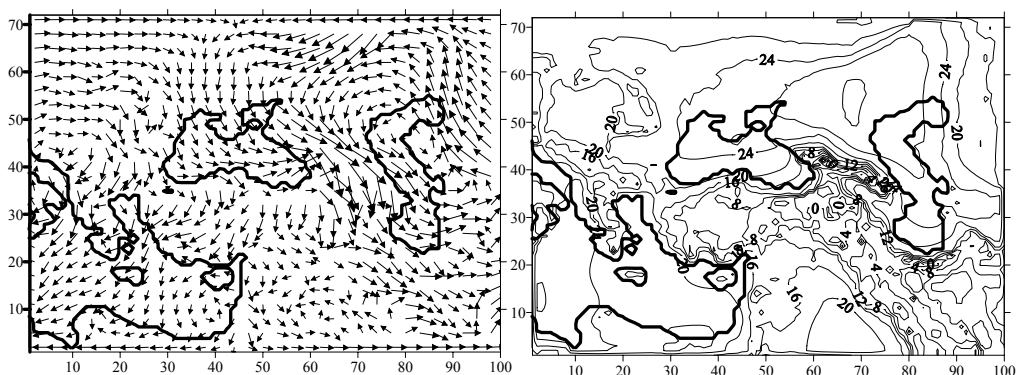


Рис.1. Фоновые поля вектора скорости ветра (м/сек), изолиний температуры ($^{\circ}$ C), полученные в моменты времени $t = 9$ ч на уровне приземного слоя. Жирными линиями показаны границы морей.

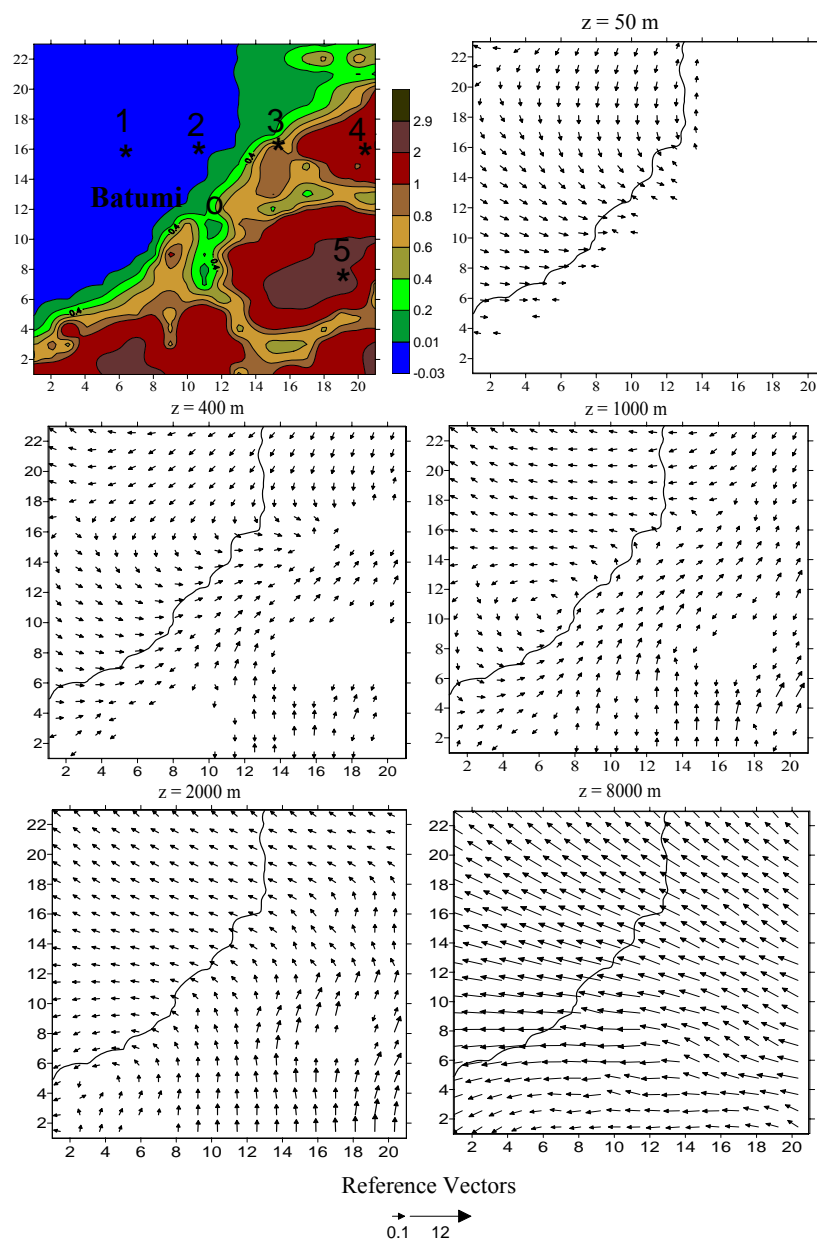


Рис. 2. Топография области моделирования и поля ветра (м/с) на высотах $z=50, 400, 1000, 2000$ и 8000 м. Кривой линией обозначена береговая линия Чёрного моря, цифрами 1-5 обозначены выбранные точки оценки величин параметров модели.

неустойчивости уменьшаются, циклоническая завихренность слабеет, и поток становится однородным.

Численные эксперименты показали также, что форма течения воздуха и пространственная структура циркуляций ветра существенно зависят от фоновой скорости ветра. Если фоновая скорость ветра в пограничном слое атмосферы меньше 5 м/с, то тогда определяющим становится термическое влияние рельефа. Оно способствует формированию замкнутых вихревых образований. При больших скоростях фонового ветра вихревые структуры отсуются, и из-за влияния неровности орографии течение становится волновым.

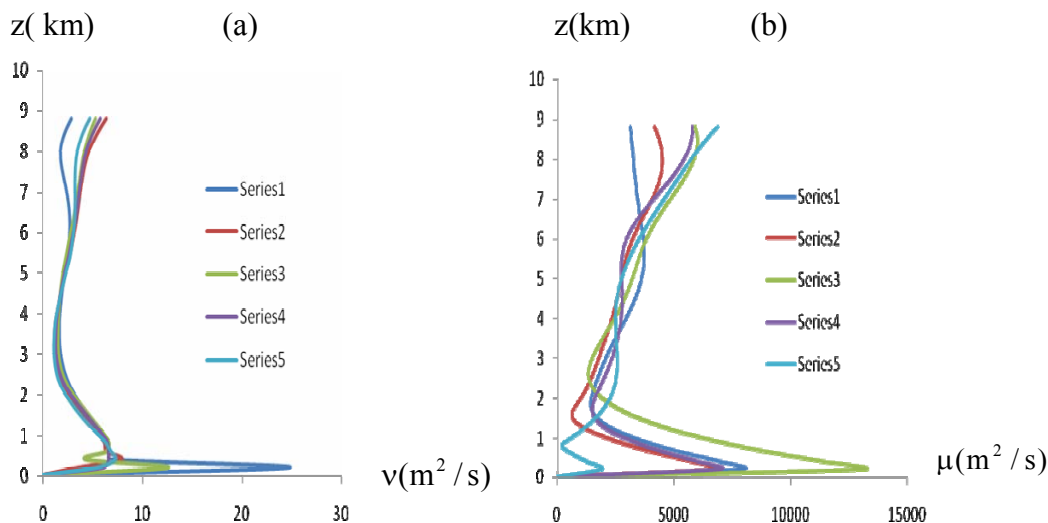


Рис. 3. Графики изменения вертикальной (а) и горизонтальной турбулентностей (б) по высоте от поверхности земли в пяти пунктах области моделирования (series 1- series 5).

На рис. 3 показаны эпюры вертикальной и горизонтальной турбулентностей в пяти выбранных точках области (Рис.2) моделирования при $t = 8$ ч утра. Из рис. 3 а) видно, что значения коэффициента вертикальной турбулентности максимальны в приземном слое воздуха, в котором они меняются в интервале $0 \leq v \leq 26 \text{ м}^2/\text{с}$. Значения v минимальны на высоте $z = 2-4$ км от поверхности Земли. На этом уровне их значения не превышают $2.5 \text{ м}^2/\text{с}$. На более высоких уровнях v опять растёт и достигает максимальных значений, равных $5-8 \text{ м}^2/\text{с}$ вблизи тропопаузы.

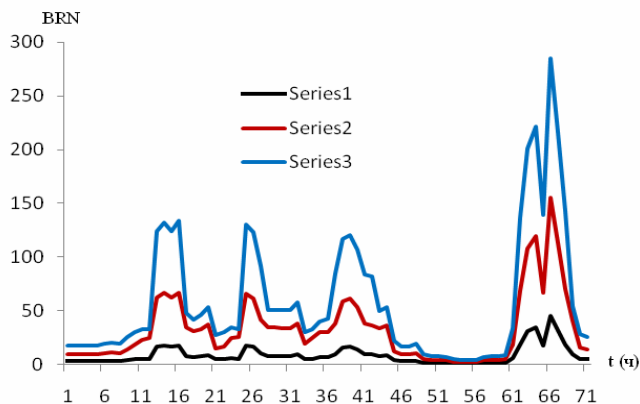


Рис.4. Изменение во времени BRN на уровнях $z = 2$ m (series 1) , 10 m (series 2), and 50 m (series 3).

В приземном слое воздуха вертикальный турбулентный обмен особенно силен во внутренней части моря (series 1). С приближением к берегу он уменьшается и становится минимальным в окрестностях высокогорной части региона (series 4-5).

Качественно аналогичное вертикальное распределение получено и для горизонтальной турбулентности (рис 3. b).

На рис. 4 представлены расчётные величины Балк-Ричардсона числа (BRN) $BRN = (g/\bar{T})(\gamma_a - \gamma + \Delta T / \Delta z) / [\Delta u / \Delta z)^2 + (\Delta v / \Delta z)^2]$ на трёх уровнях в приземном слое воздуха над морской поверхностью. Видно, что изменение числа Балк-Ричардсона (BRN) во времени имеет периодический характер с периодом 12- 26 часов. В определённые часы оно резко уменьшается и становится меньше, чем 0.25 являющееся критерием неустойчивости для BRN. Это указывает на то что, в окрестностях выбранной точки термодинамическая система стала неустойчивой и усилилась мелкомасштабная турбулентность. В течение нескольких часов, посредством интенсивного турбулентного обмена тепла и количества движения, произошло разрешение бароклинной неустойчивости и система перешла в устойчивое состояние.

3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённый численный эксперимент показывает, что рельеф, окружающий восточную часть Чёрного моря существенно влияет на мезомасштабное поле течения воздуха не только над сушей, но и над поверхностью моря. В нижних слоях тропосферы кинематическое и термическое влияния рельефа проявляются в существенной деформации крупномасштабного поля скорости ветра и формировании локальной циркуляционной системы. Мезомасштабные течения воздуха над морем и землёй в отдельных местах могут существенно отличаться от фоновых течений в пограничном слое атмосферы. Комплексное воздействие орографии, термических режимов моря и суши в определённой части приводит к возникновению бароклинной неустойчивости в приземном слое атмосферы. Разрешение бароклинной неустойчивости происходит путем образования циклонического вихря скорости ветра который существует несколько часов. Можно предположить, что эти вихри при некоторых синоптических ситуациях могут стимулировать развитие смерчей, часто наблюдаемых на Черноморском побережье Грузии в летнее время. Вместе с этим, надо отметить, что хотя отмеченный вихрь образован в окрестностях г. Батумы, его формирование никак не связан с известным Батумским антициклоническим вихрем циркуляции Чёрного моря, наблюдаемым в летний сезон.

Исследование выполнено в рамках научного гранта Национального научного фонда им. Шота Руставели шифр AR/373/9-120/12.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- [1] Марчук Г. И., Кордзадзе А. А., Залесный В. Б. Проблемы математического моделирования морских и океанических течений. Дифференциальные и интегральные уравнения. Краевые задачи. Тбилиси. 1979. С. 99-151.
- [2] Кордзадзе А. А. Математическое моделирование динамики морских течений (теория, алгоритмы, численные эксперименты). М.: ОВМ АН СССР. 1989. 218 с.
- [3] Korotaev G., Oguz T., Nikiforov A., Koblinsky S. Seasonal, interannual, and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from altimeter data. J. Geophys. Res. 108(C4). 3122. 2003, doi:10.1029/2002JC001508.
- [4] Залесный В.Б., Тамсалу Р.Э., Куллас Т. "Негидростатическая модель морской циркуляции". Океанология. 2004. Т. 44. N 4. С.495-506.
- [5] Физика океана. Под ред. Ю.П. Доронина. Л. Гидрометеиздат. 1978. 294 с.
- [6] Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Л. Гидрометеиздат. 1974. 303 с.

- [7] Kordzadze A. A., Surmava A. A., Denetrashvili D. I., and Kukhalashvili V. G. Numerical investigation of the influence of the Caucasus relief on the distribution of hydrometeorological fields. *Izvestia, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2007. V. 43. No. 6. PP.722-730.
- [8] Kordzadze A., Surmava A. Mathematical model of middle-scale movements over the Caucasian region in free atmosphere. *J. Georgian Geophys. Soc.* 1998. V.3B. PP. 66-73.
- [9] Кордзадзе А. А., Сурмава А. А., Деметрашвили Д. И. Численное моделирование поля ветра в окрестностях восточной части Чёрного моря и западной части Каспийского морей, сформированного влиянием рельефа Кавказского региона. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. В. 10. 2004. С. 257-264.
- [10] Khvedelidze Z., Khvedelidze R. On the influence of the relief on the geopotential in the lower layers of the atmosphere. *J. Georgian Geophys. Soc.* 1996. V.1. PP. 51-58.
- [11] Папинашвили К. И. Атмосферные процессы в Закавказье и их связь с макроциркуляционными процессами над Евразией. Ленинград: Гидрометеиздат. 1963. 184 с.
- [12] Гутман Л. Н. Введение в нелинейную теорию мезометеорологических процессов в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат. 1969. 296 с.
- [13] Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат. 1984. 752 с.
- [14] Чудновский А. Ф. Теплофизика почв. Москва: Наука. 1976. 352 с.
- [15] Зилитинкевич С.С., Монин А.С. Турбулентность в динамических моделях атмосферы. Ленинград: Наука. 1971. 44 с.
- [16] Марчук Г.И., Кочергин В. П., Саркисян А. С. И др. Математические модели циркуляции океана. Новосибирск: Наука. 1988. 288 с.
- [17] Казаков А. Л., Лазриев Г. Л. О параметризации приземного слоя атмосферы и деятельного слоя почвы. Изв. Ан СССР, сер. Физика атмосферы и океана. 1978. Т. 14, № 11. С. 257-265.
- [18] Сурмава А. А., Кварацхелия Д. У. Численное исследование влияния восточной части Средиземного моря, Чёрного, Каспийского морей и окружающего их рельефа на распределение метеорологических полей в крупномасштабных вихрях атмосферы. Труды Ин-та геофизики им. М. З. Нодиа. 2009. Т. 61. С. 172-178.
- [19] Марчук Г.И., Дымников В.П., Залесный В.Б., Лыкосов В.Н., Галин В.Я. Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана. Ленинград: Гидрометеиздат. 1984. 320 с.
- [20] Белов П. Н., Борисенков Е. П., Панин Б. Д. Численные методы прогноза погоды. Ленинград: Гидрометеиздат. 1989. 376 с.

**შავი ზღვის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილის მიდამოებში
ატმოსფეროში მეზომასშტაბური ჰიდროდინამიკური ველების
რიცხვითი მოდელირება**

კორძაძე ა. ა., სურმავა ა. ა., დემეტრაშვილი დ. ი., კუხალაშვილი ვ. გ.

რეზიუმე

ჩატარებულია შავი ზღვის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილის მიდამოებში ატმოსფეროში ქარის სიჩქარის მოდელირება და მისი სივრცული განაწილების შესწავლა. გამოთვლილია ქარის სიჩქარეები, ბადექვეშა მასშტაბის ჰორიზონტალური

და ვერტიკალური ტურბულენტობის კოეფიციენტებისა და რიჩარდსონის რიცხვის სივრცული განაწილება. ნაჩვენებია, რომ ლოკალური რელიეფი, შავი ზღვის ზედაპირული ფენისა და ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენების თერმოდინამიკა ხელს უწყობენ ბაროკლინური არამდგრადობის შექმნას, ტურბულიზაციის პროცესის გაძლიერებასა და β -მეზომასშტაბის მოკლე ხანგრძლივობის ქარის სიჩქარის გრიგალის წარმოშობას.

Numerical modeling of the mesoscale hydrodynamic fields in The atmosphere over the south-east part of the Black Sea

Kordzadze A. A., Surmava A. A., Demetrashvili D. I., Kukhalashvili V. G.

Abstract

Numerical simulation of wind speed and an investigation of its spatial distribution in the atmosphere over the south-east part of the black Sea has been carried out. The speeds of spatial wind distributions, vertical and horizontal turbulent coefficients and Balk-Richardson Number are calculated. It is indicated that local relief, thermodynamics of the upper layer of the Black Sea and atmospheric boundary layers promote formation of a baroclinic instability and β -mesoscale eddy of wind.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОДВОДНОГО ВИДЕОКАРТИРОВАНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ

Пасынков А.А.

Аннотация

Установлен эволюционный характер трансгрессий средиземноморских вод в Черное море. Впервые с помощью телевизионного подводного аппарата на северо-западном шельфе Черного моря обнаружены пульсирующие газо - грязевыделяющие структуры, изучена их морфология и морфометрия. Установлен новый тип морфоскульптур морского дна, связанный с процессами изменения физико-механических и инженерно-геологических свойств донных отложений в зонах активного газоотделения.

В мае 2012 года в рамках 5-го рейса подводно-археологических исследований по Программе Минкультуры Украины «Берег Богов» под руководством С.А. Воронова проводились исследования северо-западного шельфа Черного моря.

В геологические задачи экспедиции входило выявление древних береговых уступов палеодолин; изучение разреза и мощностей современных отложений; установление характера осадконакопления голоценовых отложений, что могло бы подтвердить существование или отсутствие резкого перерыва, свидетельствующего о катастрофических событиях. Особым заданием являлось также проведение мониторинга выявленных ранее газовых факелов и проявлений грязевого вулканизма.

Археологической задачей экспедиции являлось проведение исследований, которые позволили бы проверить достоверность гипотезы Райана-Питмана о катастрофическом затоплении северо-западного шельфа Черного моря водами, поступающими из пролива Босфор [1]. Предполагалось также проверить вероятность существования на древних берегах материальных следов древних цивилизаций. Известно, что американские геологи Питман и Райан основывали свою теорию на резком (катастрофическом) повышении уровня солености воды, происшедшее 7,5 тысяч лет назад. Питман рассчитал, что наступление вод на сушу происходило со скоростью 1,5-2 км в день. «Вода с грохотом рвалась через пролом с силой двухсот Ниагарских водопадов», говорил Питман на одной из своих лекций в Гарвардском университете [2].

В основу методики решения столь сложной и многоплановой научно-исследовательской задачи была положена концепция комплексирования при разработке организационной структуры экспедиции, интеграция специальных подводно-технических средств и разработка эффективных технологий их применения в реально складывающихся морских условиях. Так, наряду с традиционными геологическими и гидроакустическими средствами исследования (ударные грунтозаборные трубки, сонары, гидролокаторы бокового обзора) впервые был задействован самоходный телеуправляемый подводный аппарат (ТПА) «Софокл-1», разработанный в Национальном университете кораблестроения имени адмирала Макарова под руководством профессора В.С. Блинова [3]. ТПА оснащен подводной видеокамерой с мощной

системой подводного освещения и гидролокатором кругового обзора для поиска объектов, расположенных на грунте и в водной толще, что обеспечивает получение подводной информации в реальном масштабе времени. Кроме того, ТПА имеет систему подводной навигации и контроля пространственного положения, а также встроенную систему диагностики технического состояния бортового электрооборудования.

Внешний вид ТПА «Софокл - 1» показан на рис. 1.



Рис. 1. Самоходный телеуправляемый подводный аппарат «Софокл-1».

В результате разработки и апробации новой технологической схемы применения ТПА (В.С. Блинцов, С.А. Воронов) была обеспечена возможность круглосуточного видеообследования донной поверхности и цветного цифрового видеодокументирования полученных результатов на глубинах до 150 метров в условиях дрейфа экспедиционного судна-носителя.

Геологические исследования (донный пробоотбор) выполнялись с помощью ударной грунтовой трубки, гидроакустические исследования – с помощью гидролокатора.

Полученные результаты. 24.05. 2012 в дрейфе судна на ст. 19 с координатами $44^{\circ}57'24,1128''$ и $32^{\circ}11'42,3672''$ на глубинах 95-101 м (рис. 2) было выполнено обследование дна с помощью самоходного ТПА «Софокл - 1». Видеозапись велась постоянно с выводом изображения на экран служебного монитора.

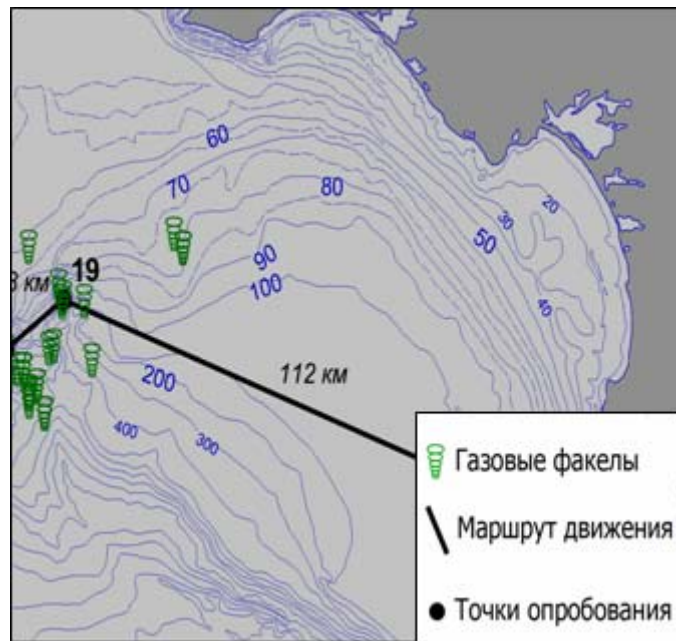


Рис. 2. Положение ст. 19 на северо-западном шельфе Черного моря.

Ст.19 расположена на западном борту Палеокаланчакского каньона и была выбрана для изучения газовых факелов, установленных ранее работами с борта НИС «Профессор Водяницкий» [4].

Площадь исследований в морфоструктурном отношении включает зону перегиба внешнего шельфа и верхнюю часть континентального склона, рассеченную истоками крупных каньонов – продолжением погребенных русел палеорек и их притоков. Рельеф дна этой части шельфа Черного моря представляет собой реликтовый субаэральный эрозионно-денудационный предголоценовый рельеф приморской равнины. Плоское водораздельное пространство расчленено палеодолинами на отдельные возвышенности. Исследованный район охватывает поверхность, принадлежащую «бассейну» и «водораздельным склонам» каньона Палеокаланчака (Праднепра).

Преобладание эрозионных типов рельефа обусловило своеобразие положения верхней бровки склона, которая отступает здесь далеко на север и представлена огромным эрозионным цирком. Поверхность расчленена ветвящимися и протяженными притоками каньона, узкими хребтами. Характерная ее черта - уступы древних береговых линий, расположенных на глубинах от 100 до 300 м, наличие полей развития газовых факелов (рис. 3).

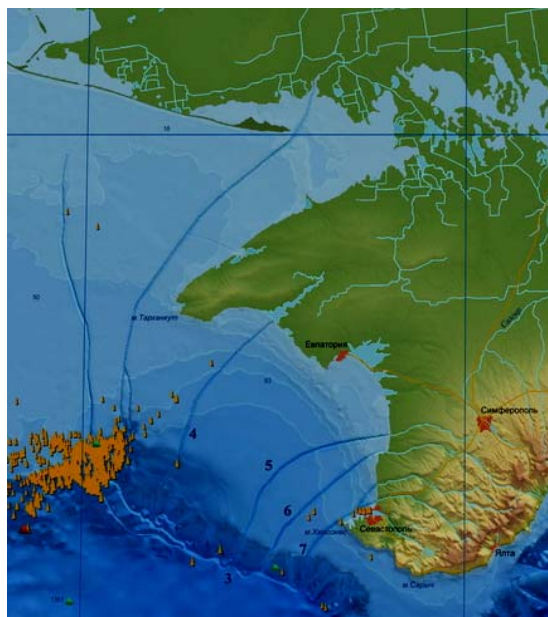


Рис. 3. Поля газовых факелов в районе Палеокаланчака. Палеореки: 3-Палеокаланчак (каньон); 4 – Палеодонузлав; 5 – Палеобулганак; 6 – Палеоальма; 7 – Палеобельбек (карта рельефа дна Черного и Азовского морей м-ба 1:1250000, [5]).

В пределах шельфа газовые факелы (сипы) часто локализованы в палеодолинах рек, что говорит об общей их приуроченности к зонам крупных нарушений, по которым осуществляется подпитка метаном и другими углеводородами из недр черноморского дна, вероятно, с образованием в осадочных толщах дна промежуточных ловушек.

Обследованный участок газопроявлений приурочен к зоне перехода шельфа к континентальному склону, где высота факелов обычно не превышает первых десятков метров, а газовые струи носят пульсирующий характер, растворяясь в морской воде и редко выходят на поверхность. Эхограммы, полученные с помощью эхолота «SIMRAD», фиксируют вертикальную структуру факелов и морфоструктурные особенности рельефа морского дна (вогнутый, равнинный, сопочно-холмистый, увалистый и т.д) (рис. 4).

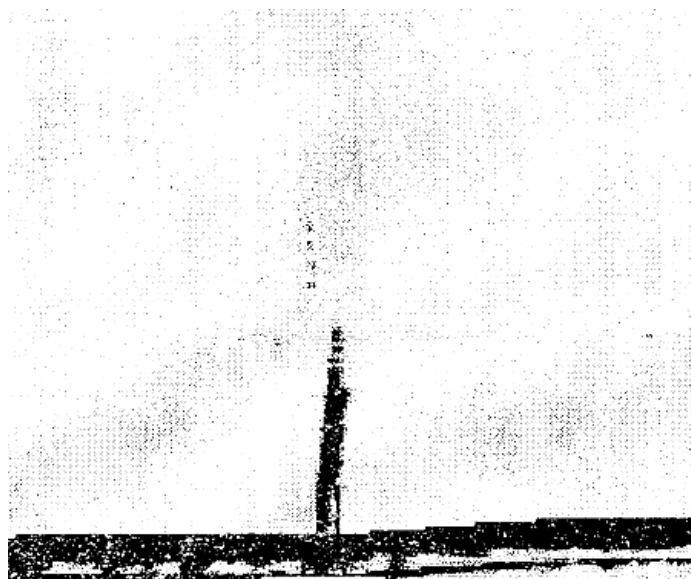


Рис. 4. Эхограмма газового факела на участке исследований [4].

На представленном снимке виден пульсирующий характер газовыделения, разорванного на две смещенные части: верхняя часть – пузырьки метана, соотделенные от основного факела и снесенные течением и нижняя часть – состоящая из двух струй, расположенных одна за другой. В рельефе дна наблюдается слабое понижение – вдавленность, образованная за счет проседания газонасыщенных и разжиженных илов в центральной части газовыделяющей структуры.

Подводными наблюдениями, которые выполнялись ранее в 80-х гг. прошлого века с подводных аппаратов типа «Бентос» и др., на глубинах свыше 180 м были зафиксированы карбонатные постройки со струйными выделениями газа (метана) (рис. 5 и 6).



Рис. 5. Карбонатная постройка метанового курильщика на северо-западе Черного моря (кадры видеозаписей подводных телевизионных съемок, выполненные гидронавтами-исследователями СССР В.П. Малаховым и Д.В. Семеновым).

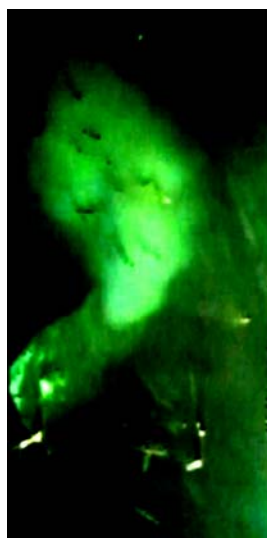


Рис. 6. Карбонатная трубообразная постройка метанового курильщика на северо-западе Черного моря (кадры видеозаписей подводных телевизионных съемок, выполненные гидронавтами-исследователями СССР В.П. Малаховым и Д.В. Семеновым).

В процессе подводных исследований с помощью ТПА «Софокл – 1» удалось получить видеозаписи изображений двух газовыделяющих морфоскульптур, резко выделяющихся на дне моря по своим морфометрическим особенностям.

Первая из встреченных структур на глубине 101 м - пульсирующее газовыделение (рис. 7).



Рис. 7. Кольцевая морфоскульптура газовыделяющей постройки (кадры видеозаписи ТПА «Софокл - 1», 24 мая 2012 г.). На левом гребне структуры расположены сателлитная сольза и два грифона (перспективная съемка).

Морфологически сип приурочен к кольцевой морфоскульптуре (сользе) диаметром до 2,5-3, отчетливо выделяющейся на морском дне светлой цветовой гаммой. Общий ровный желтовато-серый фон илистой поверхности морского дна контрастирует со светло-серым

цветом отложений морфоскульптуры, обусловленным, очевидно, цветом пелитовых карбонатных текучепластичных и загазованных осадков.

Наблюдение показало, что морфоскульптура является полуразрушенной сопкой, высота внешних окаймляющих размытых гребней которой, к настоящему времени, составляет 0,3 м.

Центральная часть морфоскульптуры осложнена центральной кальдерой проседания диаметром до 0,3 м с невысокими приподнятыми гребнями.

В левой части структуры расположен ряд мелких сателлитных грифонов и округлая сальза размером до 0,15 м.

При прохождении аппарата непосредственно над морфоскульптурой установлено, что ее поверхность насыщена рядом вторичных сальз и грифонов округлой формы, зачастую в виде локальных миниатюрных сопок с кольцевыми кальдерами проседания (рис. 8).

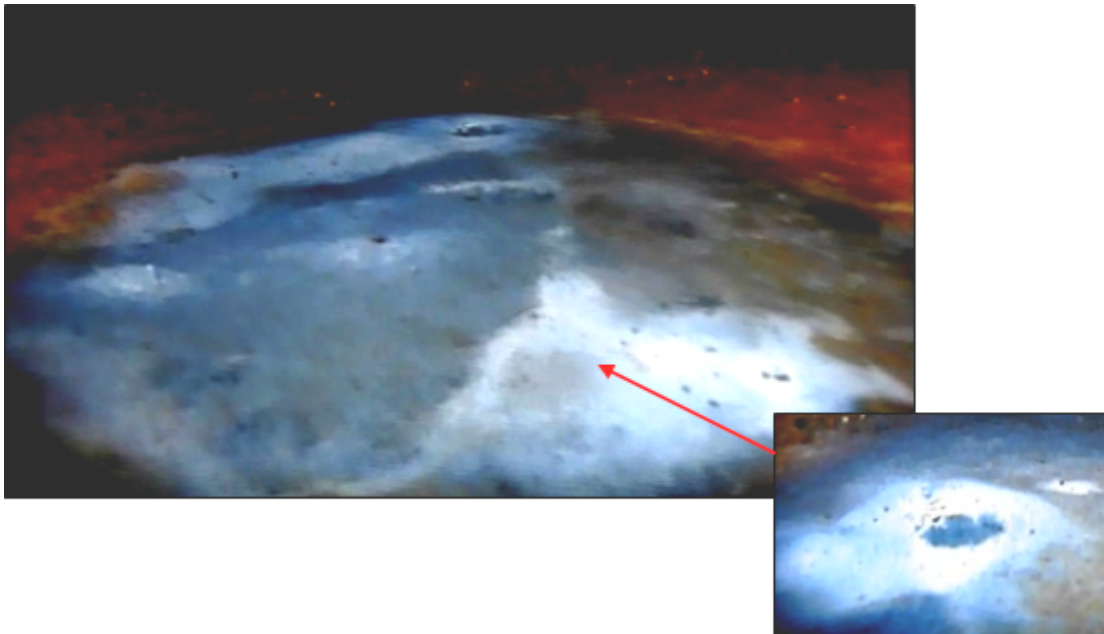


Рис. 8. Увеличенное изображение (планово-перспективная съемка) кольцевой морфоскульптуры. Отчетливо наблюдаются локальные кальдеры проседания и сальзы в местах газовыделений. На врезке – фрагмент центральной части морфоструктуры (кальдеры проседания).

На приведенном рисунке обращает на себя внимание цветовая гамма изображения, предопределенная, скорее всего, различным литолого-минералогическим составом осадков и их физическими свойствами, обусловившим отражательную способность отложений. Такая неоднородная цветовая гамма, а также морфологический облик участка характерны для сальз грязевулканических полей суши, в частности для Булганакско-Тарханского поля на Керченском полуострове (рис. 9).



Рис. 9. Булганакско-Тарханское грязевулканическое поле. Ряд сальз и грифонов с характерными сопками и кальдерами проседания. На врезке поле грязевулканических сопок.

В пределах этого же участка по мере дрейфа судна и при прохождении аппарата на юго-восток через 30 м на глубине 101 м была обнаружена вторая кольцевая морфоскульптура, также резко выделяющаяся на морском дне, как по своим морфологическим особенностям, так и по цветовой гамме (рис. 10).



Рис. 10. Кольцевая морфоскульптура пульсирующей газовыделяющей постройки. Кадры видеозаписи аппарата «Софокл - 1» 24 мая 2012 г. (перспективная съемка). Диаметр структуры составляет около 3,5-4 м, высота окаймляющих гребней до 0,3 м.

На представленном кадре из видеофильма видна сопковидная постройка с разрушенным (размытым ?) конусом и четко выраженной кальдерой проседания.

При прохождении аппарата над газовыделяющей структурой (плановая съемка) установлено, что жерло кальдеры имеет кольцевую форму – типичную для грязевулканических сальз.

Прямых признаков грязевулканической деятельности в этом районе ранее не было установлено, скорее всего, газовая активность в этой структуре приводит к разжижению и загазованности осадков. Илы приобретают текучепластичную консистенцию и высачиваются из

жерла кальдеры. Следы процесса течения разжиженных илов хорошо видны на следующих снимках (рис. 11 и 12).

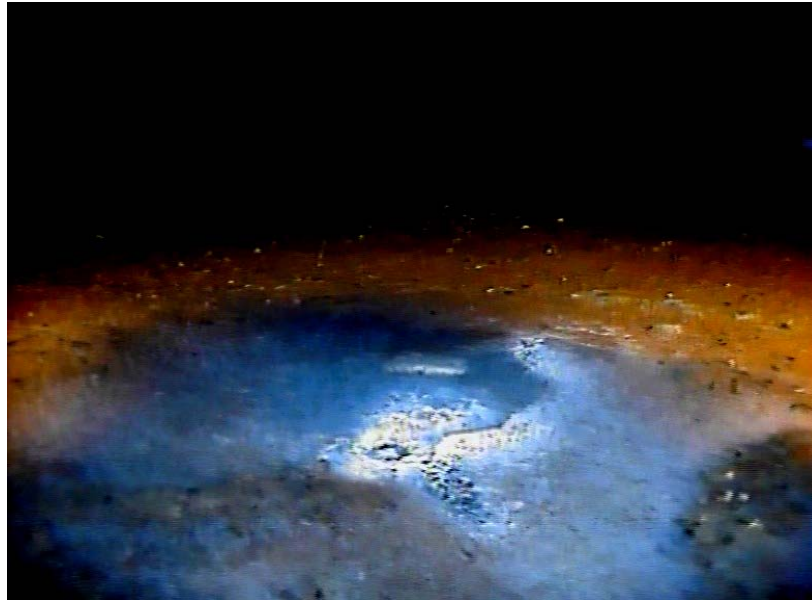


Рис. 11. Центральная кальдера газовыделяющей структуры (планово-перспективная съемка). Отчетливо наблюдается жерло сальзы и пути высачивания текучепластичных илов. Кадры видеозаписи аппарата «Софокл - 1» 24 мая 2012 г.



Рис.12. Фрагмент плановой видеосъемки центральной кальдеры морфоструктуры. Жерло сальзы и поток текучепластичного осадка. Кадры видеозаписи аппарата «Софокл - 1» 24 мая 2012 г.

На участке был выполнен донный пробоотбор грунтовыми трубками, но явных признаков грязевулканической деятельности обнаружено не было. Точное попадание легкой трубки в сальзу на глубинах около 100 м – большая редкость, учитывая дрейф судна, наличие течений и т.д.

Поднятая колонка донных отложений имела мощность 85 см и представляла собой переслаивание илов разной степени пластичности и ракуши (рис.13). По мере продвижения от поверхности в глубину донных отложений илы становятся более пластичными и менее текучими. Также с погружением в глубину разреза увеличивается количество грубозернистого материала – в интервале от 0,77 м до 0,86 м были встречены илы алевритовые. Помимо этого изменяется и окраска донных отложений – в верху разреза преобладают светлосерые тона, а по мере увеличения глубины она сменяется на темносерую, иногда с коричневатым оттенком. Остатки раковин моллюсков встречены по всей длине колонки, однако их распределение неравномерно. Так, в интервале от 0,55 до 0,77 м фаунистические остатки составляют около 20% осадка, тогда как в интервале от 0,41 до 0,55 м их количество достигает 60 – 65% от всей массы донных отложений. Помимо этого, в нижней части поднятой колонки распространен раковинный детрит, свидетельствующий о более интенсивной гидродинамической активности в этом районе в прошлом, что и привело к разрушению раковин и отложению в осадке их обломков. Видовой состав раковин также претерпел изменения по мере продвижения вглубь разреза. В верхней части колонки доминируют раковины двухстворчатого моллюска *Modiolus Phaseolinus*, а в нижней – *Mytilus Galloprovincialis*. Современное распространение *Modiolus Phaseolinus* в Черном море во многом определяется глубиной превышающей 50 метров. На меньших глубинах этот двухстворчатый моллюск не распространен и его место занимает *Mytilus Galloprovincialis*. Учитывая распространение этих двух видов в анализируемой колонке можно предположить, что в прошлом в точке наблюдения существовали меньшие глубины, позволившие распространиться здесь виду *Mytilus Galloprovincialis*.

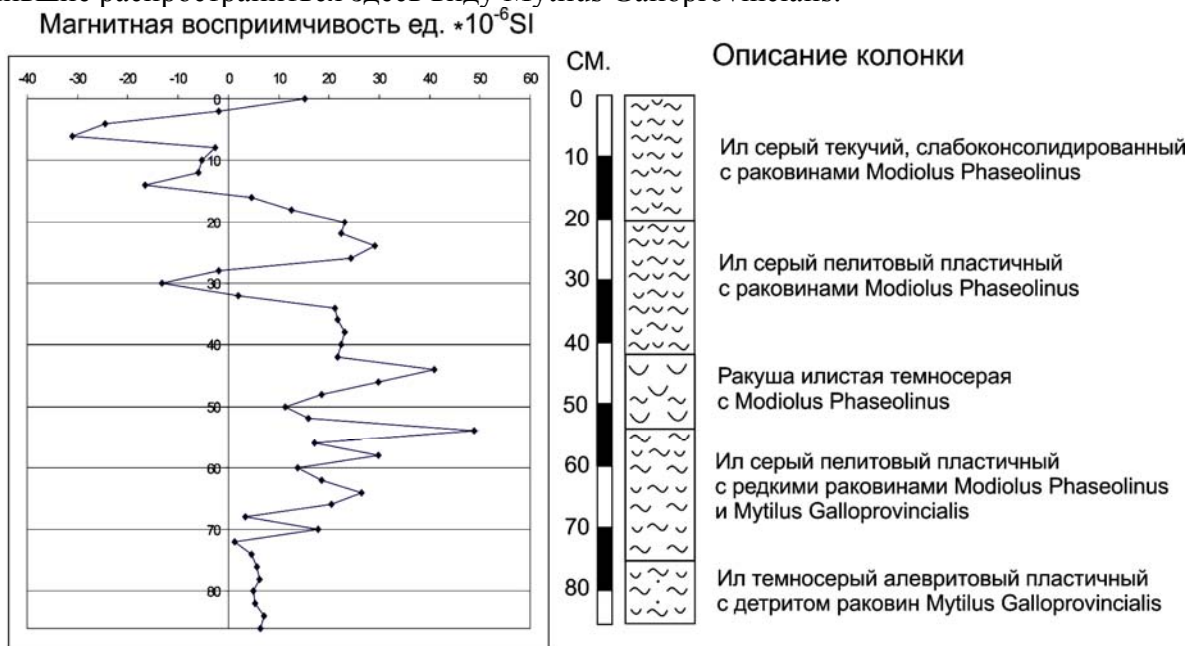


Рис. 13. Колонка донных отложений №19 с литологическим описанием и значениями магнитной восприимчивости донных отложений.

Для подтверждения обнаруженных литологических границ и проведения более подробного расчленения разреза был применен метод измерения магнитной восприимчивости донных отложений. Данный метод основан на изучении отношения намагниченности объема донных

отложений к напряженности окружающего его магнитного поля. Присутствие в донных отложениях некоторого количества ферромагнитных минералов приводит к повышению магнитной восприимчивости. На таких глубинах в современных донных отложениях ферромагнитные минералы могут быть представлены сульфидами типа грейгита, являющегося результатом аутигенного минералообразования в областях выхода эндогенных потоков на морское дно. В данном случае, к сожалению, подобных минералов встречено не было. Однако метод позволяет достаточно точно различать в разрезе наличие диамагнитной и парамагнитной составляющих. К диамагнитным минералам относятся карбонаты кальция, представленные в разрезе раковинно-детритовым материалом. Глинистые минералы, слагающие основу илов, относятся к парамагнитным минералам и их преобладание в разрезе приводит к устойчивым положительным значениями магнитной восприимчивости. Появление раковинно-детритовой составляющей в донных отложениях приводит к снижению значений магнитной восприимчивости вплоть до получения отрицательных значений.

Ряд колонок керна, поднятых в этом же районе показал, что верхний горизонт осадков голоцена, представленный илами, содержащими раковины и детрит *Modiolus Phaseolinus* и *Mutilus Galloprovincialis* имеет мощность, варьирующую от 0,8 до 0,35 м и постепенно, без следов перерыва, переходит в нижележащий горизонт осадков, содержащий раковины мидий.

В период новочерноморской трансгрессии, 7,5-10 тыс. лет назад, когда возобновилась связь Черного и Средиземного морей, произошло осолонение Черного моря и осадки обогащались средиземноморской (мидиевой) фауной. Таким образом, мидиевые илы фиксирует начало трансгрессии на северо-западном шельфе Черного моря. Характер осадконакопления свидетельствует о постепенном накоплении осадков и отсутствии перерывов в осадконакоплении.

Выводы

В результате проведенных исследований установлено, что Черноморская трансгрессия носила постепенный эволюционный, а не катастрофический характер.

Подводные видеоисследования позволили впервые выявить облик, морфометрические и морфоскульптурные характеристики газовыделяющих построек на северо-западном шельфе Черного моря. Морфоскульптуры газовых факелов сформированы размываемыми кольцевыми формами рельефа – сальзами и отдельными невысокими грифонами, сложенными текучепластичными илами.

Литература

1. Райан+Питман (Интернет-ссылка)
2. Вольф А. Черное море и Ноев потоп. Что общего? Интересная газета" (Киев), №7 (106). 2002.
3. Рыжков С.С., Блинцов В.С., Жуков Ю.Д., Квасницкий В.Ф., Некрасов В.А. и др. Инновации в судостроении и океанотехнике. - Монография. – Николаев: НУК. 2010. – 250 с.
4. Шнюков Е.Ф., Пасынков А.А., Клещенко С.А., Коболев В.П., Любицкий А.А., Захаров З.Г. Газовые факелы на дне Черного моря. Научное издание. Киев, ОМГОР НАНУ, ИП «ГНОЗИС». 1999. – 133 с.
5. Багров Н.В., Шнюков Е.Ф., Маслаков Н.А., Шнюкова Е.Е., Пасынков А.А., Глущенко И.В., Карпенко С.А., Вахрушев Б.А. Карта рельефа дна Черного и Азовского морей м-ба 1:1250000. ГНУ «Отделение морской геологии и осадочного рудообразования» НАН Украины, Таврический национальный университет МОН Украины, НИЦ «Технологии устойчивого развития» ТНУ. Симферополь. 2012.

შავი ზღვის ჩრდილო-დასავლეთი შეღვის წყალქვეშა ვიდეოკარტირების შედეგები

ა. პასინკოვი

რეზიუმე

დადგინდა ხმელთაშუა ზღვის წყლების შავ ზღვაში ტრანსგრესიის ევოლუციური ხასიათი. პირველად, წყალქვეშა სატელევიზიო აპარატურის გამოყენებით, შავი ზღვის ჩრდილო-დასავლეთის შეღვზე, აღმოჩენილი იქნა გაზ-ტალახოვანი პულსირებადი სტრუქტურები; შესწავლილი იქნა მათი მორფოლოგია და მორფომეტრია. გამოვლენილი იქნა ზღვის ფსკერის ახალი, აქტიური გაზგამოვლინებების ზონებში ქანების ფიზიკურ-მექანიკური და საინჟინრო-გეოლოგიური თვისებების ცვლილების პროცესებთან დაკავშირებული მორფოსტრუქტურული ტიპი.

RESULTS OF UNDERWATER VIDEO MAPPING OF THE NORTHWEST SHELF OF THE BLACK SEA

A. Pasinkov

Abstract

Has been established the evolutionary nature of transgressions Mediterranean waters in the Black Sea. For the first time using the underwater videocamera in the north-western shelf of the Black Sea has been found the pulsating gas - mud volcano structures, has been studied their morphology and morphometry. In areas of active gas liberation has been established the new type of morphosculptural seabed, associated with the processes of changes of physical-mechanical and geological properties of the sediments.

ПРОТИВОГРАДОВЫЕ РАКЕТЫ ТИПА ЗЕМЛЯ-ВОЗДУХ

Амиранашвили А.Г.¹, Дзодзуашвили У.В.², Чихладзе В.А.¹

¹*Институт геофизики им. Михаила Нодиа Тбилисского государственного университета им. Иванэ Джавахишвили, 0171, Тбилиси, ул. М. Алексидзе, 1*

²*Научно-производственное объединение «Дельта»*

Градобития, приносящие существенный экономический ущерб народному, и в первую очередь, сельскому хозяйству, на протяжении столетий являются бичом для производителей. Борьба с градом велась в основном пассивными методами и лишь в последние десятилетия, на основе новых научных и технических разработок, приняла более активный и целенаправленный характер. На основе различных научных предположений было разработано несколько концепций активных воздействий на процессы градообразования. Одним из основных, получивших широкое признание и распространение является метод, основанный на изменении процесса градообразования внесением в облако кристаллизирующих реагентов, в основном соединений йода [1-6]. Этот метод предусматривает внесение активных веществ в слои потенциально градоопасных кучевых облаков на уровень выше нулевой изотермы до уровня -10⁰С. Для доставки реагентов используются наземные (наземные генераторы, зенитная артиллерия, ракеты) и авиационные способы и технические средства. Не вдаваясь в подробности, кратко отметим, что несмотря на сравнительную дороговизну, самым приемлемым является ракетный способ доставки, обеспечивающий достаточную точность и оперативность внесения необходимого количества кристаллизирующих веществ непосредственно в зону градообразования [7-10].

В настоящее время для этой цели используются различные типы неуправляемых ракет, производимых в России, Болгарии, Китае, Сербии, Македонии и др. Принцип действия любой противорадовой ракеты заключается в диспергировании в облаке активного реагента, частицы которого при взаимодействии с обтекающим ракету потоком влажного воздуха трансформируются в льдообразующие ядра, которые служат искусственными центрами кристаллизации переохлажденной влаги облака. Эффективность противорадовой ракеты тем выше, чем больше количество выделяемых ею льдообразующих ядер. Кроме того, преимуществом является возможность работы практически в любое время суток и при любой погоде, возможность охвата больших территорий в течение считанных минут и внесение необходимого количества реагента путем изменения количества ракет и траекторий их полета [8, 10 - 12].

В Грузии работы, связанные с проблемами модификации погоды, и в частности с грозоградными явлениями и разработкой средств и методов воздействия на них, были начаты Институтом геофизики Грузинской академии наук в 1953 году. Позднее к этим работам подключился Закавказский гидрометеорологический институт. В 1967 году была создана Военизированная служба борьбы с градом для осуществления производственных работ по борьбе с градом. В целом, крупномасштабные опытные, опытно-производственные и оперативные воздействия велись в 1960-1990 годах в районах Кахетии и Южной Грузии на общей площади более 1млн га. Положительный эффект изменялся в интервале 20-95% со средним значением 75-85%. В отдельных случаях, когда воздействие проводилось на

сверхмощные «суперячейковые» облака, эффект оказывался нулевым, т.е. отмечалось сильное градобитие [9, 13, 14].

Почти во всех работах использовались кристаллизирующие реагенты (AgI , PbI_2) [1], в одном районе воздействие велось комбинированным методом (AgI , NaCl) [15]. Для доставки реагента в облака использовались ракеты, артиллерийские снаряды, самолет. Рентабельность работ была достаточно высокой (от 1:3 до 1:5).

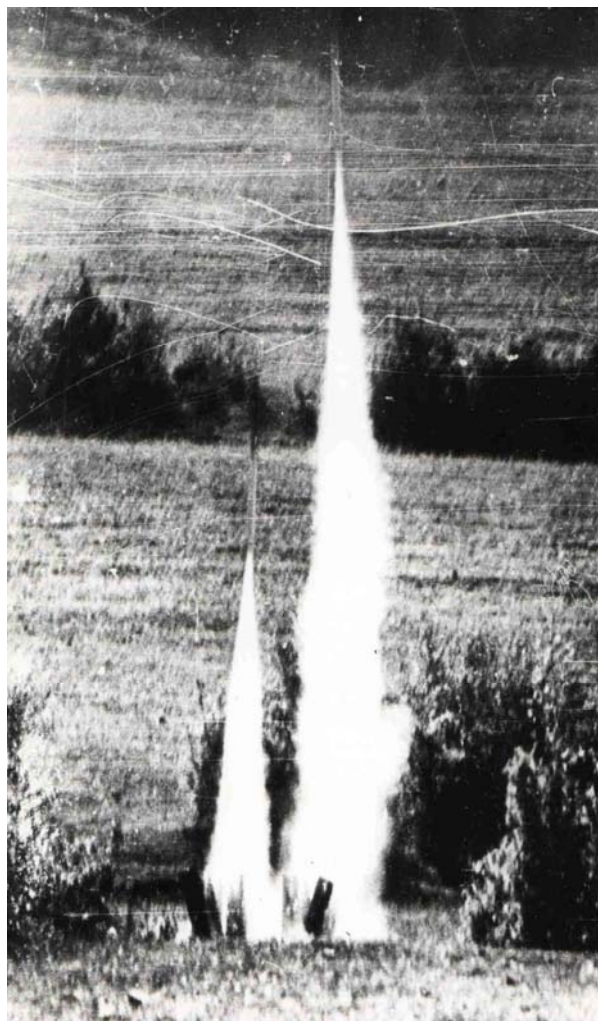


Рис.1 Компоновочная схема противогодовой ракеты типа «Алазань» и запуск ракет [8, 14].

Ракетный метод активного воздействия, предусматривающий внесение кристаллизующего реагента в зону повышенного радиоэха для создания дополнительных конкурирующих зародышей града, был разработан в Институте геофизики АН ГССР под руководством А.И.Карцивадзе совместно с Центральной аэрологической обсерваторией (И.И. Гайворонский и Ю.Л.Серегин). Вначале использовались итальянские «Италтраци» и советские противогодовые изделия ПГИ-М, разработанные по инициативе и при участии Института геофизики АН Грузии специальными конструкторскими организациями [14], затем более совершенные и более мощные ракеты «Облако» [16]. Впоследствии они были заменены разработанными в НИИ прикладной химии по техническому заданию Института геофизики АН Грузии противогодовыми комплексами «Алазани», в состав которых входили унифицированные одно- и двухрежимные противогодовые ракеты «Алазань-1» и «Алазань-2»,

отличавшиеся дальностью действия и пусковая установка ТКБ-040 с 12-ю веерообразно установленными направляющими. В отличие от «Облако», ракеты «Алазань» имели большую точность за счет вращения, меньшие габариты и вес, возможность одновременно обрабатывать значительно большие площади облаков [8,13,14,17-19].



Рис. 2. Пусковые установки и ракеты первого поколения (Алазань, Кристалл, Облако)

Ракеты «Алазань» стали прототипом для выпускавшихся и выпускаемым в ряде стран противорадиолокационных ракет [20, 21] (таблица 1, рис. 1,2).

Таблица 1

	"Облако"	Алазань 2М", "Алазань-ЧМ 15"	"Алазань 2М-1СТ"	"Кристалл-1М" "Кристалл-2М"	"ТГ-10 Югосл"	WR-18 Китай	Дарг	Алазань-5/6
Длина, мм	2110	1346	885	1956+4,3	1050	1440	1200	1402
Калибр, мм	125	82,5	82,5	82,5	75/40	82	60	82,5
Масса, кг	35	9,2	6,0	12,0+0,5	4,3	8,5	4,5	8,5
Масса состава активного дыма, кг	5	0,63	0,63	1,1	0,4	0,725	0,7	0,63
Максимальная дальность, м	12000	10 000	4 800	14 000	10000	8000	12,0	10.5
Эффективный радиус действия, м	8000	9 000	4 300	12 000	6000	5000	7000	6000
Максимальная высота, м	8600	9 000	4 300	9 000	8600			
Тип головной части	моноблок	моноблок	моноблок	моноблок	Моноблок	Моноблок	Моноблок	Моноблок
Температурный диапазон, °С	-5 - +40	-5 - +40	-5 - +40	-5 - +50	-5 - +40	-5 - +40	-5 - +40	-5 - +40
Выход кристаллов	$2 \cdot 10^{16}$	$3 \cdot 10^{15}$	$3 \cdot 10^{15}$	$3 \cdot 10^{15}$	$4 \cdot 10^{14}$	$1,8 \cdot 10^{15}$	$1,0 \cdot 10^{16}$	$7 \cdot 10^{15}$

Все противорадиолокационные ракеты этого поколения имели твердотопливный ракетный двигатель, использующий заряд из баллиститного, пластичного или смесового твердого топлива, боеголовку с содержащим кристаллизующий реагент пиротехническим составом (шашка пиротехнического состава содержит 40–60 % AgI или PbJ₂, 25–45 % NH₄ClO₄, 10–25 % идитола и 1,5–2 % графита или минерального масла и помещается в головную часть ракеты) [22], систему её воспламенения (дистанционная трубка) с предварительной установкой задержки времени срабатывания и систему безопасного приземления (парашют для «Облако»)

или самоуничтожения после окончания работы (разрывной заряд, дробящий корпус ракеты на мелкие, безопасные для населения осколки). Особняком стоит противогодовая ракета «Кристалл» и её китайский аналог, которая отличается тем, что смонтированные в модульной боеголовке пиропатроны отстреливаются поочередно и создают большее по диаметру, но не сплошное облако аэрозоля. В настоящее время в России серийно выпускаются модернизированные ракеты типа Алазань-5, Алазань-6 и Алазань-9 [23].

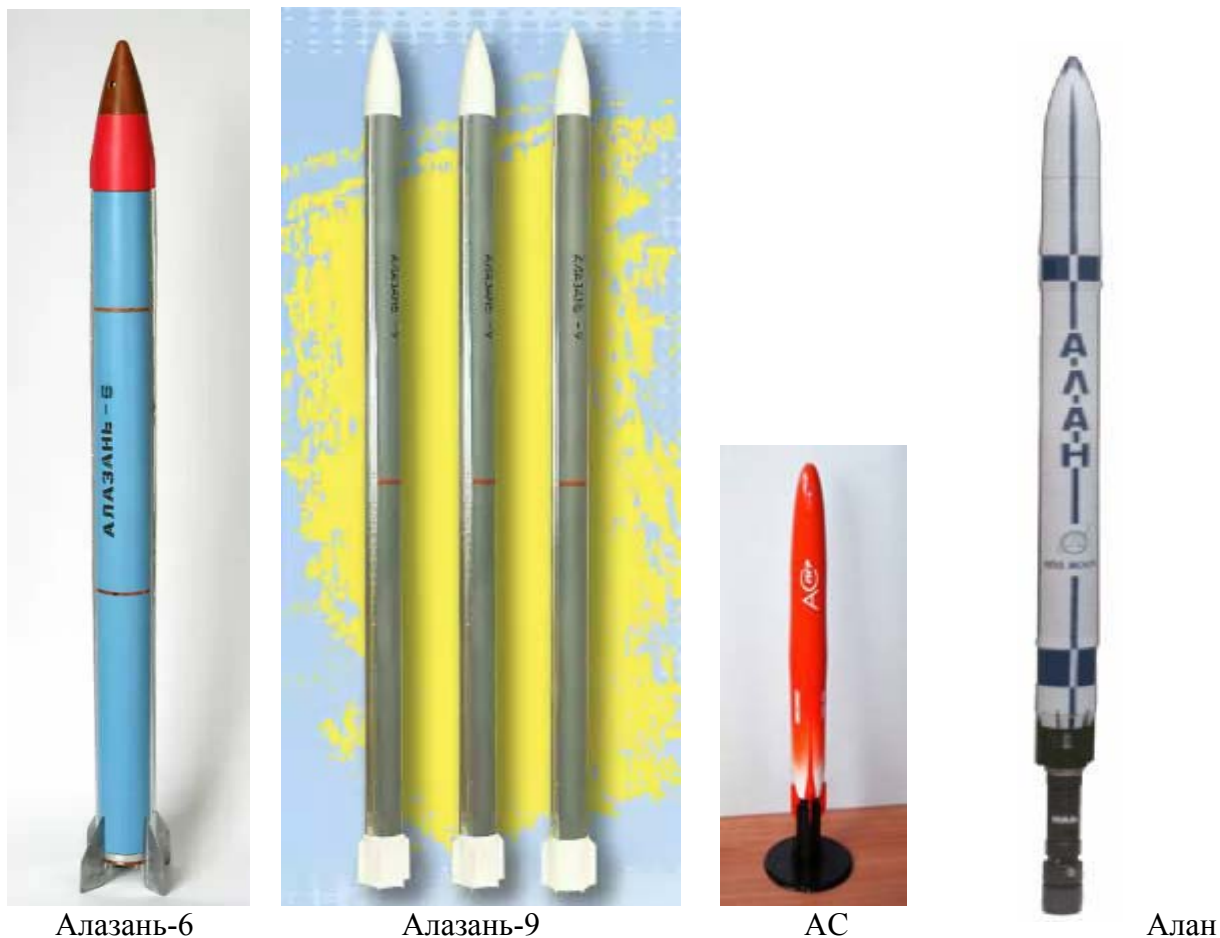


Рис.2. Современные российские противогодовые ракеты

Современные противогодовые ракеты имеют различные конструкции. Они бывают одно и двухступенчатые. При этом диаметр головной части, в котором размещается шашка активного дыма (ШАД), может отличаться от диаметра двигательной части. Ряд современных противогодовых ракет имеет так называемый минометный способ пуска – специальный вышибной заряд придает ракете импульс, благодаря которому она выходит из пусковой установки с определённой стартовой скоростью, порядка 20 – 110 м/сек, что позволяет повысить точность ракеты, так как при этом уменьшается влияние приземного ветра. Для повышения точности ракеты с помощью стабилизаторов или направленных сопел заставляют вращаться вокруг своей оси со скоростью до 2500 оборотов в минуту. Срабатывание шашки активного дыма (ШАД) обеспечивается электронным или пиротехническим замедлителем. Следующее поколение противогодовых ракет отличается тем, что они не имеют отдельной боеголовки с размещаемым в нем реагентом и взрывателем. Они в основном двухрежимные - стартовый и маршевый, в котором совмещены функции ракетного двигателя и генератора активных кристаллов, работающий на всей активной траектории полета и использующий новый вид твердого ракетного топлива - льдообразующее твердое топливо (ЛТТ). По сравнению с обычной

схемой, эти ракеты позволяют при равной и большей дальности действия ракеты в несколько раз снизить стартовую массу ракеты и увеличить выход активных центров кристаллизации на единицу длины трассы засева [21].

Ракеты на льдообразующем твердом топливе известны и производятся в мире, однако уникальность разработок болгарской компании (противоградовая ракета **Sky Clear 6**) состоит в использовании очень высокого содержания льдообразующей композиции в составе ЛТТ, без ухудшения баллистических характеристик топлива. Это приводит к очень высоким выходам льдообразующего аэрозоля в сочетании с относительно небольшим содержанием соединений серебра в ЛТТ. Ими разработана технология производства двухрежимных двигателей (первый режим стартовый, без льдообразующей композиции в составе топливной смеси, второй режим – маршевый), причем имеется возможность регулировать параметры режимов в любом необходимом для заказчика диапазоне [10].

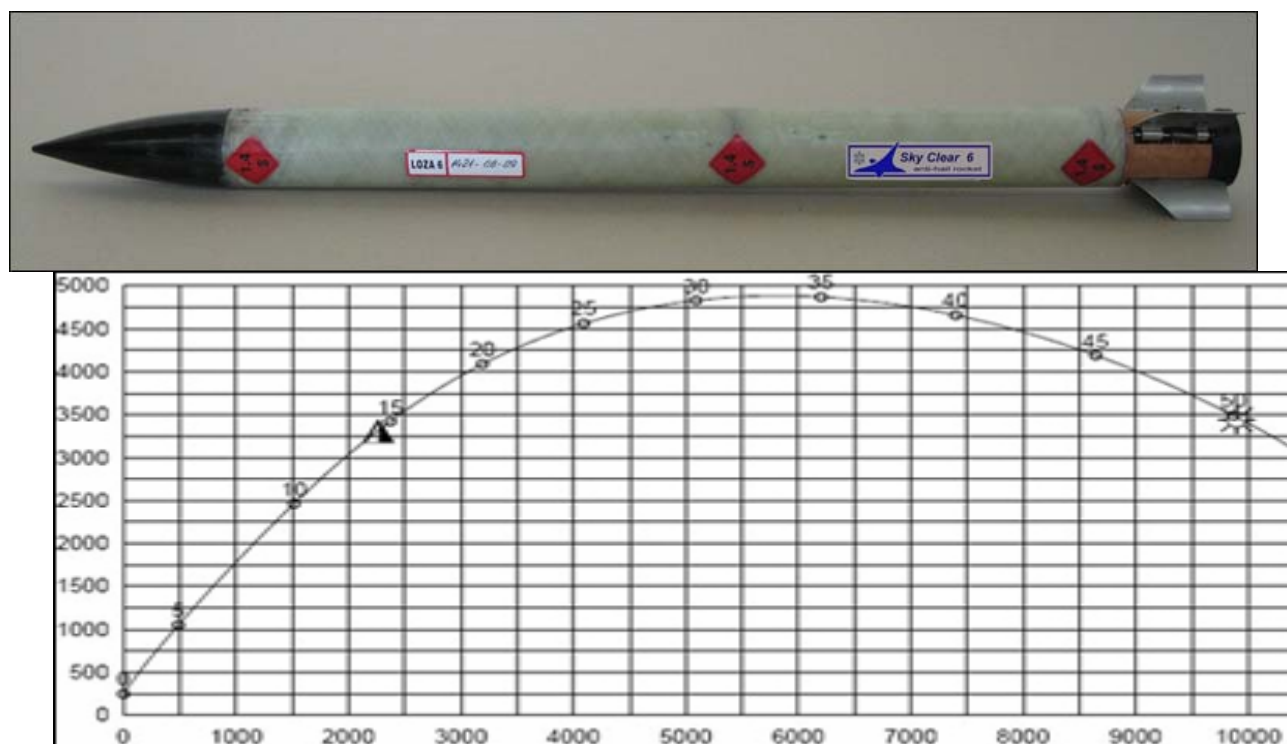


Рис 3. Болгарская противоградовая ракета Sky Clear 6 и баллистика ее полета (15 сек. – включение маршевого режима, 50 сек. – срабатывания заряда ликвидатора).



Рис. 4. Китайские и сербская противораковые ракеты [24, 25]

Запуск ракет производится как непосредственно, после установки их в пусковую установку, так и с использованием герметичных транспортировочно- пусковых контейнеров, обеспечивающих сохранность ракеты в течение регламентированного срока практически в любых условиях. После срабатывания электрозапала, ракета стартует как обычная, однако надо отметить, что после прекращения работы стартовой шашки двигателя, благодаря заданному временному промежутку перед переходом на маршевый режим, ракета меняет угол наклона и после возобновления работы двигателя полет продолжается по более пологой траектории.

Стартовая шашка твердого ракетного топлива аналогична используемому ранее, а маршевая шашка представляет собой пиротехнический состав с кристаллизующим реагентом, введённым непосредственно в состав шашки ракетного топлива. За счёт этого с одной стороны улучшаются условия для повышенного выхода кристаллизующего реагента (высокая температура и давление в зоне горения ракетного топлива), с другой упрощается и удешевляется как производство, так и сама противораковая ракета. При этом она значительно меньше по габаритам и легче своих предшественников.

Таблица 2

	Loza-2	Loza-3	Loza-6	WR-98	WR1D	A8	PP8	Алан	АС
Вес ракеты, кг	3.250	5.000	3.200	8.3	4.3	5,1	5,0	2,4	1,5
Калибр, мм *	55/60	55/60	55/60	82	57	55/60	35/72	56	56
Размах стабилиз, мм	113	113	113						
Длина, мм	910/1045	1200/1410	920/1045	1450	1060	1201	1170	930	620
Вес реагента, кг**	0.400	0.400	0.750	720	220	0,4	0,4	1,0	1,0
Выход частиц на г при -10 ⁰ С	3.0·10 ¹³	3.0·10 ¹³	8.3·10 ¹³			1·10 ¹³	1·10 ¹³	5·10 ¹²	
Выход частиц	1.2·10 ¹⁶	1.2·10 ¹⁶	5.4·10 ¹⁶	1.8·10 ¹⁵	1.8·10 ¹⁵	4·10 ¹⁵	4·10 ¹⁵	2·10 ¹⁶	4·10 ¹⁶
Ice-forming components, %	28	28	30						
Дальность мах, км	7.5	8.2	14.0				8,0	12,0	12,0
Высота мах, км	6.4	8.2	7.0	8.5	6.0	7,75			
Время работы двигателя, сек	3.9	3.6	8 + 21***						
Состав ракеты	Двигат. + ШАД	Двигат. + ШАД	Стартов. + ЛТТ	Двигат. + ШАД	Двигат. + ШАД	Двигат. + ШАД	Двигат. + ШАД	Стартов. + ЛТТ	Стартов. + ЛТТ
Рабочие температуры, ⁰ С	-5 +50	-5 +50	-5 +50	-30 +45	-30 +45	-30 +60	-5 +50		
Гарантия, год	3	3	3	3	3	3	3	5	
Надежность, %				0,99	0,99			0,99999	0,99999
Производитель	Болгария	Болгария	Болгария	Китай	Китай	Сербия	Сербия	Россия	Россия

Считается важным то обстоятельство, что современная противорадовая ракета не сможет быть переделана для использования не по прямому назначению. Послеполётная безопасность обеспечивается одиночным или разнесённым зарядом или ленточным ликвидатором, размещенным в корпусе, который обеспечивает дробление корпуса на более мелкие, безопасные для населения кусочки или парашютной системой, срабатывающих после окончания работы маршевого двигателя. Стабилизаторы, необходимые для удержания заданного курса, бывают как фиксированные, так и раскрывающиеся после выхода из контейнера или направляющих пусковой установки. Параметры некоторых современных ракет приведены в таблице 2, а их внешний вид на рис. 3 и 4 [24 - 31].



Рис. 5. Пусковые установки для противорадовых ракет [23, 24].

Пусковые установки для запуска противорадовых ракет в основном стационарные, как с ручным приводом, так и автоматизированные, угол наклона направляющих и ориентация по азимуту которых проводится дистанционно по команде с центрального пункта управления. Запуск ракет в целях безопасности, только ручной, с выносного пульта управления, питаемого

от сети постоянного тока с напряжением 24-27 вольт. В тех странах, где имеется недостаток локационных средств, в частности в Китае, имеются пусковые установки, смонтированные на автомобилях высокой проходимости и на катерах. На рис.5 представлены образец китайской мобильной пусковой установки, а также образцы современных российских автоматизированной (Элия) и механической (ТКБ 040) пусковых установок.

Литература

1. Воннегат Б. - Образование ледяных кристаллов в переохлажденных облаках под действием йодистого серебра. Сб. «Физика облаков и осадков». Изд. ИЛ. М. 1951.
2. Сулаквелидзе Г.К., Бибилашвили Н.Ш., Лапчева В.Ф. – Образование осадков и воздействие на градовые процессы. Л., Гидрометеиздат. 1965. 265 с.
3. Сулаквелидзе Г.К. – Ливневые осадки и град. Л., Гидрометеиздат. 1967. 412 с.
4. Деннис А. – Изменение погоды засевом облаков. М., Мир. 1983. 272 с.
5. Качурин Л.Г. – Физические основы воздействия на атмосферные процессы. Л., Гидрометеиздат. 1990. 463 с.
6. Хоргуани В.Г. – Микрофизика зарождения и роста града. М., Гидрометеиздат. 1984. 187 с.
7. Бибилашвили Н.Ш., Бурцев И.И., Серегин Ю.А. - Руководство по организации и проведению противоградовых работ. Л., Гидрометеиздат. 1981. 168 с.
8. Петрунин А. М. – Перспективы применения неуправляемых ракет в борьбе с градом. Сб. Проектно-конструкторские и производственные вопросы создания перспективной авиационной техники / Под ред. проф. Ю. Ю. Комарова/, Изд-во МАИ. М.. 2009. С. 304-313.
9. Амиранашвили А.Г., Бахсолиани М.Г., Бегалишвили Н.А. и др. – О необходимости возобновления работ по искусственному регулированию атмосферных процессов в Грузии. Труды института гидрометеорологии Грузинского технического университета, ISSN 1512-0902, Т. 119. Тбилиси. 2013. С. 144-152.
10. http://cloud-seeding.eu/ru/anti_hail/anti_hail_rocket.htm
11. <http://chemistry.europages.co.uk/business-directory-europe/did-chimie07/hc-07195F/Antihail-rockets.html>
12. http://www.findpatent.ru/img_show/733398.html
13. Карцивадзе А.И., Салуквадзе Т.Г., Лапинкас В.А. – Некоторые вопросы методики воздействия на градовые процессы с использованием противоградовой системы “Алазани”. Тр. Ин-та геофизики АН ГССР. Т. 26, ”Мецниереба”.1975. С. 13-27.
14. Институт геофизики, под ред. Б.К.Балавадзе. “Мецниереба”. Тбилиси. 1983. 144 с.
15. Бартишвили И.Т., Надибаидзе Г.А., Бегалишвили Н.А., Гудушаури Ш.Л. - К физическим основам метода ЗаКНИГМИ борьбы с градом. Труды ЗаКНИГМИ «Физика облаков и активных воздействий», вып. 67(73), Л., Гидрометеиздат. 1978. С.73-82.
16. http://ru.wikipedia.org/wiki/Противоградовая_ракета
17. <http://enson.livejournal.com/65960.html>
18. <http://moigorod.od.ua/news/item/366971>
19. Амиранашвили А., Маградзе Г., Гамхиташвили Л. – Распространение льдообразующего реагента от трасс противоградовых изделий “Алазань” и “Кристалл” в восходящем турбулентном потоке воздуха. Тр. Всес.конф. “Активн. возд. на гидрометеорологические процессы”, Нальчик, 22-25 октября 1991, Санкт-Петербург. Гидрометеиздат. Книга 2. 1995, С. 152-155.
20. <http://praxis.marketcenter.ru/content/gds-2-810000419.html>
21. <http://www.acadenergo.ru/science/innovacii/obrazec>
22. <http://do.gendocs.ru/docs/index-52678.html?page=16>
23. http://ru.attech.ru/www/?page_id=656

24. <http://rbase.new-factoria.ru/gallery/wr-98-rakety-dlya-povysheniya-dozhdya-i-protivogradovye-rakety>
25. www.krusik.rs
26. <http://www.edepro.com/wp-content/uploads/2013/01/a6a8tehtable.gif>
27. http://www.edepro.com/?page_id=78
28. http://www.poliesterpriboj.com/protivgradne_rakete..en
http://www.poliesterpriboj.com/protivgradne_rakete..en
29. <http://iii03.pfo-perm.ru/Data/NIOKR/NIOKR1/00000053.htm>
30. <http://cloudseeding.arndtdesign.ch/AntiHailEN.aspx>
31. <http://www.dunarit.com/>

**დედამიწა-ჰაერი-ს ტიპის სეტყვის საწინააღმდეგო რაკეტები
ამირანაშვილი ა., ძოდუაშვილი უ., ჩიხლაძე ვ.
რეზიუმე**

წარმოდგენილია ზემოქმედების რაკეტული ტექნოლოგიის მოკლე ისტორია, სხვადასხვა ქვეყანაში სეტყვის საწინააღმდეგო აქტიური ზემოქმედებისათვის გამოყენებული დედამიწა-ჰაერის ტიპის უმართავი რაკეტების მოწყობილობის და მოქმედების პრინციპის სქემატური აღწერილობა და აგრეთვე მათი ფიზიკა-ტექნიკური მახასიათებლები.

ANTI-HAIL ROCKETS OF THE SURFACE-TO-AIR TYPE

Amiranashvili A., Dzodzuashvili U., Chikhladze V.

Abstract

The brief history of the rocket method of action, the schematic description of the operating principle and device, and also the physical and technical characteristics of the unguided anti-hail rockets of the type surface-to-air, used in the practical works on the fight with the hail damages in different countries are represented.

ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ НА ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГРАДОВЫХ ПРОЦЕССОВ

Амиранашвили А.Г.

*Институт геофизики им. Михаила Нодиа Тбилисского государственного университета им.
Иванэ Джавахишвили, 0171, Тбилиси, ул. М. Алексидзе, 1*

Введение

Градовая, и тесно связанная с ней грозовая, активность конвективных облаков зависит от следующих параметров атмосферы и облаков:

- термодинамических характеристик атмосферы, связанных с физико-географическими условиями местности;
- содержания в облаке переохлажденной воды;
- спектра размеров гидрометеоров;
- количества и интенсивности осадков, выпадающих из облака;
- электрической проводимости в облаках;
- содержания в облаках ледяных частиц;
- химического состава облачных элементов;
- содержания в облаке различных аэрозольных примесей и газов естественного и антропогенного происхождения.

В зависимости от характера изменения этих параметров, целый ряд которых имеет и обратные связи с разрядами молний и осадками, грозо-градовая активность облака либо может усиливаться, либо уменьшаться.

Влияние урбанизации на указанные параметры может осуществляться в результате действия различных факторов, к которым ориентировочно по мнению различных авторов [1-5 и др.] можно отнести:

1. Наличие городского острова тепла, оказывающего локальное воздействие на облачность и активность фронтов.
2. Резко выраженную шероховатость застроенной подстилающей поверхности, тормозящую горизонтальный перенос в приземном слое.
3. Загрязнение атмосферы, вызывающее уменьшение электрической проводимости воздуха по сравнению с окружающей местностью и увеличением градиента потенциала электрического поля. Загрязнение атмосферы влияет также на микрофизическую структуру облаков (спектр размеров капель, водность, ледность).
4. Появление тихих электрических разрядов (коронирования) с имеющихся в городах высоких строений, влияющих на грозовую активность облаков. Изменение последней может приводить опять-таки к изменению микрофизических характеристик облаков, определяющих образование и рост града.

5. Повышенный электромагнитный фон от многочисленных электрических установок, могущий изменять ионизационное состояние атмосферы.
6. Ионизация атмосферы естественными и антропогенными источниками (радионуклиды – радон и др., космическое излучение, гамма излучение почвы), влияющими на проводимость воздуха, образование ядер конденсации и кристаллизации.

Таким образом, эффекты 1 и 2 изменяют термодинамические условия образования и развития грозных и градовых облаков. Эффект 3 может проявляться на расстояниях до нескольких сотен км от мощных антропогенных источников загрязнений [6-7]. Эффекты 4 и 5 влияют на изменение электрической проводимости в облаках и, соответственно, интенсивности их грозной активности. В настоящее время эффекты, вызванные изменением электропроводности атмосферы, изучены недостаточно. Это свойство атмосферы во многом определяет грозную деятельность, влияет на процессы образования ядер конденсации и роста облачных капель и, следовательно, на развитие облачных систем, образование аэрозольных частиц (в частности, сульфатных частиц), скорость их роста.

Эффект 6, как оказалось, оказывает весьма существенное влияние на образование вторичных аэрозолей в атмосфере, в том числе и ядер конденсации, оказывающих большое влияние на формирование микрофизической структуры облаков [4,5,8-10].

В наших ранних исследованиях были проведены оценки влияния антропогенного (в том числе и радиоактивного) загрязнения атмосферы на интенсивность грозных и градовых процессов, а также режим осадков [11-16]. В частности было получено, что связь аэрозольного загрязнения атмосферы с интенсивностью грозных процессов имеет нелинейный характер, рост этого загрязнения может приводить как к усилению, так и к ослаблению интенсивности грозной деятельности.

В данной работе представлены результаты исследований изменчивости интенсивности градовых процессов в Восточной Грузии под влиянием аэрозольного загрязнения атмосферы, в качестве характеристик которого использованы аэрозольная оптическая толщина атмосферы, бета-радиоактивные выпадения и аэрозоль льдообразующего реагента противорадовых ракет «Алазани».

1. Используемые данные и методика исследования

В работе использованы следующие фактические материалы:

- данные о среднемесячных полуденных значениях аэрозольной оптической толщи атмосферы для станции Телави, взятые из архивов Института географии им. Вахушти Багратиони и Института геофизики им. М. Нодиа;
- данные Гидрометеорологического департамента Грузии о бета-радиоактивных выпадениях;
- данные о различных параметрах градовой активности облаков в годы работы противорадовой службы Грузии [17,18], а также данные о градобитиях в Кахети, полученные Институтом геофизики им. М. Нодиа [19];
- данные о радиолокационных наблюдениях за градоопасными облаками, полученные Институтом геофизики им. М. Нодиа.

При анализе данных были использованы статистические методы исследований.

Ниже приведен список используемых обозначений и сокращений.

АОД - аэрозольная оптическая толщина атмосферы, как характеристика общего уровня аэрозольной загрязненности атмосферы; **В** – бета-радиоактивные выпадения на территории Грузии, Бк/м²·сутки; **ЗТ** – защищаемая территория; **LgZ_m** – логарифм максимальной радиолокационной отражаемости облаков.

Характеристики градовых процессов на площади 10000 га:

Y(1) - количество подвергнутых воздействию облаков; **Y(2)** - количество ракет «Алазани», введенных в одно облако; **Y(3)** – ожидаемое число градовых случаев; **Y(4)** – фактическое число градовых случаев;

Y(5) - Доля ЗТ, побитая градом на 100%; **Y(6)** – эффект воздействия, % ; **Y(7)** - среднее на метеостанцию количество осадков на ЗТ.

Статистические характеристики.

Mean – среднее; **Min** – минимум; **Max** – максимум; **σ** – стандартное отклонение; **C_v** – коэффициент вариации (%); **Count** – число случаев; **R^2** – коэффициент детерминации; **t** – критерий Стьюдента; **α** - уровень значимости.

В тексте работы в ряде случаев размерности исследуемых параметров опущены.

2. Результаты

Результаты работы представлены в табл. 1 - 6 и на рис. 1 – 9.

2.1 Связь интенсивности градовых процессов с аэрозольным загрязнением атмосферы

В данном параграфе проведены оценки изменчивости некоторых параметров градовых процессов в условиях Кахетии под влиянием аэрозольного загрязнения атмосферы в годы работы противогодовой службы в период с 1967 по 1984 гг. В табл. 1, представлены статистические характеристики параметров градовой активности и аэрозольного загрязнения атмосферы в Кахетии.

Таблица 1

Характеристики параметров градовой активности в Кахетии в 1967-1984 гг. при различных уровнях аэрозольного загрязнения.

B, AOD	Характеристики градовых процессов на площади 10000 га				
	Y(1)	Y(2)	Y(3) /Y(4)	Y(5)	Y(6)
$B \leq 3$ AOD_{cp} = 0,179	10±1	43±7	(2,2±0,3)/ (0,3±0,06)	0,4±0,1	86±2
$B > 3$ AOD_{cp} = 0,129	8,0±0,9	51±5	(1,9±0,2)/ (0,19±0,02)	0,32±0,04	90±1

Как следует из этой таблицы, при низких уровнях бета-радиоактивных выпадений и высоких значениях аэрозольной оптической толщи атмосферы (**$B \leq 3$** Бк/м²·сутки, **AOD_{cp} = 0,179**) по сравнению с высокими уровнями бета-радиоактивного фона и низкими величинами аэрозольной оптической толщи атмосферы (**$B > 3$** Бк/м²·сутки, **AOD_{cp} = 0,129**) наблюдалась следующая изменчивость указанных характеристик градовой активности в Кахетии: рост количества подвергнутых воздействию облаков на 25 %, рост ожидаемого количества случаев града на 16 %, рост фактического количества случаев града на 58 %, увеличение пораженной на 100 % доли защищаемой территории на 25 %, уменьшение эффективности воздействия на 5 %. Таким образом, как и в случаях с грозовой активностью [11-15] , прослеживается действие аэрозольного загрязнения атмосферы и на параметры градовой активности облаков.

Одними из важнейших параметров, представленных в табл. 1, являются доля защищаемой территории, поврежденная градом на 100 % $Y(5)$, и эффективность воздействия $Y(6)$, характеризующими интенсивность градовых процессов. Множественный регрессионный анализ показал, что между значениями $Y(5)$, $Y(6)$ и $Y(2)$, AOD и B имеются следующие линейные регрессионные связи с совокупным коэффициентом корреляции, равным соответственно 0,73 и 0,70.

$$Y(5) = 0,003668 Y(2) + 1,723 AOD + 0,006353 B - 0,286$$

$$Y(6) = - 0,136 Y(2) - 91,72 AOD - 0,30765 B + 110,95$$

Анализ этих уравнений показывает, что изменчивость одной из независимых переменных в пределах вариационного размаха при неизменном значении двух других может приводить к изменчивости $Y(5)$ в следующих пределах : за счет $Y(2)$ – 162 %, AOD – 73%, B – 25 %, а $Y(6)$ - за счет $Y(2)$ – 26 %, AOD – 17%, B – 5 %. Таким образом, в годы с активными воздействиями в Кахетии интенсивность градовых процессов главным образом была связана с производственной деятельностью противоградовой службы (количество введенных в одно облако противоградовых ракет). В то же время существенный вклад в изменчивость интенсивности градобитий вносило аэрозольное загрязнение атмосферы. Бета-радиоактивные загрязнения также имели определенное влияние на интенсивность градовых процессов, но значительно меньшее, чем два первых фактора.

Следует отметить, что связи параметров градовой активности облаков с аэрозольным загрязнением атмосферы несколько лучше описываются нелинейными уравнениями. Указанное наглядно демонстрируется рис.1 - 7, на которых представлены графики парных и двумерных зависимостей указанных параметров градовой активности от аэрозольного и радиоактивного загрязнения атмосферы. Значения коэффициентов уравнений парной и двумерной регрессии и коэффициентов детерминации представлены в подписях к этим рисункам.

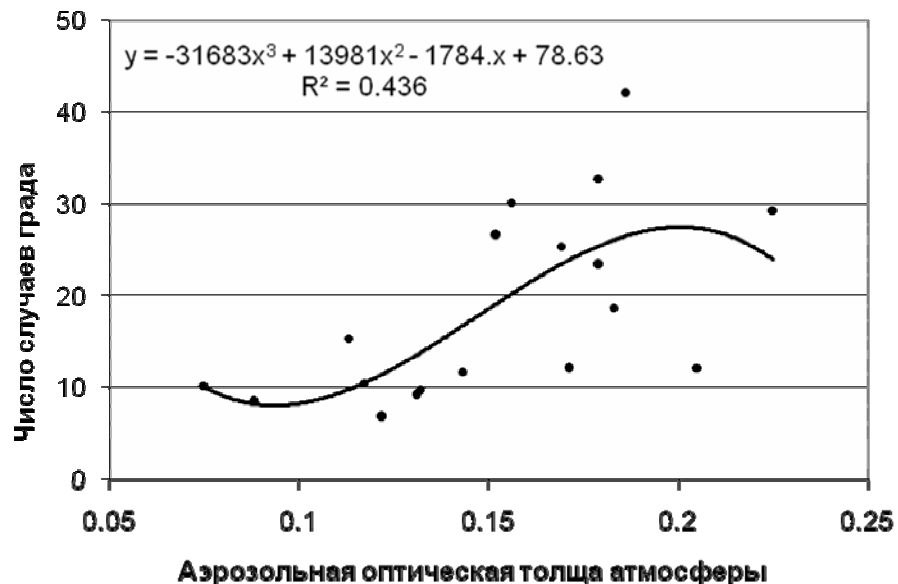


Рис. 1

Соотношение между количеством случаев града, приведенного к $ЗТ=785000$ га, и аэрозольной оптической толщиной атмосферы (Кахетия 1967-1984 гг)

Как следует из рис.1 , связь количества случаев града с аэрозольной оптической толщиной атмосферы в Телави описывается полиномом третьей степени ($R^2 = 0,4362$, $\alpha = 0,01$). При значениях **AOD** от 0,075 до 0,120 значения **Y(4)** изменяются незначительно. С дальнейшим ростом **AOD** от 0,120 до 0,200 количество случаев града на защищаемой территории увеличивается примерно от 10 до 28. С еще большим ростом **AOD** наблюдается тенденция убывания числа случаев града. Отметим, что в линейном приближении значение $R^2 = 0,372$.

На рис. 2 приведена зависимость количества случаев града от бета-радиоактивного фона. Указанную связь также можно описать полиномом третьей степени. Как следует из этого рисунка, в целом, с ростом **B** происходит уменьшение количества случаев града на защищаемой территории. Так, при росте **B** от 1 до 15 Бк/м²·сутки число случаев града на защищаемой территории уменьшается примерно от 25 до 5.

Двумерная зависимость количества случаев града на **ЗТ1** от **AOD** и **B** представлена на рис. 3. Значения коэффициентов уравнения множественной регрессии и коэффициента детерминации представлены в подписи к этому рисунку.

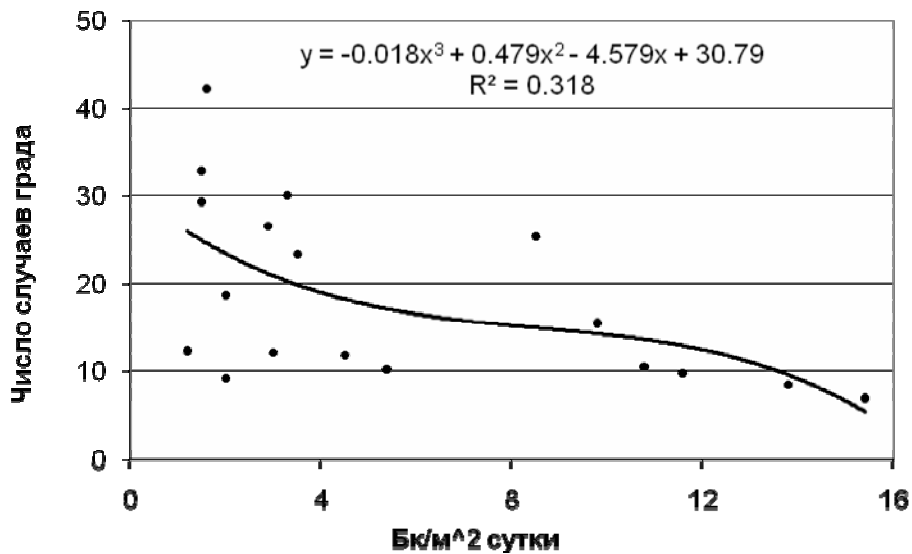


Рис. 2

Соотношение между количеством случаев града, приведенного к ЗТ=785000 га, и бета-радиоактивными выпадениями (Кахетия 1967-1984 гг)

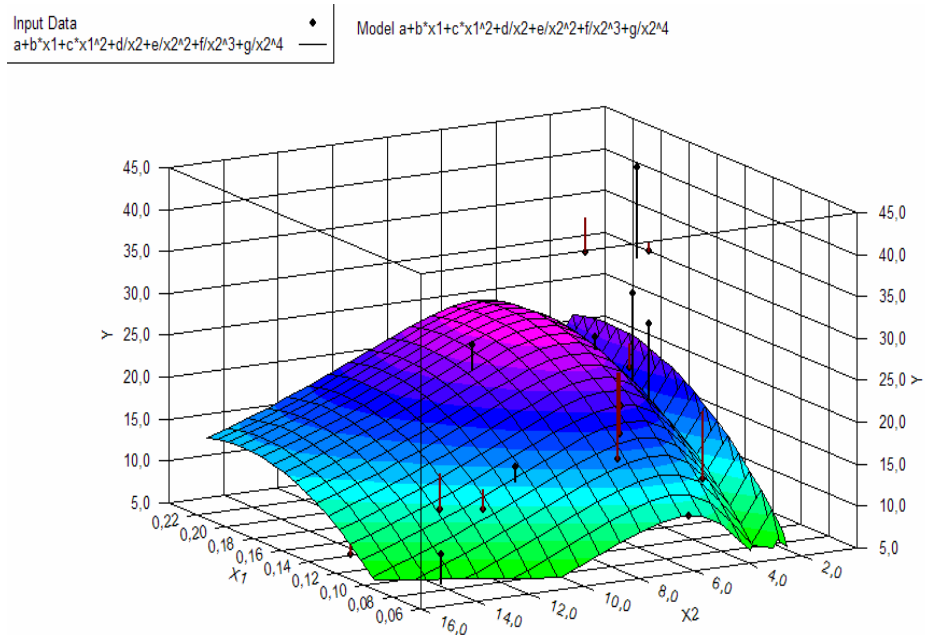


Рис. 3

Связь количества случаев града, приведенного к $ZT=785000$ га (Y), с аэрозольной оптической толщиной атмосферы ($X1$) и бета-радиоактивными выпадениями ($X2$) - (Кахетия 1967-1984 гг).

$$Y = a + b \cdot x1 + c \cdot x1^2 + d/x2 + e/x2^2 + f/x2^3 + g/x2^4$$

$$a = -51,15994269; b = 413,685998; c = -1039,401044; d = 512,5697404; \\ e = -2424,784017; f = 4321,73551; g = -2533,599436; R^2 = 0,6566$$

На рис. 4 представлена зависимость доли защищаемой территории, поврежденной градом на 100 %, от аэрозольной оптической толщи атмосферы. Эта зависимость описывается полиномом четвертой степени ($R^2 = 0,365$, $\alpha = 0,01$). Как следует из рисунка в общем с ростом AOD происходит волнообразное изменение в сторону увеличения значения $Y(5)$. Отметим, что в линейном приближении значение $R^2 = 0,185$.

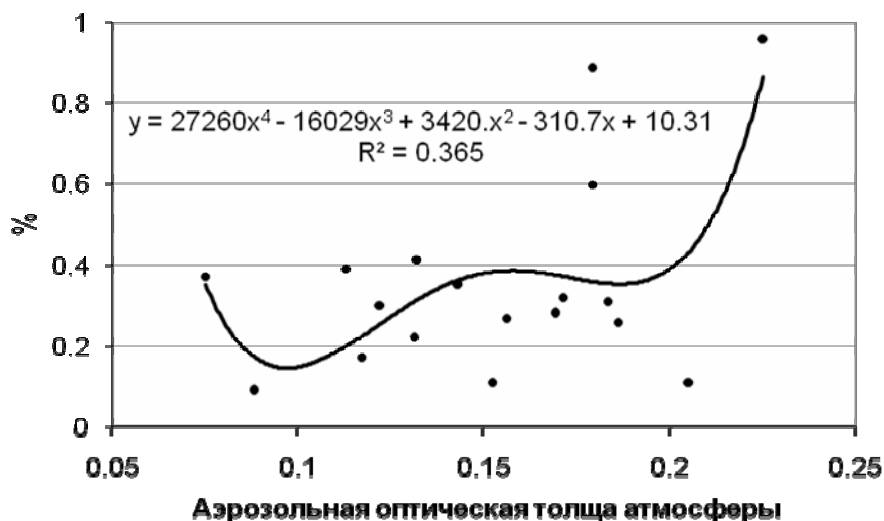


Рис. 4

Соотношение между долей ЗТ, поврежденной градом на 100 %, и аэрозольной оптической толщиной атмосферы (Кахетия, 1967-1984 гг)

Связь доли защищаемой территории, поврежденной градом на 100 %, от бета - радиоактивных выпадений изображена на рис.5. Указанная связь также описывается полиномом четвертой степени ($R^2 = 0,1277$, $\alpha = 0,05$). Как следует из этого рисунка в отличие от предыдущего случая с ростом B происходит волнообразное изменение в сторону уменьшения значения $Y(5)$. Отметим, что в линейном приближении значение $R^2 = 0,084$.

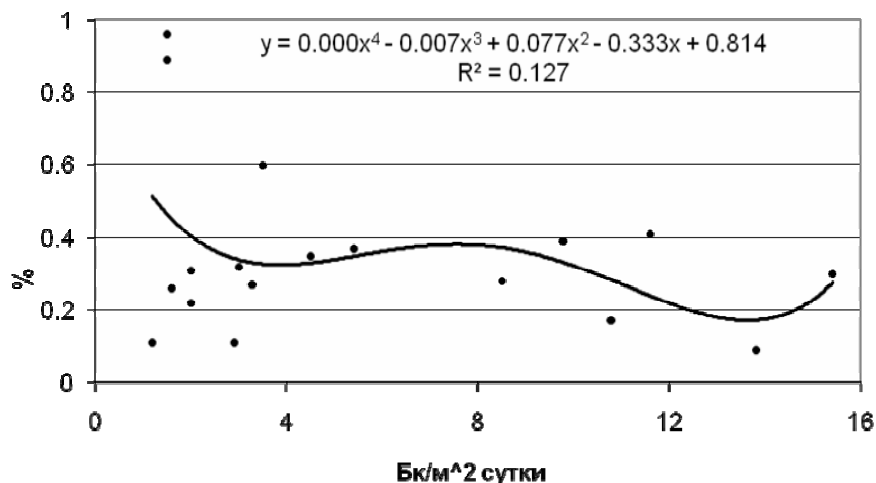


Рис. 5

Соотношение между долей ЗТ, поврежденной градом на 100%, и бета-радиоактивными выпадениями (Кахетия, 1967-1984 гг)

Двумерная связь доли защищаемой территории, поврежденной градом на 100 %, с AOD и B представлена на рис. 6. Значения коэффициентов уравнения множественной регрессии и коэффициента детерминации представлены в подписи к указанному рисунку.

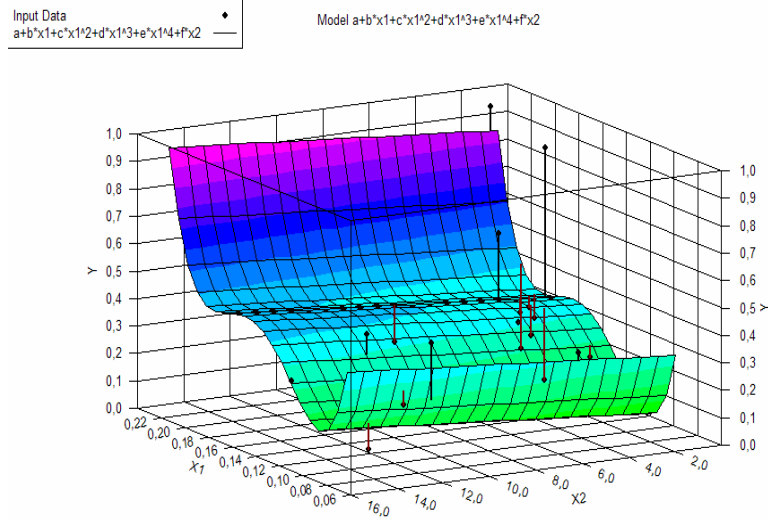


Рис. 6

Связь доли ЗТ, поврежденной градом на 100% (Y), с аэрозольной оптической толщиной атмосферы (X1) и бета-радиоактивными выпадениями (X2) - (Кахетия, 1967-1984 гг).

$$Y = a + b \cdot x_1 + c \cdot x_1^2 + d \cdot x_1^3 + e \cdot x_1^4 + f \cdot x_2$$

$$a = 11,91737361; b = -359,6027694; c = 3922,494048; d = -18188,60465; \\ e = 30613,56169; f = 0,006961406873; R^2 = 0,3715$$

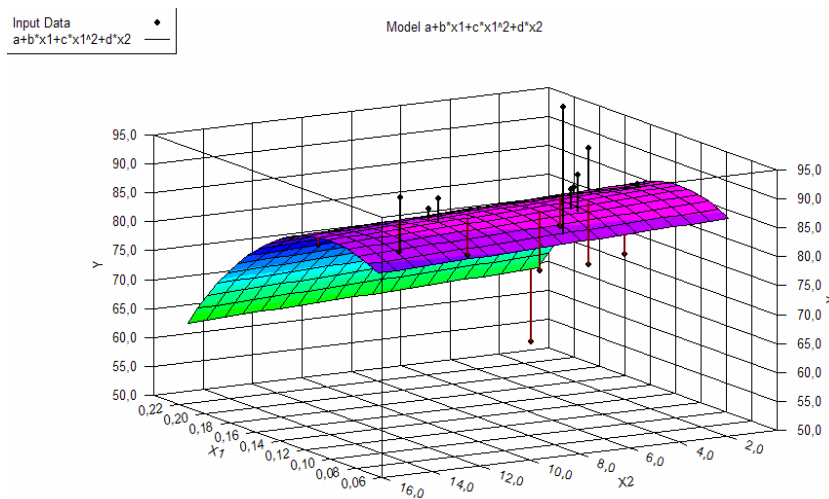


Рис. 7

Связь экономической эффективности воздействия на градовые процессы (Y) с аэрозольной оптической толщиной атмосферы (X1) и бета-радиоактивными выпадениями (X2) - (Кахетия 1967-1984 гг)

$$Y = a + b \cdot x_1 + c \cdot x_1^2 + d \cdot x_2$$

$$a = 65,57699131; b = 412,9889986; c = -1830,727177; d = -0,1567225664; R^2 = 0,321$$

Наконец, на рис. 7 представлена двумерная зависимость эффективности воздействия от **AOD** и **B**. Значения коэффициентов уравнения множественной регрессии и коэффициента детерминации представлены в подписи к указанному рисунку.

Таким образом, интенсивность градовых процессов существенно зависит от аэрозольного загрязнения атмосферы, хотя эта зависимость имеет достаточно сложный характер. В целом аэрозольное загрязнение атмосферы приводило к усилению интенсивности градобитий и соответственно к уменьшению эффективности воздействия противоградовых работ. Поэтому в дальнейшем, в случае восстановления работы противоградовой службы, фактор антропогенного загрязнения атмосферы должен быть учтен в методике воздействия на градовые процессы.

Наконец, рассмотрим влияние активных воздействий на градовые процессы и аэрозольного загрязнения атмосферы на режим осадков. Линейный корреляционный и регрессионный анализ данных показал, между средним на метеостанцию количеством осадков **Y(7)**, количеством введенного в одно облако реагента **Y(2)** и аэрозольной оптической толщиной атмосферы имеется прямая корреляционная связь (**R** равно соответственно по 0,34, **α** = 0,15). Корреляция между **Y(2)** и бета-радиоактивными выпадениями отрицательная, малозначимая (**R** = -0,2). Соответствующее уравнение множественной линейной регрессии имеет вид:

$$Y(7) = 13 Y(2) + 1506,65AOD + 3,684B + 161,37 \quad (R^2 = 0,283, \alpha = 0,15)$$

Таким образом, в годы работы противоградовой службы на **ЗТ** произошел рост количества осадков. При этом, изменчивость в пределах вариационного размаха каждой из независимых переменных при неизменности других приводит к следующей изменчивости количества осадков: за счет количества вводимого в облака реагента – на 38,1%, за счет аэрозольного загрязнения атмосферы – на 41,1 %, за счет бета-радиоактивного фона – на 9,5%.

Факт влияния аэрозольного загрязнения атмосферы на осадки и туманообразования обнаружен и другими исследователями в различных регионах мира. Так, по данным за 1961-1989 гг в Мадриде по сравнению с окрестностями количество осадков возросло на 11-20 %. Одна из причин – загрязнение воздуха. Другая – остров тепла и усиление конвекции [20]. В Рурской области годовое число дождливых и туманных дней на 20 больше, чем в прилегающих непромышленных районах [21]. Быстрый рост промышленности в Бомбее (Индия) и его пригородах совпал с увеличением количества осадков в этом районе на 15% [22].

Однако, чрезмерный рост содержания сульфатного аэрозоля, может вызвать и противоположный эффект (эффект перезасева). Например, за последние 20 лет на севере Китая происходит тенденция к уменьшению летних осадков и усилению засухи, тогда как в средне-восточной части – к увеличению осадков и частоты наводнений. Эти явления связываются с увеличением температуры на северо-востоке Китая и уменьшением температуры в средне-восточной части. Эти изменения также связываются с ростом эмиссии двуокиси серы (соответственно – сульфатов) и прямых и косвенных радиационных эффектов сульфатов на климат [23]. В период с 1971 по 1999 гг на целом ряде метеостанций в Канаде зафиксирован отрицательный тренд числа дней с туманами, связанный с увеличением загрязненности воздуха [24]. Отрицательный тренд числа дней с туманами с ростом аэрозольной оптической толщи атмосферы был получен и нами для шести актинометрических пунктов наблюдения за **AOD** (Тбилиси, Телави, Цалка, Анасеули, Сенаки, Сухуми) [25,26].

2.2 Чувствительность суточных вариаций интенсивности градовых процессов к изменчивости аэрозольного загрязнения атмосферы

Оценим чувствительность суточных изменений количества выпадающих осадков и интенсивности градовых процессов в будние и выходные дни. В табл. 2 представлены данные об

осадках для Телави в 1967-1970 гг, а в табл. 3 данные градодождемерной сети о жидких и твердых осадках для Кахетинского региона в теплое полугодие 1964-1966 гг.

Таблица 2

Статистические характеристики осадков (мм) из грозовых и негрозовых облаков в будние и выходные дни в Телави в теплое полугодие 1967-1970 гг

Состояние атмосферы	Mean	Min	Max	σ	C _v , %	Count
Все случаи	6,21	0,05	58,8	9,16	147,5	342
1.1 Осадки с грозой (все случ.)	8,24	0,05	53	10,45	126,8	151
1.2 Осадки без грозы (все случ.)	4,61	0,05	58,8	7,65	165,9	191
2.1 Осадки в будние дни (все случ.)	6,77	0,05	58,8	9,64	142,4	240
2.2 Осадки в выходные дни (все случ.)	4,91	0,05	36,8	7,82	159,3	102
3.1 Осадки с грозой (будние дни)	8,98	0,05	53	10,84	120,7	100
3.2 Осадки с грозой (выходные дни)	6,79	0,05	36,8	9,58	141,1	51
4.1 Осадки без грозы (будние дни)	5,18	0,05	58,8	8,33	160,8	141
4.2 Осадки без грозы (выходные дни)	3,01	0,05	21,5	5,02	166,8	50

Таблица 3

Статистические характеристики жидких и твердых осадков (мм) , выпадающих в Кахетинском регионе вне ЗТ в будние и выходные дни в теплое полугодие 1964-1966 гг.

(Среднее на один градодождемер)

Параметр	Mean	Min	Max	σ	C _v , %	Count
Жидкие осадки (все случаи)	13,68	0,05	49,8	12,39	90,6	216
Жидкие осадки (будние дни)	15	0,05	49,8	12,85	85,7	166
Жидкие осадки (выходные дни)	9,37	0,05	46	9,64	102,9	50
Твердые осадки (все случаи)	2	0,05	18,4	2,86	143	216
Твердые осадки (будние дни)	2,28	0,05	18,4	3,14	137,7	166
Твердые осадки (выходные дни)	1,04	0,05	6	1,24	119,2	50
Сумма осадков (все случаи)	15,68	0,25	65,2	14	89,3	216
Сумма осадков (будние дни)	17,3	0,25	65,2	14,6	84,4	166
Сумма осадков (выходные дни)	10,4	0,35	49	10,3	99	50

Как следует из табл. 2, для всего имеющегося массива данных 1967-1970 гг. (342 случая) среднесуточное количество выпадающих осадков в Телави составляет 6,21 мм и меняется от 0,05 до 58,8 мм.

Среднее суточное значение осадков в дни с грозой по всем случаям наблюдений (151) составляет 8,24 мм и меняется от 0,05 до 53 мм. По всему 191 случаю дней без гроз суточное количество осадков меняется от 0,05 до 58,8 мм и в среднем составляет 4,61 мм. В соответствии с критерием Стьюдента с уровнем значимости не хуже 0,01 суточное количество осадков в дни с грозами выше количества осадков в дни без гроз примерно в 1,8 раза.

Среднесуточное количество осадков в будние дни по всем данным (240 измерений) составляет 6,77 мм и меняется от 0,05 до 58,8 мм. Среднее суточное значение осадков в выходные дни по всем данным (102 измерения) составляет 4,91 мм и меняется от 0,05 до 36,8 мм. В соответствии с t критерием с α не хуже 0,1 суточное количество осадков в будние дни выше количества осадков в выходные дни примерно в 1,4 раза.

Среднее суточное количество осадков в будние дни с грозами составляет 8,98 мм и меняется от 0,05 до 53 мм. Суточное количество осадков в выходные дни с грозами меняется от 0,05 до 36,8 мм и в среднем составляет 6,79 мм. В соответствии с критерием Стьюдента с уровнем значимости не хуже 0,2 суточное количество осадков в будние дни с грозами в 1,3 раза выше количества осадков в выходные дни с грозами.

Наконец в среднем суточное количество осадков в будние без грозами равно 5,18 мм и меняется от 0,05 до 58,8 мм. Суточное количество осадков в выходные дни без гроз меняется от 0,05 до 21,5 мм и в среднем равно 3,01 мм. Суточное количество осадков в будние дни без гроз в 1,7 раза выше количества осадков в выходные дни без гроз (α по критерию t не хуже 0,02).

Таким образом, для всех рассмотренных в табл. 2 ситуаций в будние дни количество выпадающих осадков выше, чем в выходные. Это свидетельствует о явном влиянии антропогенного загрязнения атмосферы на их режим в Кахетии (по крайней мере в годы измерений), что хорошо согласуется с результатами исследований суточных значений загрязненности атмосферы и осадков в будние и выходные дни, приведенными в четвертой главе этой работы – уровень загрязненности в будние дни выше, чем в выходные.

Аналогичный результат также получается при анализе данных градодождемерной сети (табл. 3) для жидких и твердых осадков в Кахетии в период с 1964 по 1966 гг.

Как следует из табл. 3 среднее на один градодождемер количество жидких осадков в будние дни составляет 15 мм и меняется от 0,05 до 49,8 мм. Среднее значение осадков в выходные дни составляет 9,37 мм и меняется от 0,05 до 46 мм. В соответствии с t критерием с α не хуже 0,001 суточное количество осадков в будние дни выше количества осадков в выходные дни примерно в 1,6 раза.

Количество твердых осадков на один градодождемер в будние дни меняется от 0,05 до 18,4 мм и в среднем составляет 2,28 мм. В выходные дни среднее значение твердых осадков равно 1,04 мм и меняется от 0,05 до 6 мм. Количество твердых осадков в будние дни выше этого количества в выходные дни в 2,2 раза (α не хуже 0,001 по критерию t). Сумма жидких и твердых осадков в будние дни примерно в 1,65 раза выше, чем в выходные.

Для наглядности на рис. 8 представлено изменение среднего количества жидких и твердых осадков в Кахетии по дням недели, данные о которых приведены в табл. 3. Как следует из этого рисунка, минимум осадков наблюдался в воскресенье (в указанный период времени была 6-дневная рабочая неделя). Кроме этого, имеется два экстремума, во вторник и пятницу, объяснение наличия которых требует дальнейших исследований.

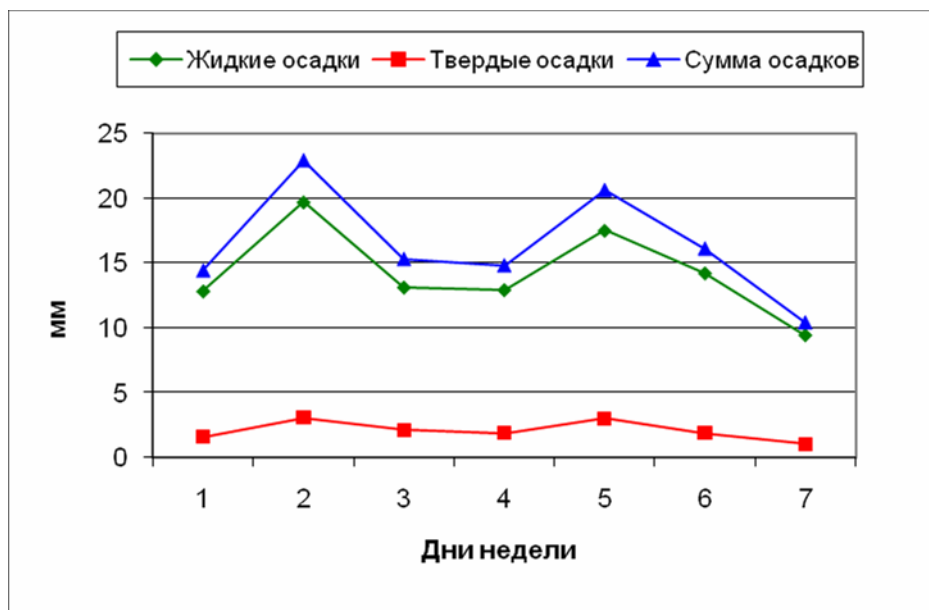


Рис. 8.

Изменение среднего количества жидких и твердых осадков в Кахетии (вне ЗТ) по дням недели в 1964-1966 гг.

Обратимся также к рис. 9, на котором изображено изменение среднего значения логарифма множителя максимальной радиолокационной отражаемости конвективных облаков по дням недели в Телавском районе в теплое полугодие 1972-1976 гг. Для построения этого рисунка использованы данные 899 измерений указанного радиолокационного параметра, который помимо грозовой активности конвективных облаков также характеризует их микрофизическую структуру, особенно в крупнокапельной части спектра облачных частиц.

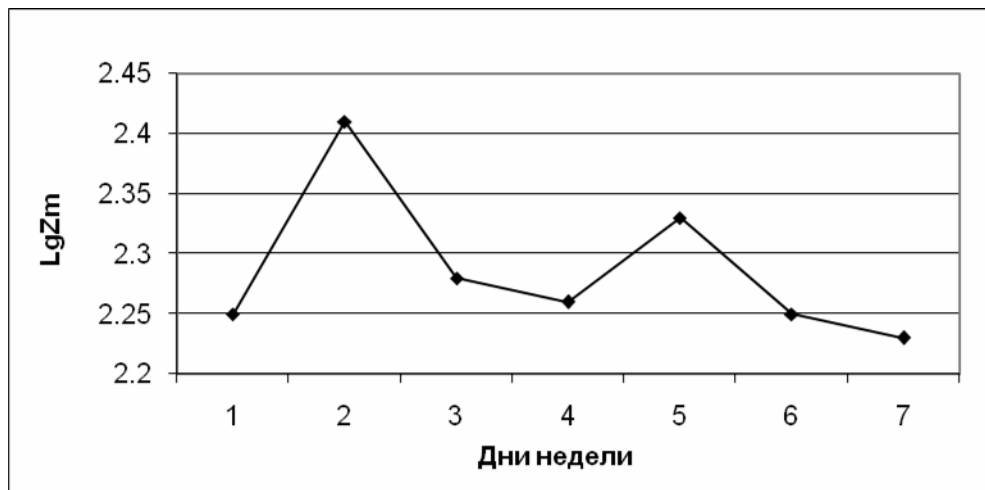


Рис. 9

Изменение среднего значения LgZ_m конвективных облаков в районе Телави по дням недели в 1972-1976 гг.

Ход LgZ_m на рис. 9 аналогичен ходу количества жидких и твердых осадков на рис. 8 6.5.1, с минимумом в выходные дни (в данном случае была уже 5-дневная рабочая неделя) и двумя экстремумами во вторник и пятницу, объяснение которых также требует дальнейших исследований. Однако и в данном случае прослеживается явный эффект антропогенного загрязнения атмосферы в изменчивости LgZ_m .

Важно выяснить, насколько устойчивы во времени указанные выше эффекты, обнаруженные нами для шестидесятых-семидесятых годов прошлого столетия. Для сравнения обратимся к табл. 4, в которой представлены данные об интенсивности градобитий в Кахетии на ЗТ в будние и выходные дни в теплое полугодие 1984-1989 гг. Отметим, что в этой таблице отсутствуют данные о катастрофическом градобитии 9 мая 1987 года.

Таблица 4

Статистические характеристики интенсивности градобитий в Кахетинском регионе на ЗТ в будние и выходные дни в теплое полугодие 1984-1989 гг.

Параметр	Mean	Min	Max	σ	$C_v, \%$	Count
Площадь, пораженная градом на 100% в будние дни (га)	160,6	2,5	817	199,4	124,2	30
Площадь, пораженная градом на 100% в выходные дни (га)	136,5	1,2	1039	250	183,2	15
Общая площадь, пораженная градом на в будние дни (га)	566,9	50	2382	595,7	105,1	30
Общая площадь, пораженная градом в выходные дни (га)	533,1	25	4876	1174	220,2	15

Анализ этой таблицы показывает, что в соответствии с двусторонним критерием Манна-Уитни [27] с достоверностью не хуже 90 % в будние дни интенсивность градобитий выше, чем в выходные. Критерий Стьюдента значимых различий в средних не дает. Отметим, что еще лучше этот эффект прослеживается для градобитий с интенсивностью 100 %- го поражения менее 1000 га. Таким образом можно полагать, что и во второй половине 80-х годов прошлого столетия эффект роста интенсивности градобитий в будние дни по сравнению с выходными сохранился.

Наконец остановимся на анализе возможных причин указанного выше эффекта. Для этой цели воспользуемся данными о физических характеристиках градобитий на Северном Кавказе, приведенных в работах [28,29]. В табл. 5 и 6 представлены проведенные нами результаты статистического анализа этих данных.

Таблица 5

Кинетические характеристики градобитий на Северном Кавказе в будние и выходные дни в 1983-1990 гг по данным [28]

Параметр	Mean	Min	Max	σ	Count
Макс. диам. градин,мм (будние дни)	21,27	4	64	9,47	45
Макс. диам. градин,мм (выходные дни)	22,36	6	44	8,3	22

Средн. диам. градин ,мм (будние дни)	5,9	2,3	17,5	3,095	45
Средн. диам. градин (выходные дни)	5,46	2,6	9,1	1,51	22
Среднеквадр. диам. градин ,мм (будние дни)	6,43	2,3	18	3,2	45
Среднеквадр. диам. градин ,мм (выходные дни)	6,06	2,6	9,7	1,57	22
Среднекуб. диам. градин ,мм (будние дни)	6,94	2,4	18	3,27	45
Среднекуб. диам. градин, мм (выходные дни)	6,69	2,8	11	1,78	22
Масса выпавших градин, кг/м ² (будние дни)	1,01	0,1	3,3	0,842	45
Масса выпавших градин , кг/м ² (выходные дни)	0,72	0,01	1,8	0,52	22
Энергия выпавшего града, Дж/м ² (будние дни)	98,7	0,3	413	107,9	45
Энергия выпавшего града, Дж/м ² (выходные дни)	85,6	0,3	361,6	84,45	22
Количество выпавших градин на м ² (будние дни)	5715,5	140	26072	5351,5	45
Количество выпавших градин на м ² (выходные дни)	3696,8	200	8613	2330,8	22

Таблица 6

Характеристики структуры зародышей градин на Северном Кавказе в будние и выходные дни в 1982-1989 гг по данным [29]

Параметр	Mean	Min	Max	σ	Count
Доля капельных зародышей, % (будние дни)	40,6	0	83	30,3	22
Доля капельных зародышей, % (выходные дни)	33,6	0	70	21,7	10
Доля крупяных зародышей, % (будние дни)	58,3	17	100	29,5	22
Доля крупяных зародышей, % (выходные дни)	65,4	30	100	22	10

Анализ данных, приведенных в табл. 5, показывает, что с достоверностью не хуже 90% по двустороннему критерию Манна-Уитни в будние дни масса, энергия и количество выпавших градин выше, чем в выходные дни (для массы и количества выпавших градин разницу в средних дает и критерий Стьюдента). Разница в размерах града незначима. Таким образом на Северном Кавказе, как и в Кахетии, интенсивность градобитий в будние дни выше, чем в выходные. Соответственно можно предположить, что в указанный период времени эффект антропогенного загрязнения атмосферы в изменчивости интенсивности градовых процессов носил региональный характер. Здесь же отметим, что в работе [30] для условий Юго-Восточной Франции по данным 1989-1999 гг приведены прямо противоположные результаты – рост интенсивности градобитий в выходные дни по сравнению с будними. В то же время в Рочлдейле (Англия) дождь по воскресеньям наблюдается реже, чем в будние

дни [31]. Это еще раз свидетельствует о нелинейности указанных выше связей и их региональном характере.

Наконец обратимся к табл.6, в которой представлены проведенные нами результаты статистического анализа данных о характеристиках структуры зародышей градин на Северном Кавказе в будние и выходные дни в 1982-1989 гг, приведенные в работе Тлисова и др. [29].

Как следует из табл. в будние дни по сравнению с выходными происходит рост доли капельных зародышей града и убывание доли крупяных зародышей. Рост доли капельных зародышей в будние дни может быть обусловлен увеличением содержания в атмосфере в эти дни крупнодисперсной фракции аэрозолей [32], способствующей образованию капельных зародышей града [33]. Иными словами в будние дни по сравнению с выходными растет вероятность роста града по механизму теплого дождя, что и приводит к более высокой интенсивности градобитий из-за более высокой плотности града в эти дни. Этот эффект находится в хорошем соответствии с тем фактом, что в будние дни количество выпадающих осадков выше, чем в выходные (табл. 2 и 3).

Заключение

Процессы взаимодействия естественных и искусственных аэрозолей с атмосферными процессами и, в особенности, с облаками весьма сложны. Взаимосвязи между грозовой и градовой активностью, осадками и аэрозольно-грозовым загрязнением атмосферы характеризуются региональными особенностями. Эти особенности обусловлены как физическими условиями образования облачности и осадков, так и количеством и видом аэрозольно-газового загрязнения воздуха. Размеры, химический состав, конденсационная и льдообразующая активность естественных и антропогенных аэрозолей могут существенно влиять на образование крупных капель и зародышей градин в облаках. В настоящее время, по сравнению с прошлым веком, характер антропогенного загрязнения атмосферы существенно изменился. Соответственно должна измениться и зависимость облачных процессов от этого загрязнения. Поэтому в дальнейшем, в случае восстановления работ в Грузии по регулированию облачных процессов, в методике воздействий необходим учет фактора антропогенного загрязнения атмосферы [34].

Литература

1. Williams E.R. – Lightning and Climate: A Review, Proc. 12th Int. Conf. on Atmospheric Electricity, Versailles, France, 9-13 June . V..2. 2003. PP. 665-668.
2. Ландсберг Г.Е. – Климат города. Л., Гидрометеиздат. 1983. 248 с.
3. Хайруллин К.Ш., Яковлев Б.А. – Влияние урбанизации на грозы и град. Тр. ГГО. И. 527. Л., Гидрометеиздат. 1990. С. 44-50.
4. Amiranashvili A.G., Amiranashvili V.A., Gzirishvili T.G., Kharchilava J.F., Tavartkiladze K.A. – Modern Climate Change in Georgia. Radiatively Active Small Atmospheric Admixtures. Institute of Geophysics, Monograph, Trans. of M.Nodia Institute of Geophysics of Georgian Acad. of Sc., ISSN 1512-1135. V. 59. 2005. 128 p.
5. Amiranashvili A., Bliadze T., Chikhladze V. – Photochemical smog in Tbilisi. Transactions of Mikheil Nodia Institute of Geophysics of Ivane Javakishvili Tbilisi State University, ISSN 1512-1135. V. 63. 2012. 160 p.. (in Georgian).
6. Ayers G.P., Bigg K.K., Turvey D.E. – Aitken Particle and Cloud Condensation Nucleus Fluxes in the Plume from an Isolated Industrial Source. J. Appl. Meteor. V. 18. No 4. 1979. PP. 449-459.

7. Берлянд М.Е. – Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. Л., Гидрометеиздат. 1975. 448 с.
8. Muraleedharan T.S., Subba Ramu M.S., Vohra K.G. – Experimental Studies of the Formation of Aitken Nuclei in the Atmosphere. Proc. 11th Int. Conf. on atmospheric aerosols, Condensation and Ice Nuclei, Budapest, Hungary, 3-8 September. V.1. 1984. PP. 52-57 .
9. Amiranashvili A.G. - On the Role of Cosmic and Radioactive Radiation on the Formation of the Secondary Aerosols in Atmosphere. Int. Conference “Near-Earth Astronomy 2007” Abstract, Terskol, Russia, 3-7 September 2007. PP. 85.
10. Amiranashvili, A.G., Amiranashvili, V.A., Bakradze, T.S., Chikhladze, V.A., Glonti, N.Ya., Kharchilava, J.F., Tuskia, I.I - On the Influence of Cosmic Rays on the Secondary Aerosols Formation in the Atmosphere. 7th Int. Conference "Problems of Geocosmos", Abstract, St. Petersburg, Russia . 26 - 30 May, 2008.
11. Amiranashvili A.G., Gzirishvili T.G., Chumburidze Z.A. – On the Role of Artificial Iceforming Reagents and Radioactive Intermixtures in the Variation of Convective Clouds Thunderstorm and Hail Activity. Proc. 12th Int. Conf. on Clouds and Pricipitation, Zurich, Switzerland, August 19-23. V. 1. 1996. PP. 267-270.
12. Amiranashvili A., Amiranashvili V., Nodia A., Kirkitadze D. - Connection of Thunderstorm Processes Intensity with Aerosol Pollution of the Atmosphere. Proc. 13th Int. Conf. on Atmospheric Electricity, Beijing, China. 13-18 August 2007.
13. Amiranashvili A. – Connection Between the Characteristics of Thunderstorm Activity and Air Pollution in Kakheti Region of Georgia. Proc. of IX Int. Symposium on Lightning Protection, Foz do Iguacu, Brazil. 26-30 November 2007.
14. Amiranashvili A. – Statistical Models of Connection of Lightning Activity with Aerosol Pollution of Atmosphere. Proc. of X Int. Symposium on Lightning Protection, Curitiba, Brazil, 9-13 November 2009. PP.261-266.
15. Amiranashvili A. - Connection of Lightning Activity with Air Electrical Conductivity in Dusheti. Proc. of the XIth Int. Symp. of Lightning Protection, SIPDA, Fortaleza, Brazil, October 3-7, 2011. <http://ws9.iee.usp.br/>.
16. Amiranashvili A.G., Amiranashvili V.A., Bachiashvili L.L., Bibilashvili T.N., Supatashvili G.D. - Influence of the Anthropogenic Pollution of the Atmosphere and Thunderstorms on the Precipitations Regime and their Chemical Composition in Alazani Valley Conditions. Proc. 14th International Conference on Clouds and Precipitation , Bologna , Italy ,18-23 July 2004. PP. 2_3_216.1-2_3_216.2.
17. setyva da masTan brZola, hidrometprocesebze aqtiuri zemoqmedebis samsaxuris 1967-1989 ww. MmuSaobis ZiriTadi Sedegebi, Tbilisi. 1990.15 gv.
18. Годовые отчеты о производственной деятельности ВС Грузинской УГКС, Тбилиси. 1984-1989.
19. Отчет по теме – Об исследованиях градовых явлений и разработка методов активных воздействий на градовые процессы (1958-1963). Ин-т геофизики АН ГССР, Тбилиси. 1963. 232 с.
20. Felipe F.G. – La influencia de la ciudad sobre los precipitaciones: el caso de Madrid, Estud. geogr. No 199-200. 1990. PP. 397-411.
21. Wiegel H. – Niederschlagsverhältnisse und luftverunreinigungen des Rheinisch-Westfalischen industriegebietes und seiner umgebung, Veroff. Meteor., Berlin Inst. Univ., 3, No 3, 1938.
22. Ramachandra Murty A.S., Ramana Murty Bh. V. – Role of Dust on Rain Fall in North-West India. Pure and Appl. Geophys.. V. 104. No 3. 1973. PP. 614-622.
23. Qun Xu – Abrupt Change of the Mid-Summer Climate in Center East China by the Influence of Atmospheric Pollution. Atm. Env., V. 35, No 30, Pergamon, October 2001. PP. 5029-5040.
24. Muraca G., Mac Iver D.C., Urquizo N., Auid H. – The Climatology of Fog in Canada. Proc.2th Int. Conf.on Fog and Fog Collection, St.John's, Canada, July 15-20, 2001. PP. 513-526.

25. Amiranashvili A.G, Amiranashvili V.A., Tavartkiladze K.A., - Spatial-Temporary Variations of the Number of Fog Days per Year in Georgia. Proc.1st Int. . Conf. on Fog and Fog Collection, Vancouver, Canada, July 19-24, 1998. PP. 357-360.
26. Amiranashvili A., Amiranashvili V., Tavartkiladze K. - Comparative Analysis of Long-Term Variations of Number of Fog Days Per Year and Various Climateforming Factors in Georgia. Proc.2th Int. Conf.on Fog and Fog Collection, St.John's, Canada, July 15-20, 2001.PP.361-364.
27. Ван дер Варден Б.Л. – Математическая статистика. М., ИЛ. 1960. 434 с.
28. Тлисов М.И., Загидулин А.А., Хучунаев Б.М., Федченко Л.М. – Аппаратура, методика и результаты наземных исследований физических характеристик града. Тр. Всес.конф. “Активн. возд. на гидромет. процессы”. Нальчик, 22-25 октября 1991. Санкт-Петербург. Гидрометеиздат, книга 2. 1995. С. 24-30.
29. Тлисов М.И., Хучунаев Б.М. – Исследование пространственного распределения зародышей града. Тр. Всес. семин. “Активные воздействия на градовые процессы и перспективы усовершенствования льдообразующих реагентов для практики активных воздействий”, Нальчик, 16-21 октября 1989. М., МО Гидрометеиздата. 1991. С. 61-74.
30. Dessens J., Fraile R., Sanchez J.L. – Weekly Distribution of Hailfalls and Hailstone Size Distributions in Southwestern France. Proc.13th Int. Conf. on Clouds and Precipitation,Reno,Nevada,USA, August 14-18, V.2. 2000. PP.1061-1064.
31. Ashworth J.R. – Smoke and Rain, Nature. No 154. 1944. PP. 213-214.
32. Амиранашвили А.Г. - Исследование грозо-градовых процессов в Грузии и их связей с аэрозольным загрязнением атмосферы. Дисс. на соиск. ученой степени доктора физико-математических наук, Институт геофизики им. М.З.Нодиа. Тбилиси. 2006. С.112-114.
33. Хоргуани В.Г. – Льдообразующая активность атмосферного аэрозоля и зарождение градовых частиц. Тр. Всес.конф. “Активн. возд. на гидромет. процессы”, Нальчик, 22-25 октября 1991 ,Санкт-Петербург, Гидрометеиздат, книга 2. 1995. С. 140-144.
34. Амиранашвили А.Г., Бахсолиани М.Г., Бегалишвили Н.А., Бериташвили Б.Ш.,Рехвиашвили Р.Г., Цинцадзе Т.Н., Читанава Р.Б. – О необходимости возобновления работ по искусственному регулированию атмосферных процессов в Грузии. Труды института гидрометеорологии Грузинского технического университета, ISSN 1512-0902. Т 119. Тбилиси. 2013. С. 144-152.

ატმოსფეროს ანთროპოგენული დაბინძურების გავლენა სეტყვის პროცესების ინტენსივობის ცვალებადობაზე

ამირანაშვილი ა.

რეზიუმე

სეტყვის პროცესების წლიური ინტენსიურობა კახეთში არსებითად არის დამოკიდებული ჰაერის აეროზოლურ დაბინძურებაზე, თუმცა ამ დამოკიდულობას გააჩნია საკმაოდ რთული ხასიათი. მთლიანობაში ჰაერის არარადიოაქტიური აეროზოლური დაბინძურების ზრდას მიყვევართ სეტყვის მოსვლის ინტენსივობის ზრდისაკენ და შესაბამისად, სეტყვის საწინააღმდეგო ზემოქმედების ეფექტურობის შემცირებისაკენ.

ეს ეფექტი თავს იჩენს აგრეთვე სეტყვის პროცესების ინტენსივობის დღე-ღამურ ვარიაციებში. სამუშაო დღეებში სეტყვით დაზიანებული ფართობები, მაქსიმალური რადიოლოკაციური ამრეკვლადობის მამრავლის ლოგარითმი, თხევადი და მყარი ნალექების რაოდენობა კახეთში უფრო მაღალია, ვიდრე უქმე დღეებში. ანალოგიური

სურათი დაიკვირვება აგრეთვე ჩრდილო კავკასიაშიც (მოსული სეტყვის მარცვლების მასა, ენერგია და რაოდენობა სამუშაო დღეებში უფრო მაღალია, ვიდრე უქმეებში). სამუშაო დღეებში უქმეებთან შედარებით, აქ დაიკვირვება სეტყვის წვეთოვანი ჩანასახების წილის ზრდა და ხორხოშელის ჩანასახის მქონე სეტყვის მარცვლების წილის შემცირება (თბილი წვიმების მექანიზმით სეტყვის ზრდის ალბათობის გაზრდა). როგორც ჩანს, ყოფილ საბჭოთა კავშირში სეტყვის საწინააღმდეგო სამუშაოების განხორციელების პერიოდში, სეტყვის პროცესების ინტენსივობის ცვალებადობაში ატმოსფეროს ანტროპოგენული დაბინძურების ეფექტი ატარებდა რეგიონალურ ხასიათს.

შემოთავაზებულია, რომ ატმოსფერულ პროცესებზე აქტიური ზემოქმედების სამუშაოების ჩატარების დროს იყოს გათვალისწინებული ჰაერის ანთროპოგენული დაბინძურების ფაქტორიც.

Influence of the anthropogenic pollution of atmosphere on the changeability of hail processes intensity

Amiranashvili A.

Abstract

The annual intensity of hail processes in Kakheti depends substantially on the aerosol pollution of atmosphere, although this dependence has fairly complicated nature. As a whole an increase in the nonradioactive aerosol pollution of atmosphere leads to the intensification of the intensity of hail damages and respectively to the decrease of the effectiveness of the action of anti-hail works.

This effect appears also in daily variations in the intensity of hail processes. In Kakheti during the week-days the areas struck by hail, a logarithm of the multiplier of maximum radar reflectance, a quantity of liquid and solid precipitation are higher than into the weekends. Analogous situation also in the North Caucasus (mass, energy and a quantity of fallen hailstones during the week-days are higher than into the weekends). Increase in the fraction of the drop embryos of hail and decrease of the fraction of groats embryos (increase in the probability of an increase in the hail by the mechanism of warm rain) during the week-days in comparison with the weekends here occurs. In all likelihood in the period of the realization of anti-hail works in the former Soviet Union the effect of the anthropogenic pollution of atmosphere in the changeability of the intensity of hail processes bore regional nature.

It is proposed while performing of work on active actions on atmospheric processes to consider the factor of anthropogenic air pollution.

СВЯЗЬ СКОРОСТИ РОСТА РАЗМЕРОВ И МАССЫ ГРАДИН С ТЕМПЕРАТУРОЙ И ВОДНОСТЬЮ МОДЕЛИРУЕМОЙ ОБЛАЧНОЙ СРЕДЫ

Блиадзе Т.Г.

Институт геофизики им. Михаила Нодиа Тбилисского государственного университета им. Иванэ Джавахишвили, 0171, Тбилиси, ул. М. Алексидзе, 1

Методика исследования процессов роста искусственных градин в моделируемой облачной среде, некоторые результаты исследования скорости роста свободно взвешенных градин при различной температуре и влажности этой среды, а также данные о типичных для различных условий экспериментов поверхностных характеристиках градин, изменениях их диаметра и массы во времени и др. в [1-3].

В данной работе рассмотрены вопросы связи средней скорости роста размеров и массы градин с температурой и влажностью облачной среды при сухом и мокром режиме их роста. Ниже использованы следующие обозначения: D' – скорость роста диаметра градины, мм/мин; M' – скорость роста массы градины или нароста льда на закрепленной модели градины, г/мин; D'' – скорость роста относительного диаметра градины, мин^{-1} (по отношению к начальному диаметру градины); M'' – скорость роста относительной массы градины, мин^{-1} (по отношению к начальной массе); w – влажность искусственной облачной среды, г/куб м; T – температура облачной среды, град С; E – интегральный коэффициент захвата облачных капель градинами; Mean – среднее; Min – минимум; Max – максимум; St Dev – стандартное отклонение; Count – число случаев; R – линейный коэффициент корреляции; Mult. R – коэффициент множественной линейной корреляции; α – уровень значимости.

В табл. 1 даны статистические характеристики параметров облачной среды и средней скорости роста диаметра градин для условий сухого и мокрого роста, а также значения коэффициентов двумерных уравнений линейной регрессии, связывающих скорость роста размера градины D' с температурой T и влажностью w . На рис. 1 представлена двумерная линейная регрессионная зависимость D' от w и T .

Как следует из рис. 1 средняя скорость роста размеров градин существенно зависит от влажности облачной среды. Коэффициенты линейной корреляции между D' и w , а также между скоростью роста относительного диаметра грады D'' и w при мокром и сухом режиме положительны и соответственно равны 0,67 и 0,72 (уровень значимости α не хуже 0,001). Линейная корреляционная связь скорости роста размеров градины от температуры облачной среды отрицательная (рис.1). Эта связь высокая при мокром режиме (значение R между D' и T равно -0,68, а между D'' и T равно -0,65; α не хуже 0,001) и низкая при сухом режиме (значение R между D' и T равно -0,27 при α не хуже 0,1, и между D'' и T равно -0,21 при α не хуже 0,2).

На рис. 2 представлена двумерная линейная регрессионная зависимость скорости роста массы грады M' от w и T . В табл. 2 даны статистические характеристики параметров облачной среды и средней скорости роста массы градин для условий сухого и мокрого роста, а также значения коэффициентов двумерных уравнений линейной регрессии, связывающих скорость роста массы градины (абсолютной и относительной) с температурой и влажностью.

Как и для скорости роста размеров градин средняя скорость роста массы градин также существенно зависит от влажности облачной среды. Коэффициенты линейной корреляции между M' и w положительны и равны 0,80 и 0,71, а между скоростью роста относительной массы грады, M'' и w равны 0,74 и 0,73 (рис. 2) при мокром и сухом режиме соответственно (α не хуже 0,001). Линейная корреляционная связь скорости роста размеров градины от температуры

облачной среды отрицательна. Она высокая при мокром режиме (значение **R** между **M'** и **T** равно -0,76 , а между **M''** и **T** равно -0,70; α не хуже 0,001) и низкая при сухом режиме (значение **R** между **M'** и **T** равно -0,29 при α не хуже 0,1 , и между **M''** и **T** равно -0,17 при α не хуже 0,25) .

Таблица 1

Статистические характеристики параметров облачной среды и средней скорости роста диаметра градин для условий сухого и мокрого роста града

Режим	Сухой рост			Мокрый рост		
Параметр	Водн. г/м ³ (w)	Темпер. град. С (Т)	Скорость роста диаметра града, мм/мин (D')	Водн. г/м ³ (w)	Темпер. град. С (Т)	Скорость роста диаметра града, мм/мин (D')
Mean	2,6	-14,0	0,74	3,4	-5,4	0,82
Min	1,2	-19,3	0,35	0,9	-9,7	0,13
Max	4,3	-6,8	1,14	4,8	-1,2	1,4
St Dev	0,77	3,77	0,24	1,18	2,64	0,36
Count	35			17		
Mult. R	0,76 (α не хуже 0,01)			0,77 (α не хуже 0,01)		
Ур. регр.	$D' = a + b*w + c*T$			$D' = a + b*w + c*T$		
	Значение	68% (+/-)	95% (+/-)	Значение	68% (+/-)	95% (+/-)
a	0,059997	0,12901	0,260126	0,032511	0,195466	0,406591
b	0,223707	0,036879	0,07436	0,146195	0,069598	0,144771
c	-0,00718	0,007484	0,015091	-0,05235	0,031067	0,064622
	Вклад коэффициентов b и c в изменчивость D' в пределах вар. размаха					
	Относит. вар. размах D' – 107 %			Относит. вар. размах D' – 155 %		
	b – 94 %, c – 12 %			b – 70 %, c – 32 %		
Параметр	Водн. г/м ³ (w)	Темпер. град. С (Т)	Скорость роста относит. диаметра града, мин ⁻¹ (D'')	Водн. г/м ³ (w)	Темпер. град. С (Т)	Скорость роста относит. диаметра града, мин ⁻¹ (D'')
Mean	2,6	-14,0	0,046	3,4	-5,4	0,053
Min	1,2	-19,3	0,023	0,9	-9,7	0,008
Max	4,8	-1,2	0,097	4,8	-1,2	0,1
St Dev	0,77	3,77	0,015	1,18	2,64	0,026
Count	35			17		
Mult. R	0,73 (α не хуже 0,01)			0,74 (α не хуже 0,01)		
Ур. регр.	$D'' = a + b*w + c*T$			$D'' = a + b*w + c*T$		
	Значение	68% (+/-)	95% (+/-)	Значение	68% (+/-)	95% (+/-)

	e			e		
a	0,005806	0,008654	0,017449	0,000912	0,014671	0,030517
b	0,014174	0,002474	0,004988	0,009539	0,005224	0,010866
c	-0,00023	0,000502	0,001012	-0,00362	0,002332	0,00485
Вклад коэффициентов b и c в изменчивость D'' в пределах вар. размаха						
Относит. вар. размах D'' - 161 %			Относит. вар. размах D'' - 174 %			
b - 110 %, c - 11 %			b - 61 %, c - 37 %			

Оценим роль изменчивости водности и температуры искусственной облачной среды в изменчивости скорости роста размеров и массы градин при сухом и мокром режимах. Для этого воспользуемся линейными двумерными уравнениями регрессии, связывающими **D'**, **D''**, **M'** и **M''** с **w** и **T** (табл.1 и 2). Как следует из этих таблиц коэффициенты множественной линейной корреляции между исследуемыми параметрами высоки (не менее 0,73 с α не хуже 0,01). При сухом режиме изменчивость водности в пределах вариационного размаха при неизменных значениях температуры приводит к изменчивости **D'** на 94%, **D''** на 110%, **M'** на 199% и **M''** на 140%. При этом же режиме изменчивость температуры облачной среды в пределах вариационного размаха при неизменных значениях водности приводит к изменчивости **D'** всего на 12%, **D''** на 11%, **M'** на 24% и **M''** на 3 %.

Иная картина наблюдается при мокром режиме роста градин. В этом случае изменчивость водности в пределах вариационного размаха при неизменных значениях температуры приводит к изменчивости **D'** на 70%, **D''** на 61%, **M'** на 94% и **M''** на 96%. Изменчивость же температуры облачной среды в пределах вариационного размаха при неизменных значениях водности приводит к изменчивости **D'** на 32%, **D''** на 37%, **M'** на 74% и **M''** на 72 %, что вполне соизмеримо с ролью водности в изменчивости скорости роста размеров и массы градин. Указанное наглядно демонстрируется рис.1, 2.

Таблица 2

Статистические характеристики параметров облачной среды и средней скорости роста массы градин для условий сухого и мокрого роста града

Режим Параметр	Сухой рост			Мокрый рост		
	Водн. г/м ³ (w)	Темпер. град. С (T)	Скорость роста массы града, г/мин (M')	Водн. г/м ³ (w)	Темпер. град. С (T)	Скорость роста массы града, г/мин (M')
Mean	2,6	-14,0	0,48	3,4	-5,4	0,51
Min	1,2	-19,3	0,16	0,9	-9,7	0,07
Max	4,3	-6,8	1,05	4,8	-1,2	1,13
St Dev	0,77	3,77	0,24	1,18	2,64	0,28
Count	35			17		
Mult. R	0,73 (α не хуже 0,01)			0,86 (α не хуже 0,01)		
Ур. регр.	$M' = a + b*w + c*T$			$M' = a + b*w + c*T$		
	Значение	68% (+/-)	95% (+/-)	Значение	68% (+/-)	95% (+/-)
a	-0,20329	0,136427	0,275083	-0,15349	0,120054	0,249726
b	0,214822	0,038999	0,078636	0,122456	0,042747	0,088918
c	-0,00903	0,007915	0,015958	-0,04468	0,019081	0,039691
Вклад коэффициентов b и c в изменчивость M' в пределах вар. Размаха						
Относит. вар. размах M' - 185 %			Относит. вар. размах M' - 208 %			

	b – 139 %, c – 24 %			b – 94 %, c – 74 %		
Параметр	Водн. г/м³ (w)	Темпер. град. С (Т)	Скорость роста относит. массы града, мин⁻¹ (M'')	Водн. г/м³ (w)	Темпер. град. С (Т)	Скорость роста относит. массы града, мин⁻¹ (M'')
Mean	2,6	-14,0	0,251	3,4	-5,4	0,286
Min	1,2	-19,3	0,085	0,9	-9,7	0,043
Max	4,3	-6,8	0,521	4,8	-1,2	0,698
St Dev	0,77	3,77	0,120	1,18	2,64	0,168
Count	35			17		
Mult. R	0,73 (α не хуже 0,01)			0,79 (α не хуже 0,01)		
Ур. регр.	M'' = a + b*w + c*T			M'' = a + b*w + c*T		
	Значение	68% (+/-)	95% (+/-)	Значение	68% (+/-)	95% (+/-)
a	-0,05472	0,068612	0,138345	-0,08683	0,086423	0,17977
b	0,113708	0,019614	0,039548	0,07016	0,030772	0,064009
c	-0,00067	0,00398	0,008026	-0,02431	0,013736	0,028572
	Вклад коэффициентов b и c в изменчивость M'' в пределах вар. Размаха					
	Относит. вар. размах M'' - 174 %			Относит. вар. Размах M'' - 229 %		
	b – 140 %, c – 3 %			b – 96 %, c – 72 %		

Наконец проведем сравнение полученных нами результатов с известными в литературе. Так, теоретические расчеты, приведенные в работах Женева[4], показывают, что скорость роста диаметра градин от 15 мм до 35 мм при сухом режиме составляет около 3 мм/мин, а при мокром – 1,2 мм/мин (при водностях 2 г/м³). Или, соответственно, время роста 6,65 и 17 мин.

Коэффициент захвата считался равным 1. По нашим данным (табл.1) эти значения ниже, в среднем 0,36 мм/мин и 0,31 мм/мин соответственно, что, видимо, связано с завышенными значениями **E**, используемыми в [4].

Бартишвили Г. С.[5-7] в частности получено, что при водности 10 г/м³ и температуре среды около –10 °С средняя скорость роста градины от диаметра 15 мм до 35 мм составляла 0,8 мм/мин. То же для сухо растущей градины составляло 2,25 мм/мин. При температуре среды около –20 °С, диаметре капель 20 мкм, плотности градины 0,9 г/см³ скорость роста градин от диаметра 15 мм до 40 мм составила около 3,25 мм/мин. По нашим расчетам (аппроксимация уравнений табл. 3.3.4) скорость роста диаметра градин в мокром режиме при температуре –10 °С и водности 10 г/м³ в среднем составляет 2 мм/мин с 95% доверительным интервалом от 0,81 до 3,23 мм/мин. Для сухорастущей градины **D'** в нашем случае в среднем составляет 2,44 мм/мин с 95% доверительным интервалом от 1,74 до 3,14 мм/мин. Таким образом указанные данные наших экспериментов неплохо согласуются с аналогичными данными работ [5-7].

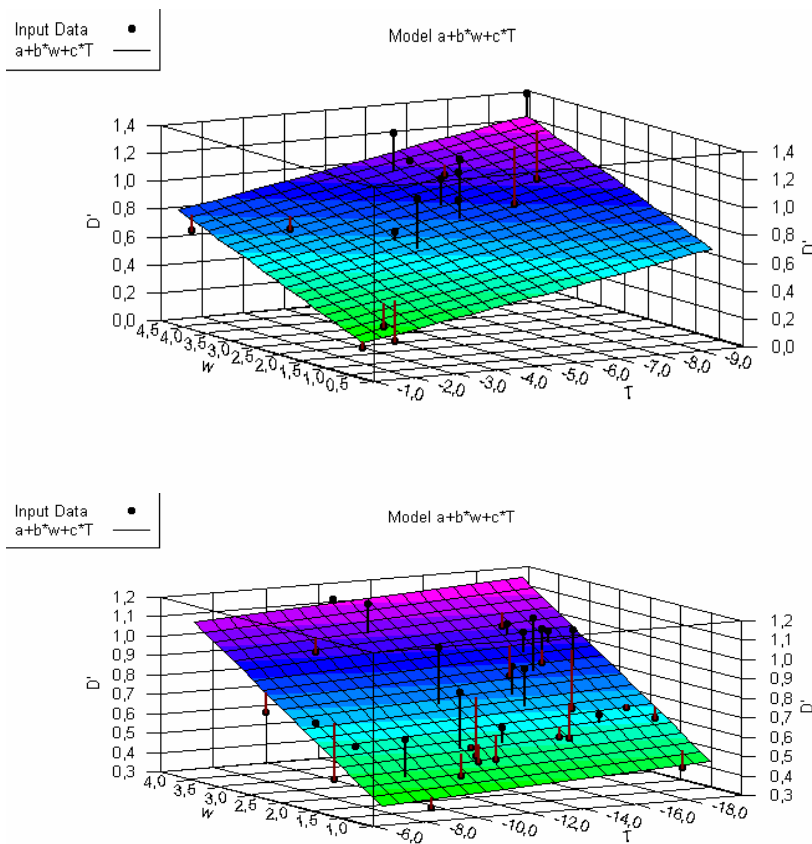


Рис. 1 Зависимость средней скорости роста диаметра градин в моделируемой облачной среде от водности и температуры. Верхний график - режим мокрого роста. Нижний график - режим сухого роста.

В работах Жекамухова М.К.[8,9] для D' получены более высокие значения, чем в наших экспериментах. Однако следует учесть, что расчеты М.К.Жекамухова были проведены для уровня 400 мб и крупных капель.

По расчетам Надибаидзе Г.И.[10] при водности 3 г/м^3 в среде мелких капель (средний диаметр 20 мкм) рост градины проходил со средней скоростью $1,7 \text{ мм/мин}$, а в среде крупных капель (средний диаметр 1000 мкм) - со средней скоростью $2,8 \text{ мм/мин}$. Данные для мелких капель близки к нашим данным для мокрого роста при водности $3,5 \text{ г/м}^3$ и температуре облачной среды $-10 \text{ }^\circ\text{C}$: D' в среднем равно $1,1 \text{ мм/мин}$ с 95% доверительным интервалом от $0,8$ до $1,33 \text{ мм/мин}$.

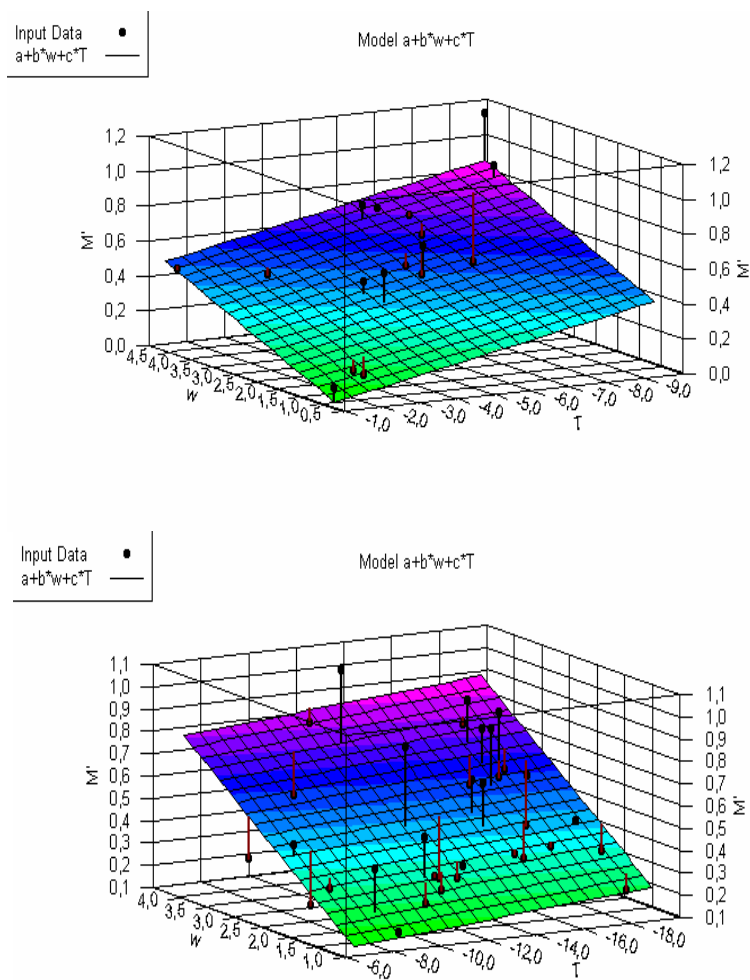


Рис. 2 Зависимость средней скорости роста массы градин в моделируемой облачной среде от влажности и температуры. Верхний график - режим мокрого роста. Нижний график - режим сухого роста.

По экспериментальным данным [11,12] скорость роста закрепленной градины диаметром от 15 до 20 мм при влажности $4,5 \text{ г/м}^3$ и температуре $-6,5 \text{ }^\circ\text{C}$ (мокрый рост) в среднем составляет $1,7 \text{ мм/мин}$. Скорость роста града диаметром от 10 до 15 мм при влажности $2,7 \text{ г/м}^3$ и температуре $-14 \text{ }^\circ\text{C}$ (сухой рост) в среднем равна $1,1 \text{ мм/мин}$. Скорость роста града диаметром от 15 до 30 мм при влажности $5,13 \text{ г/м}^3$ и температуре облачной среды $-15 \text{ }^\circ\text{C}$ (сухой рост) в среднем составляла $1,76 \text{ мм/мин}$. По нашим данным для тех же условий для мокрого роста D' в среднем равно 1 мм/мин с 95% доверительным интервалом от $0,4$ до $1,67 \text{ мм/мин}$, а для сухого роста D' в среднем равно $0,76 \text{ мм/мин}$ с 95% доверительным интервалом от $0,51$ до $1,01 \text{ мм/мин}$ и $1,29 \text{ мм/мин}$ с 95% доверительным интервалом от $0,90$ до $1,7 \text{ мм/мин}$. Как видно имеется неплохое совпадение данных для закрепленных с свободно взвешенных градин, по крайней мере для верхней границы полученных в наших экспериментах доверительных интервалов D' .

Наконец, в обзорной работе Листа [13] указывается, что при критической влажности, скорость роста градины диаметром 20 мм при давлении 800 мб и температуре воздуха $-20 \text{ }^\circ\text{C}$ - около 1 г/мин . По нашим данным среднее значение M' составляет $1,5 \text{ г/мин}$ с 95%

доверительным интервалом от 1,0 до 2,0 г/мин . В данном случае имеется совпадение наших данных с данными [13] о M' на нижнем уровне 95% доверительного интервала.

Литერатура

1. Amiranashvili A., Bliadze T., Chiabrishvili N., Chikhladze V., Gzirishvili T., Kirkitadze D., Nodia A., Odisharia M., Okujava A. - Complex for laboratory modelling of microphysical and electrical properties of aerodisperse formations, Proc.Int.Conf. Dedicated to Memory of Prof.A.Sutugin, Moscow, Russia, June 26-30, 2000. 54-55.
2. Блиадзе Т.Г. – Скорость роста градин при различной влажности и температуре искусственной облачной среды. Тр. Института геофизики им. М.З. Нодиа. 2008.Т. 60. С. 219 - 222.
3. Блиадзе Т.Г. – Физические характеристики градин при различных режимах их роста, Тр. Института геофизики им. М. З.Нодиа. 2008. Т. 60..С 223 - 229.
4. Geneve R., La grele, Paris, 1961, 82 p.
5. Бартишвили Г.С. – Термодинамика губчатых градин. Тр. ВГИ, Вып. 24, М., Гидрометеиздат. 1973. .С16-24.
6. Бартишвили Г.С. – Сухой и влажный рост градин при образовании плотного льда. Тр. ВГИ, Вып. 24. М., Гидрометеиздат. 1973..С 25-36.
7. Бартишвили Г.С. – О некоторых особенностях образования градин в сухом режиме и в смешанной фракции. Тр. ВГИ, вып. 29. Л. Гидрометеиздат. 1975. 140-150.
8. Жекамухов М.К. – К теории роста града в облаке. Тр. ВГИ, вып. 19, Л., Гидрометеиздат, 1971, 3-18.
9. Жекамухов М.К. – Некоторые проблемы формирования структуры градин. М., 1982.
10. Надибаидзе Г.А. – Численное моделирование кинетики роста градовых частиц в среде переохлажденных крупных капель. Тр. ЗаКНИГМИ, вып. 67(73), Л., Гидрометеиздат. 1978. 43-48.
11. Хоргуани В.Г. – Микрофизика зарождения и роста града. М., Гидрометеиздат. 1984. 1-188.
12. Экба Я.А., Хоргуани В.Г., Тлисов М.И. – О влиянии кристаллической фазы на рост градин. Тр. ВГИ, вып. 29, Л. Гидрометеиздат. 1975. 151-162.
13. List R – A critical overview of aerodynamics and heat and mass transfer of ice particles, graupel and hailstones, Proc. 14th International Conference on Clouds and Precipitation, Bologna, Italy, 18-23 July 2004.

**სექციის მარცვლების ზომის და მასის ზრდის სიჩქარის კავშირი
მოდელებად საღრუბლო გარემოს ტემპერატურასა და წყლიანობასთან**

ბლიაძე თ.

რეზიუმე

დადგენილია საღრუბლო გარემოს ტემპერატურისა და წყლიანობის ცვალებადობის როლი სექციის მარცვლების ზომის და მასის ზრდის სიჩქარის ცვლილებაზე. ზრდის მშრალი რეჟიმის დროს ვარიაციული განშლადობის ფარგლებში წყლიანობის ცვლილება უცვლელი ტემპერატურის დროს იწვევს ზომის ზრდის სიჩქარის ცვლილებას 94%-ით, ხოლო მასის ზრდის სიჩქარისა 199%-ით. ზრდის სველი რეჟიმის დროს ვარიაციული განშლადობის ფარგლებში წყლიანობის

ცვლილება უცვლელი ტემპერატურის დროს იწვევს ზომის ზრდის სიჩქარის ცვლილებას 70%-ით, ხოლო მასის ზრდის სიჩქარისა 94%-ით.

Connection of the rate of growth in sizes and mass of hailstones with temperature and water content of the modeling cloud medium

Bliadze T.

Abstract

The role of the changeability of water content and temperature of cloud medium in a change in the rate of growth in sizes and mass of hailstones is established. During the dry regime of growth the changeability of water content in the limits of variation scope with the constant values of temperature leads to a change in the rate of growth in the sizes to 94%, and the rate of growth in the mass to 199%. During the wet regime of growth the changeability of water content in the limits of variation scope with the constant values of temperature leads to a change in the rate of growth in the sizes to 70%, and the rate of growth in the mass to 94%.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИНТЕГРАЛЬНОГО КОЭФФИЦИЕНТА ЗАХВАТА ОБЛАЧНЫХ ЧАСТИЦ ГРАДИНАМИ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ УСЛОВИЯХ ИХ РОСТА

Блиадзе Т.Г.

*Институт геофизики им. Михаила Нодиа Тбилисского государственного университета им.
Иванэ Джавахишвили, 0171, Тбилиси, ул. М. Алексидзе, 1*

Работы по экспериментальному и теоретическому определению коэффициента захвата градинами облачных элементов проведены рядом исследователей [1-5], однако число их недостаточно и, поэтому, они не смогли охватить весь комплекс вопросов, связанных с определением этого коэффициента. Проведенные нами эксперименты [6,7] помогли расширить круг знаний по этому вопросу.

В работе использованы следующие обозначения: **D** – диаметр градины, мм; **ΔM** – прирост массы градин; **E** – интегральный коэффициент захвата облачных капель градинами; **T** – температура облачной среды, град С; **w** – водность искусственной облачной среды, г/куб м; **x** – время, мин или сек; **V** – скорость воздушного потока; **Mean** – среднее; **Min** – минимум; **Max** – максимум; **Interv** – вариационный размах; **Median** – медиана; **σ**, **St Dev** – стандартное отклонение; **σ_m** – стандартная ошибка среднего; **C_v** – коэффициент вариации (%); **A_s** – коэффициент асимметрии; **K** – коэффициент эксцесса; **Count** – число случаев; **t** – критерий Стьюдента; **F** – критерий Фишера; **R²** – коэффициент детерминации; **R** – линейный коэффициент корреляции; **α** – уровень значимости; **CONF** – доверительный интервал.

Ниже представлены результаты проведенных нами работ по оценке значений **E**, а также исследованию связи интегрального коэффициента захвата с размерами градин, температурой и водностью облачной среды при сухом и мокром режимах роста града. Расчет значений **E** проводился по формуле:

$$E=4\Delta M/\pi D^2 w V x$$

Статистические характеристики значений интегрального коэффициента захвата облачных капель градинами и параметров искусственной облачной среды по всем данным экспериментов по моделированию условий сухого и мокрого роста свободно взвешенных градин представлены в табл. 1. В общей сложности было определено 354 значения **E** (135 для мокрого роста и 219 для сухого). Параметры облачной среды при указанных режимах роста градин были следующие. Для мокрого роста температура облачной среды менялась от $-1,0$ °C до $-16,5$ °C, при среднем значении $-7,0$ °C со стандартным отклонением $3,4$ °C и коэффициентом вариации $48,6\%$. Водность менялась от $0,7$ до $5,0$ г/м³, при среднем значении $3,6$ г/м³ ($\sigma = 1,09$ г/м³, $C_v = 29,8\%$). При моделировании сухого роста градин диапазон изменения температуры облачной среды составлял $-2,5$ ÷ $-19,5$ °C, при среднем значении $-13,5$ °C ($\sigma = 4,24$ °C, $C_v = 31,3\%$). Водность менялась от $0,8$ до $5,0$ г/м³, при среднем значении $2,6$ г/м³ ($\sigma = 0,98$ г/м³, $C_v = 35,8\%$). Размеры градин при указанных условиях роста были следующие. При мокром росте диапазон изменения диаметра градин от начального до конечного составлял $13,1$ ÷ $34,0$ мм, при среднем значении $23,0$ мм ($\sigma = 4,99$ мм, $C_v = 21,7\%$). При сухом росте значения **D** менялись от $15,0$ до $35,5$ мм при среднем значении $21,8$ мм ($\sigma = 4,56$ мм, $C_v = 20,9\%$).

Величина интегрального коэффициента захвата для условий мокрого роста меняется от $0,08$ до $0,90$ при среднем значении, равном $0,40 \pm 0,013$. При сухом росте диапазон изменения **E** практически не

отличается от предыдущего случая и ΔM составляет $0,06 \pm 0,89$. Среднее значение E по данным всех экспериментов при сухом росте равно $0,35 \pm 0,01$ и в соответствии с t – критерием с α не хуже $0,05$, немного меньше, чем при мокром росте.

Таблица 1

Статистические характеристики значений интегральных коэффициентов захвата капель градинами и параметров облачной среды по всем данным экспериментов по моделированию условий сухого и мокрого роста града

Режим роста	Мокрый рост			
Парам.	Диам., мм	Коэфф. захвата	Темпер. град. С	Водн. г/м ³
<i>Mean</i>	23,0	0,40	-7,0	3,6
Min	13,1	0,08	-16,5	0,7
Max	34,0	0,90	-1,0	5,0
Interv	20,9	0,82	15,5	4,3
Median	22,8	0,37	-6,5	3,8
St Dev	4,99	0,147	3,40	1,09
σ_m	0,43	0,013	0,29	0,09
C_v (%)	21,7	37,0	48,6	29,8
A_s	0,28	0,99	-0,31	-0,71
K	-0,90	1,16	-0,15	-0,11
Count	135	135	135	135
Повторяемость значений коэффициента захвата (середины интервала)				
Коэфф. захвата	0,05	0,15	0,25	0,35
%	0,7	3,0	25,2	29,6
Коэфф. захвата	0,45	0,55	0,65	0,75
%	22,2	8,9	6,7	1,5
Коэфф. захвата	0,85			
%	2,2			
Сухой рост				
<i>Mean</i>	21,8	0,35	-13,5	2,6
Min	15,0	0,06	-19,5	0,8
Max	35,5	0,89	-2,5	5,0
Interv	20,5	0,83	17,0	4,2
Median	20,9	0,33	-14,5	2,4
St Dev	4,56	0,152	4,24	0,98
σ_m	0,31	0,010	0,29	0,07
C_v (%)	20,9	43,7	31,3	38,3
A_s	0,61	0,58	0,72	0,40
K	-0,49	0,28	-0,26	-0,74
Count	219	219	219	219

Повторяемость значений коэффициента захвата (середины интервала)				
Кoeff. захвата	0,05	0,15	0,25	0,35
%	3,7	13,2	27,4	23,7
Кoeff. захвата	0,45	0,55	0,65	0,75
%	16,9	9,1	4,1	1,4
Кoeff. захвата	0,85			
%	0,5			

Значения A_s и K для интегральных коэффициентов захвата указывают на близость к нормальному функций распределения E в генеральной совокупности при обоих режимах роста града (коэффициенты эксцесса меньше утроенных значений стандартного отклонения их теоретических значений σ_K при указанном выше числе измерений, составляющих соответственно для мокрого и сухого роста 1,26 и 0,99, коэффициенты асимметрии для E при мокром росте также ниже $3\sigma_{As}$, составляющего 0,63, а A_s для E при сухом росте несколько выше $3\sigma_{As}$, составляющего 0,50 и указывающего на слабую правостороннюю асимметрию функций распределения E).

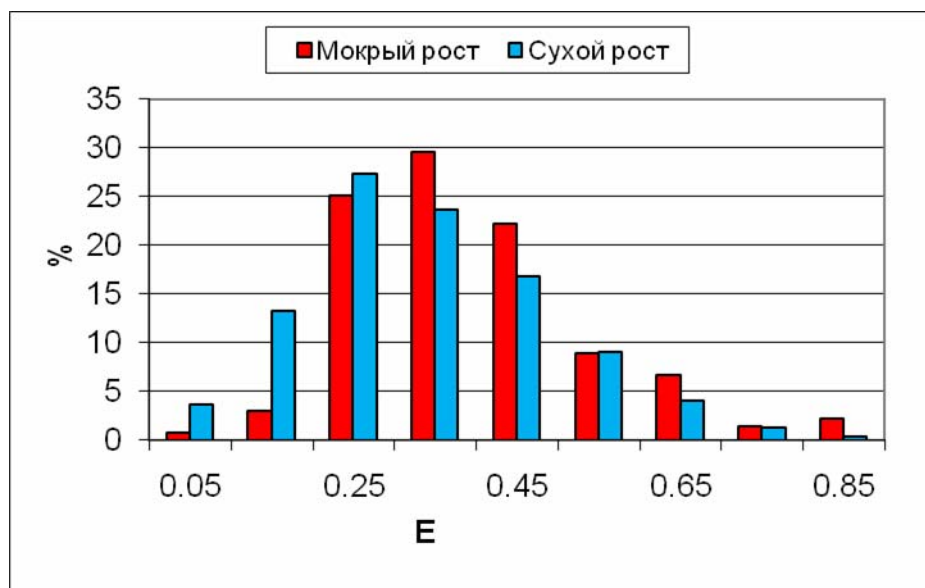


Рис. 1

Повторяемость значений интегрального коэффициента захвата облачных капель градинами при мокром и сухом режимах их роста.

Наглядно это иллюстрируется рис. 1, на котором представлена повторяемость значений E при указанных режимах роста. Соответствующие данные о процентной повторяемости величин интегрального коэффициента захвата в диапазоне их значений от 0 до 0,9 с шагом 0,10 представлены также в табл. 1. При мокром росте наибольшая повторяемость значений E приходится на диапазон $0,31 \div 0,40$ (29,6% случаев), а при сухом росте на диапазон $0,21 \div 0,30$ (27,4% случаев). В диапазоне от 0,21 до 0,50 повторяемость величин E для мокрого и сухого роста соответственно составляет 77% и 68%. То есть, чаще всего значения E имеют указанные величины. Мало случаев с низкими и высокими значениями E . Так, повторяемость E ниже 0,1 для мокрого и сухого роста соответственно составляет 0,7% и 3,7% случаев, а для E выше 0,7 – соответственно 3,7% и 1,9% случаев. Повторяемость E в диапазоне до 0,3 при мокром росте ниже, чем при сухом (28,9% и 44,3% соответственно, разность 15,4%), затем, в диапазоне 0,31-0,50, наоборот, повторяемость E при мокром росте выше, чем при сухом

(51,8% и 40,6% соответственно, разность 11,2%). В диапазоне 0,51-0,90 повторяемость E при мокром росте ненамного выше, чем при сухом (19,3% и 15,1% соответственно, разность 4,2%).

Особый интерес представляют исследования зависимости интегрального коэффициента захвата облачных капель градинами от размера градин, а также температуры и влажности облачной среды. Данные, полученные нами, позволили провести указанные исследования. Результаты парного и двумерного корреляционного и регрессионного анализов связей интегрального коэффициента захвата с размером градин, температурой и влажностью искусственной облачной среды для условий мокрого и сухого роста градин по данным отдельных измерений представлены в табл. 2 и на рис. 2-3. Рассмотрим подробнее результаты этого анализа.

На рис. 2 приведены графики связей E с D , w и T в режиме мокрого роста града. На верхнем представлена зависимость интегрального коэффициента захвата от диаметра градин и температуры облачной среды. На нижнем - зависимость E от D и w . Как следует из представленных на этом рисунке данных, зависимость интегрального коэффициента захвата от диаметра градин имеет нелинейный характер и описывается полиномом третьей степени со значимостью коэффициента детерминации в соответствие с F - критерием не хуже 0,01. Отметим, что линейная связь в этом случае значительно слабее (коэффициент корреляции составляет $-0,09$ с $\alpha = 0,2$). Также низка линейная корреляционная связь между значением E и w ($R = -0,17$ с $\alpha = 0,05$). В то же время между интегральным коэффициентом захвата и температурой облачной среды отмечается достаточно высокая обратная линейная корреляционная связь (с коэффициентом корреляции $-0,51$). Таким образом, при мокром росте температурная зависимость интегрального коэффициента захвата выше, чем эта зависимость от размеров градин, а зависимость E от w ниже, чем от D . Хорошо видно, что наклон поверхности вдоль оси влажности гораздо слабее, чем по оси температуры верхнего графика. Значения соответствующих коэффициентов двумерных уравнений регрессии приведены в табл. 2.

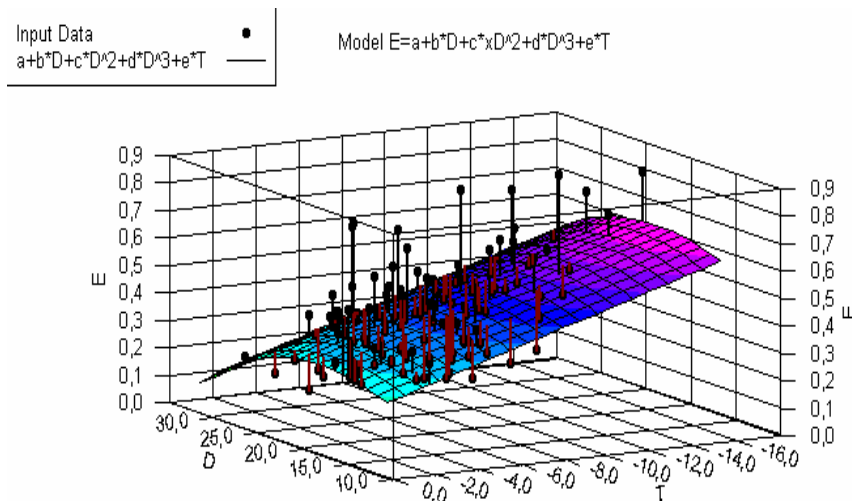
Таблица 2

Значения коэффициентов уравнений регрессии, связывающих величину интегрального коэффициента захвата капель градинами с их диаметром, температурой и влажностью искусственной облачной среды при мокром и сухом режиме роста

<i>Мокрый рост</i>		
$E = a + b \cdot D + c \cdot D^2 + d \cdot D^3 + e \cdot T, R^2 = 0,367$ (α не хуже 0,001).		
<i>Кoeff. уравн. регрессии</i>	Значение	CONF 68% (+/-)
a	-0,09682	0,941271
b	0,031669	0,123854
c	-0,0005	0,005293
d	-8,98E-06	7,37E-05
e	-0,02438	0,003219
$E = a + b \cdot D + c \cdot D^2 + d \cdot D^3 + e \cdot w, R^2 = 0,115$ (α не хуже 0,01).		
a	-0,4577	1,119122
b	0,087844	0,14674
c	-0,0021	0,006286
d	5,95E-06	8,76E-05
e	-0,02263	0,011454
<i>Сухой рост</i>		
$E = a + b \cdot D + c \cdot D^2 + d \cdot D^3 + e \cdot T, R^2 = 0,178$ (α не хуже 0,01)		

a	-2,02357	1,027457
b	0,246174	0,133166
c	-0,00815	0,005598
d	8,12E-05	7,67E-05
e	-0,00671	0,002273
$E = a + b \cdot D + c \cdot D^2 + e \cdot D^3 + e \cdot w$, $R^2 = 0,210$ (α не хуже 0,005).		
a	-2,51139	1,006102
b	0,330419	0,130499
c	-0,01159	0,005495
d	0,000128	7,54E-05
e	-0,04041	0,009569

На рис. 3 представлены графики связей E с D , w и T в режиме сухого роста града. Из представленных на этом рисунке данных следует, что зависимость интегрального коэффициента захвата от диаметра градин, как и в предыдущем случае, также имеет нелинейный характер и описывается полиномом третьей степени со значимостью коэффициента детерминации в соответствии с F -критерием не хуже 0,01. Отметим, что и в данном случае линейная связь между E и D очень слабая ($R = 0,1$ с $\alpha = 0,1$).



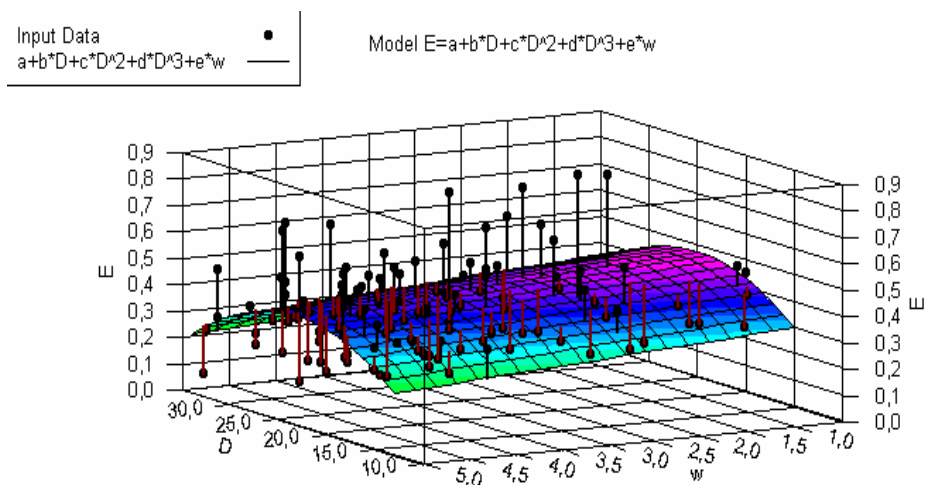
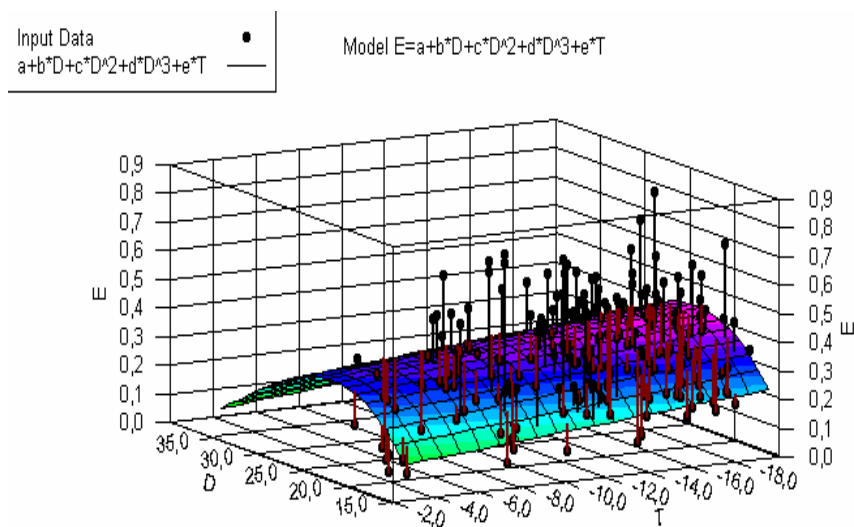


Рис. 2

Зависимость интегрального коэффициента захвата облачных капель градинами при мокром режиме их роста от диаметра градин и температуры облачной среды (верхний график) и диаметра градин и влажности облачной среды (нижний график).

В отличие от мокрого роста, при сухом режиме степень линейной коррелированности между значением E и w , и E и T одинаковая как по знаку, так и по величине (соответственно $R = -0,26$ с α не хуже $0,001$). Однако в отличие от мокрого роста сравнение коэффициентов детерминации между E и D , E и T , а также E и w показывает, что при сухом росте зависимость интегрального коэффициента захвата от размеров градин выше, чем эта зависимость от температуры и влажности облачной среды. Указанное наглядно демонстрируется верхним и нижним графиками рис. 3. Значения соответствующих коэффициентов двумерных уравнений регрессии приведены в табл. 2.



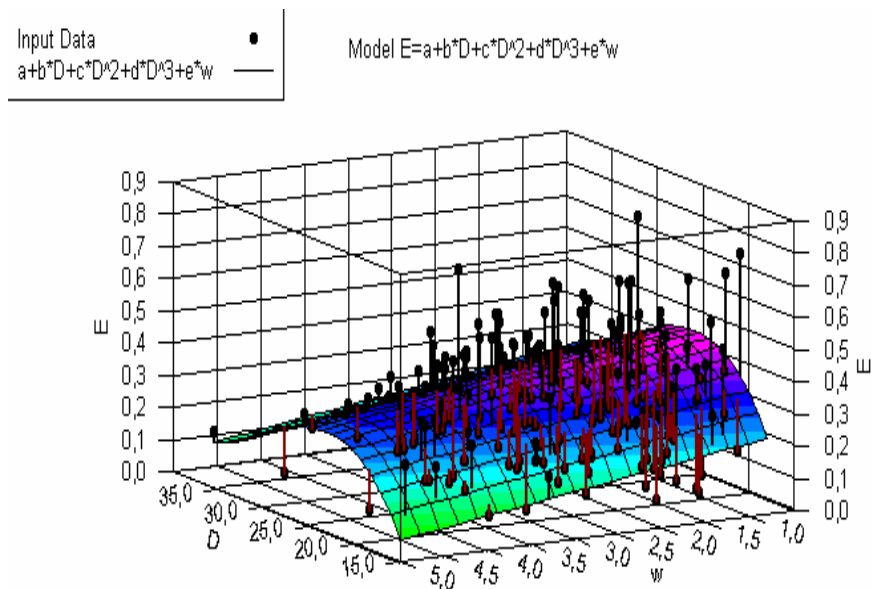


Рис. 3

Зависимость интегрального коэффициента захвата облачных капель градинами при сухом режиме их роста от диаметра градин и температуры облачной среды (верхний график) и диаметра градин и влажности облачной среды (нижний график).

Наконец, рассмотрим зависимость осредненных в различных диапазонах диаметров градин значений интегрального коэффициента захвата от размера градин. В табл. 3 представлены статистические характеристики значений E для градин диаметром от 15,1÷17,0 мм, 17,1÷19,0 мм 31,1÷32,0 мм (всего девять диапазонов осреднения) для условий мокрого и сухого роста (в таблице указаны середины интервалов этих диапазонов).

Таблица 3

Статистические характеристики значений интегральных коэффициентов захвата капель градинами различных размеров при моделировании условий мокрого и сухого роста града

D мм	16	18	20	22	24	26	28	30	32
<i>Мокрый рост</i>									
<i>M</i>									
<i>e</i>	0,36	0,38	0,42	0,47	0,48	0,36	0,39	0,31	0,29
<i>a</i>									
<i>n</i>									
Min	0,25	0,24	0,20	0,16	0,25	0,18	0,22	0,24	0,08
Max	0,50	0,62	0,90	0,84	0,79	0,52	0,66	0,38	0,49

Interv	0,25	0,39	0,70	0,69	0,54	0,35	0,45	0,14	0,41
Median	0,35	0,36	0,33	0,46	0,46	0,35	0,37	0,32	0,29
St Dev	0,07	0,11	0,20	0,19	0,16	0,09	0,14	0,05	0,13
σ_m	0,02	0,02	0,06	0,04	0,05	0,03	0,03	0,02	0,05
C_v (%)	20,6	27,6	47,7	41,4	33,1	25,4	35,5	16,5	44,5
A_s	0,57	0,56	1,13	0,24	0,90	-0,25	0,72	0,02	-0,04
K	0,09	-0,49	1,14	-0,53	0,46	0,88	-0,40	-1,32	0,72
Count	11	26	13	23	12	11	21	7	7
	Сухой рост								
Mean	0,27	0,30	0,44	0,39	0,40	0,37	0,37	0,33	0,23
i	0,06	0,07	0,15	0,14	0,22	0,08	0,15	0,18	0,07
n									
Max	0,60	0,77	0,89	0,65	0,74	0,62	0,58	0,49	0,37
Interv	0,54	0,70	0,74	0,51	0,52	0,54	0,43	0,30	0,30
Median	0,26	0,3	0,45	0,37	0,39	0,38	0,39	0,35	0,24
St Dev	0,15	0,14	0,18	0,14	0,14	0,13	0,14	0,09	0,11
σ_m	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,05
C_v (%)	55,7	45,8	39,7	35,0	34,7	35,8	37,0	25,7	46,1
A_s	0,57	1,46	0,41	0,30	0,71	-0,15	-0,26	-0,09	-0,71
K	-0,56	3,36	0,11	-0,58	-0,10	-0,15	-0,72	-0,07	2,12
Count	31	52	28	26	29	23	11	12	5

Среднее значение температуры облачной среды при мокром росте для указанных диапазонов размеров менялась от $-5,1 \pm 0,6$ °C до $-9,2 \pm 1,2$ °C, а влажности – от $3,3 \pm 0,2$ г/м³ до $4,2 \pm 0,4$ г/м³. В условиях сухого роста среднее значение температуры менялась от $-10,3 \pm 0,4$ °C до $-15,8 \pm 1,0$ °C, а влажности – от $2,3 \pm 0,2$ г/м³ до $3,0 \pm 0,3$ г/м³. Линейные и нелинейные корреляционные связи между средними значениями **E** и средними величинами **T** и **w** для этих девяти диапазонов незначимы или малозначимы. То есть, зависимость средних значений **E**, приведенных в таблице 3, от температуры и влажности незначительна.

Незначима или малозначима также линейная корреляционная связь этих значений **E** со средними величинами диаметра градин ($-0,47$ при мокром росте и $-0,15$ при сухом). Однако эта связь становится значимой в случае нелинейной зависимости среднего значений интегрального коэффициента захвата от среднего диаметра градин. Так, при описании этой зависимости полиномом шестой степени, значения коэффициентов детерминации между **E** и **D** при мокром и сухом росте соответственно составляют 0,868 и 0,94 с уровнем значимости не хуже 0,01 (рис. 4).

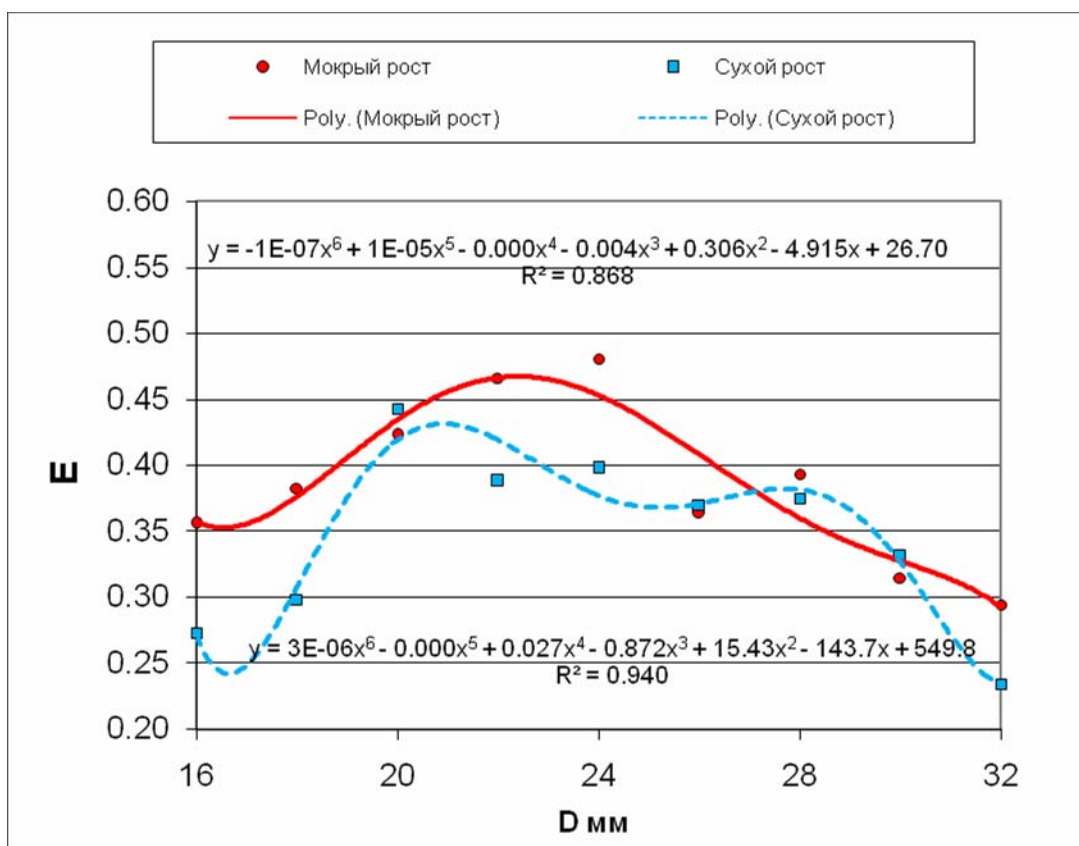


Рис. 4

Зависимость значений интегрального коэффициента захвата облачных капель от диаметра градин при мокром и сухом режимах их роста

Анализ данных табл. 3 и рис. 4 показывает следующее. В условиях мокрого роста максимальное значение интегрального коэффициента захвата приходится на диаметр градин от 23 до 25 мм и составляет $0,48 \pm 0,05$. При этом, эта максимальная величина статистически незначимо отличается от значений E для диапазонов размеров градин 19,1-21,0 мм и 21,1-23,0 мм. Для всех остальных диапазонов средние значения E меньше ее максимальной величины. Минимальная средняя величина E приходится на диапазон 31,1-33,0 мм и составляет $0,29 \pm 0,05$.

При мокром росте максимальное значение интегрального коэффициента захвата приходится на диаметр градин от 19,1 до 21,0 мм и составляет $0,44 \pm 0,03$. При этом указанная максимальная величина статистически незначимо отличается лишь от значения E для размеров градин 23,1-25,0 мм. Для всех остальных диапазонов средние значения E меньше ее максимальной величины. Минимальная средняя величина E также приходится на диапазон 31,1-33,0 мм и составляет $0,23 \pm 0,05$. Следует также отметить, что в кривой зависимости E от D при мокром росте наблюдается один экстремум, тогда как при сухом режиме роста этих экстремумов два (рис. 4). Сравнение средних значений E для различных размеров градин показывает, что эти значения при мокром росте выше величин E при сухом для градин размерами 15,1-17,0 мм, 17,1-19,0 мм, 21,1-23,0 мм, 23,1-25,0 мм (первый, второй, четвертый и пятый диапазон диаметров градин, табл. 3, α не хуже 0,15 по критерию t). Для остальных размеров градин средние величины E для обоих режимов роста статистически мало различимы (третий и с шестого по девятый диапазоны диаметров градин). Таким образом, в среднем значение интегрального коэффициента захвата облачных капель градинами при мокром росте выше E при сухом для диаметров градин от 15 до 25 мм, затем, для больших размеров градин, величины E не зависят от режима роста.

ლიტერატურა

1. Langmuir I. – Mathematical investigation of water droplet trajectories. The collected works of I. Langmuir, Pergamon Press, New-Iork. V. 10. 1961. 348-393
2. Тлисов М.И., Хоргуани В.Г. – Исследование зародышей градин в аэродинамической трубе . Тр. ВГИ, вып. 29, Л., Гидрометеиздат. 1975. 122-139.
3. Хоргуани В.Г. – Микрофизика зарождения и роста града. М., Гидрометеиздат. 1984. 1-188.
4. Эмба Я.А. – Исследование эффективности захвата градин в искусственных переохлажденных туманах. Тр. ВГИ, вып. 17, Л., Гидрометеиздат. 1970. 184-194.
5. Эмба Я.А., Аджиев А.Х. – Вертикальная аэродинамическая труба для исследования града. Тр. ВГИ, вып. 19, Л., Гидрометеиздат. 1971. 175-181.
6. Amiranashvili A., Bliadze T., Chiabrishvili N., Chikhladze V., Gzirishvili T., Kirkitadze D., Nodia A., Odisharia M., Okujava A.- Complex for laboratory modelling of microphysical and electrical properties of aerodisperse formations. Proc.Int.Conf. Dedicated to Memory of Prof.A.Sutugin, Moscow, Russia, June 26-30. 2000. 54-55.
7. Блиадзе Т.Г. – Скорость роста градин при различной влажности и температуре искусственной облачной среды. Тр. Ин-та геофизики им. М. Нодиа. 2008.Т. 60. С. 219 - 222.

სეტყვის მარცვლების მიერ საღრუბლო ნაწილაკების მიტაცების ინტეგრალური კოეფიციენტის მნიშვნელობების კვლევა ზრდის სხვადასხვა პირობების დროს

ბლიაძე თ.

რეზიუმე

ჩატარებულია სეტყვის მარცვლების მიერ საღრუბლო ნაწილაკების მიტაცების ინტეგრალური კოეფიციენტის მნიშვნელობები სველი და მშრალი ზრდის დროს. დადგენილია, რომ სველი ზრდის პირობებში მიტაცების ინტეგრალური კოეფიციენტის მაქსიმალური მნიშვნელობები მოდის 23-25 მმ დიაპაზონზე და შეადგენს $0,48 \pm 0,03$, ხოლო მშრალი ზრდის პირობებში მიტაცების ინტეგრალური კოეფიციენტის მაქსიმალური მნიშვნელობები მოდის 19.1-21.0 მმ დიაპაზონზე და შეადგენს $0,44 \pm 0,03$.

Study of the Integral Coefficient of the Capture of Cloud Particles by Hailstones under the Varied Conditions for Their Growth

Bliadze T.

Abstract

The study of the integral coefficient of the capture of cloud particles by hailstones during the dry and wet regimes of their growth is carried out. It is established that with the wet growth the maximum value of the integral coefficient of seizure falls to the range 23-25 mm and comprises $0,48 \pm 0,03$, and with the dry growth the maximum value of the integral coefficient of seizure falls to the range 19.1 - 21.0 mm and comprises $0,44 \pm 0,03$.

ИЗМЕНЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА В СЕЛЕ РУИСПИРИ В ГРОВОЗОВЫЕ И ГРАДОВЫЕ ДНИ

Дж.Ф. Харчилава, В.А. Чихладзе

*Институт геофизики им. Михаила Нодиа Тбилисского государственного университета им. Иванэ Джавахишвили,
0171, Тбилиси, ул. М. Алексидзе, 1*

Регулярные измерения концентрации приземного озона (КПО), в течение ряда лет проводимые Институтом геофизики как в городских условиях (Тбилиси), так и в сельской местности (с. Руиспири Телавского района) позволяют сделать вывод, что на территории Грузии, так же, как и во всем мире, концентрация приземного озона является величиной, претерпевающей значительные изменения как во времени, так и в пространстве. При этом надо отметить, что изменения, происходящие в городской среде, несколько отличаются от явлений, происходящих в сельской местности, что очевидно надо отнести на счёт отличного характера загрязнения приземного слоя воздуха и следовательно, интенсивности фотохимических процессов, являющихся одним из основных факторов, определяющих образование приземного озона [1 - 6]. Несколько отличная картина наблюдается при грозовых процессах, когда концентрация приземного озона претерпевает значительные изменения. В это время одновременно действуют несколько факторов: усиленная конвекция, процессы турбулентного перемешивания, которые создают благоприятные условия для переноса озона из верхних слоёв в нижние; происходит образование озона в нижней тропосфере и в приземном слое воздуха вследствие молниевых разрядов и разрядов с острых предметов (ток с острия) в условиях воздействия сильных электрических полей. Действие указанных факторов создаёт достаточно сложную зависимость между молниевыми разрядами и изменением КПО [7].

Ряд авторов отмечают рост КПО во время грозовых процессов. Васси [8] показал, что летом наблюдается хорошая корреляционная связь между резким ростом КПО и грозовыми процессами. По его мнению, образование озона в атмосфере происходит до появления грозового облака и во время его развития. Лабораторное исследование этого вопроса показало, что во время молниевых разрядов образуется не озон, а окислы озона. Васси [9] также установил, что во время грозового процесса концентрация озона повышается в 3-10 раз. В труде Орвилла [10] представлены два возможных механизма роста концентрации озона: образование озона во время коронного разряда с равномерным распределением его в грозовом облаке и локальное образование озона в районе канала молниевых разрядов. Шланта и Мур [11] провели в полевых условиях специальные опыты с целью изучения эффекта слабых разрядов с острых предметов и с поверхности земли, где растёт трава. Пробы воздуха брались вблизи острых поверхностей. При приближении грозы они зафиксировали рост концентрации озона не более чем на 30%, а во время грозы, когда градиент потенциала электрического поля менял знак и с острых поверхностей исходил отрицательный потенциал, концентрация озона выросла в 3 и более раза, по сравнению с озоном хорошей погоды. Было отмечено, что с точки зрения образования озона положительный разряд менее эффективен. Лабораторные исследования показали, что при давлении 860 мб каждый электрон при точечном отрицательном разряде создаёт в воздухе 42 молекулы озона, тогда как каждый элементарный положительный разряд создаёт 5,8 молекулы озона. Те же авторы установили, что точечный отрицательный разряд излучает ультрафиолетовую радиацию, интенсивность которой в 7 раз выше интенсивности положительного разряда. Это указывает на фотохимический механизм образования озона. Проведённые авторами измерения концентрации озона внутри грозового облака дали

возможность сделать вывод о том, что озон в облаках образуется при точечных разрядах с поверхности капель воды при воздействии на них электрического поля.

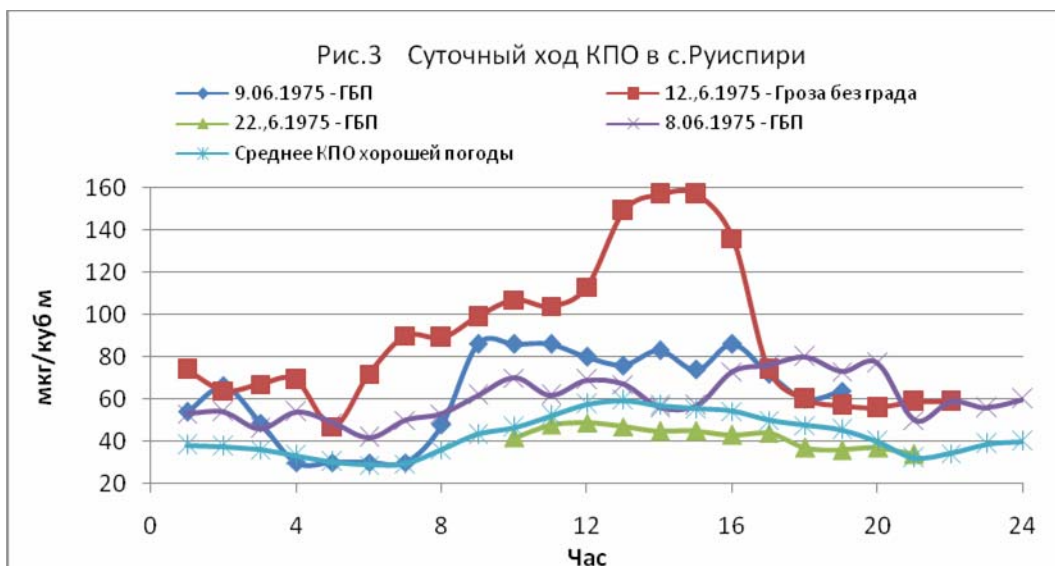
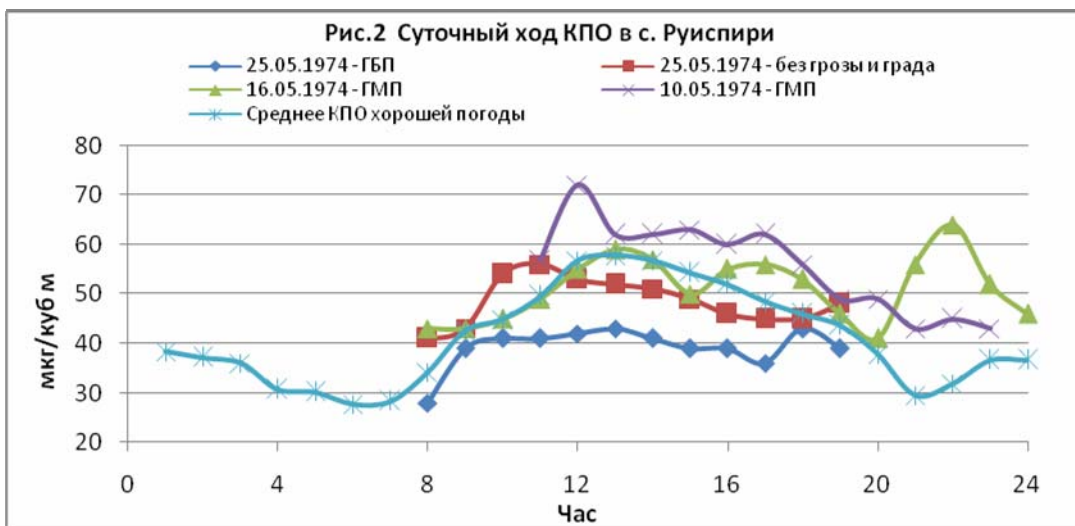
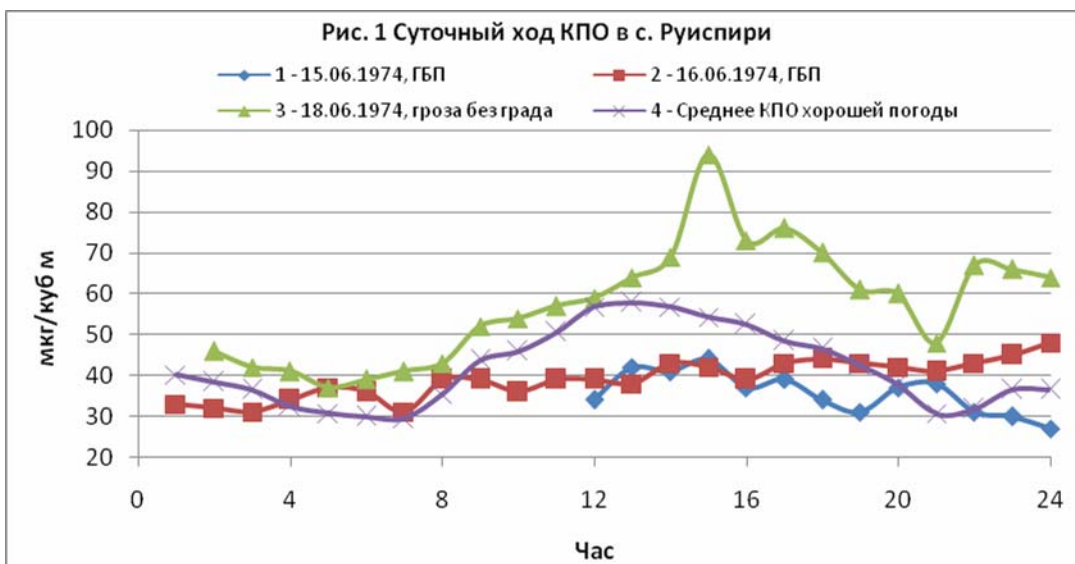
Установлено, что при температуре -15°C только примерно один из 10^9 частиц атмосферного аэрозоля обладает свойствами активного льдообразующего ядра. На основе вышеупомянутой гипотезы естественно допустить, что при грозовом состоянии атмосферы произойдёт существенное перераспределение количества инактивных и активных ядер в сторону роста числа активных ядер. Подтверждением этого считаются полевые измерения, проведённые Хобсом [12], который установил, что в слоистых облаках при температуре -6°C концентрация ледяных ядер в 10^6 раз превышает количество ледяных кристаллов, а при температуре -22°C только в 10^3 раз. При этом, в мощных кучевых облаках не наблюдается столь существенная разница между количеством ледяных ядер и кристаллов. Вспомним при этом, что содержание озона в кучевых облаках значительно выше по сравнению со слоистыми облаками [13]. Резкое увеличение концентрации ядер замерзания должно вызвать кристаллизацию переохлаждённой зоны облака, что, согласно современным представлениям об образовании града, эквивалентно искусственному воздействию льдообразующими реагентами на мощные кучевые облака с целью предотвращения градобитий. Кроме этого, было установлено, что озон [14-16] является газом, способствующим процессу льдообразования. Эксперименты в холодной камере, где был создан искусственный туман, показали, что при воздействии на него озоном при температуре -14°C началась кристаллизация, а при температуре -20°C была отмечена полная кристаллизация тумана. Таким образом, можно допустить, что кроме гетерогенной нуклеации, когда в облаках под воздействием озона льдообразующая активность аэрозолей растёт, в облаках между изотермами -14°C ÷ -20°C работает и другой механизм – замерзание насыщенных озоном водяных капель. В том случае, когда в облаках и в окружающей атмосфере наблюдается недостаток озона, тогда в них можно ожидать недостаток льдообразующих ядер и недостаточно насыщенных озоном капель. Всё это будет способствовать росту существующих в облаке кристаллов за счет незамёрзших капель воды и образованию града.

Для оценки влияния грозы и процесса градообразования на КПО было выбрано среднесуточное значение КПО хорошей погоды, которое сравнивали со значением КПО, зафиксированным во время грозы в соответствующие часы. Осреднённый суточный ход КПО хорошей погоды был взят для следующих пар месяцев: май-июнь, июль-август и сентябрь-октябрь, т.е для тех пар месяцев, когда наблюдаются грозо-градовые процессы. При таком подборе влияние суточных и сезонных факторов на КПО незначительно.

На основе многолетних наблюдений за концентрацией приземного озона было подмечено [8, 13], что во время грозового процесса с градом, особенно во время сильных градобитий, КПО существенно меньше, чем во время грозового процесса без града. Для примера рассмотрим случаи, когда в районе Кахетии имели место градобития на большой площади, градобития на малой площади и грозы без градобития.

На рис.1 показан суточный ход КПО в селе Руиспири 15, 16 и 18 июня 1974 года (кривые 1, 2, 3). Для сравнения также показан среднесуточный ход КПО хорошей погоды данного сезона. 15 и 16 июня 1974 года в Кахетии (Телавский, Гурджаанский и Кварельский районы) наблюдалось градобитие на большой площади. А 18-го июня в Телавском районе наблюдался грозовой процесс без градобития. Как видно из рис 1, значения КПО 15 и 16 июня значительно ниже, чем 18-го июня. Значения КПО в дни с градобитиями, в целом, оказались очень незначительными, по сравнению с КПО хорошей погоды. 18-го июня наблюдался грозовой процесс с частыми разрядами, тогда как 15 и 16 июня во время грозо-градовых процессов частота молниевых разрядов не была высокой.

На рис.2 показан суточный ход КПО в селе Руиспири 10, 16 и 26 мая 1974 года во время следующих процессов: градобитие на малой площади (ГМП) (10 и 16 мая) и градобитие на большой площади (ГБП) (26 мая) для районов Кахетии. На этом рисунке также показан суточный ход КПО в селе Руиспири 25-го мая 1974 года, когда над территорией Кахетии грозовые и градовые процессы не наблюдались. Для сравнения также показана кривая среднесуточного хода КПО хорошей погоды. Из рисунка 2 видно, что во время процесса ГБП значение КПО ниже, чем во время процесса ГМП. Также во время процесса ГБП значение КПО значительно меньше, чем значения КПО хорошей погоды.



На рис.3 показан суточный ход КПО в селе Руиспири во время следующих процессов: градобитие на большой площади (ГБП) 9-го июня 1975-го года (1), гроза без града 12 июня 1975-го года (2), градобитие на большой площади (ГБП) 22-го июня 1975-го года (3) и градобитие на большой площади (ГБП) 8-го июня 1975-го года(4), а также показана кривая среднесуточного хода КПО хорошей погоды.

Как видно из рис.3, наибольшая КПО наблюдалась 12 июня 1975 года, когда над Алазанской долиной наблюдалась гроза без града. В это время в 13-15 часов максимальная величина КПО достигла величины 155 мкг/м^3 , когда происходил очень интенсивный грозовой процесс с частыми разрядами. Самый низкий уровень КПО наблюдался 22 июня 1975 года, когда на Алазанской долине наблюдалось градобитие на большой площади. Низкий уровень КПО был зафиксирован в селе Руиспири также 8-го и 9-го июня 1975 года, когда на Алазанской долине наблюдались градобития на большой площади. Аналогичная картина наблюдалась и в других случаях, представленных в таблице.

Таблица

Характер изменения концентрации приземного озона в селе Руиспири во время грозовых и градовых процессов над Алазанской долиной

Вид процесса	Ко-во случаев	$P_{\text{ср}}$ мкг/м ³	Количество случаев, когда $\Delta\rho$			$\Delta\rho > 0$		$\Delta\rho < 0$		$(\Delta\rho)$ ср
			> 0	< 0	=0	Сред.	Макс.	Сред.	Макс.	
Гроза	153	60	97 63%	50 33%	6 4%	12 32%	46 124%	8 22%	31 84%	5 14%
Градобитие на малой площади	20	50	15 79%	5 25%	0	11 30%	21 57%	10 27%	17 46%	7 19%
Градобитие на большой площади	26	36	6 23%	19 73%	1 4%	11 30%	23 63%	7 19%	31 84%	-6 16%

В этой таблице рассмотрено 153 случая грозовых процессов над Алазанской долиной без града, 20 случаев и 26 случаев градобития на большой площади. Оказалось, что во время грозы без града КПО в большинстве случаев (63% случаев) больше, чем КПО хорошей погоды. Во время градобития на малой площади КПО в 79% случаев больше, чем КПО хорошей погоды, тогда как в случае градобития на большой площади КПО в 73% случаев меньше КПО хорошей погоды. Наибольшая величина среднего значения КПО наблюдается во время процесса грозы без града ($\rho=60 \text{ мкг/м}^3$), а наименьшее значение ($\rho=36 \text{ мкг/м}^3$) во время процесса градобития на большой площади. Из данных таблицы также следует, что во время процессов градобития на малой площади и грозы без града КПО на 19% и 14% соответственно превышают КПО хорошей погоды. В то же время, во время процесса градобития на большой площади значение КПО на 16% ниже значения КПО хорошей погоды. Сравнение изменений значений КПО во время грозо-градовых процессов производилось с использованием выражения $\Delta\rho = \rho - \rho_{\text{х.п.}}$, где ρ - среднее значение КПО в течение 1 часа, $\rho_{\text{х.п.}}$ - соответствующее осредненное часовое значение КПО хорошей погоды, $\Delta\rho$ - среднее часовое отклонение КПО данного процесса от значения КПО хорошей погоды в соответствующие часы.

Из анализа проведенной работы следует, что наибольшее значение КПО наблюдается во время грозы без града, а наименьшее значение – во время процесса градобития на большой площади.

Литература

1. Харчилава Д.Ф., Амиранашвили А.Г. – Исследование вариаций атмосферного озона в Грузии. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Москва. МГК. 1988. 114 с.
2. Amiranashvili A., Amiranashvili V., Chikhladze V., Kharchilava J., Kartvelishvili L. - The statistical analysis of average seasonal, semi-annual and annual values of surface ozone concentration in Tbilisi in

- 1984-2003. Journal of the Georgian Geophysical Society, Issue B. Physics of Atmosphere, Ocean and Spase Plasma. ISSN 1512-1127.VI. 12B. Tbilisi. 2008 PP. 45 – 48.
3. Amiranashvili A., Kharchilava J., Chikhladze V. – Statistical Characteristics of Surface Ozone Concentration in Ruispiri in 2006-2009. Journal of the Georgian Geophysical Society, Issue B. Physics of Atmosphere, Ocean and Space Plasma, ISSN 1512-1127, V. 13B, Tbilisi. 2009. PP. 55 – 64.
 4. Amiranashvili A., Bliadze T., Kirkitadze D., Nikiforov G., Nodia A., Kharchilava J., Chankvetadze A., Chikhladze V., Chochishvili K., Chkhaidze G. - Some Preliminary Results of the Complex Monitoring of Surface Ozone Concentration (SOC), Intensity of Summary Solar Radiation and Sub-Micron Aerosols Content in Air in Tbilisi in 2009-2010. Transactions of M. Nodia Institute of Geophysics, ISSN 1512-1135, V. 62. Tbilis., 2010. PP. 189-196. (in Russian).
 5. ამირანაშვილი ა., ბლიაძე თ., ჩიხლაძე ვ. – ფოტოქიმიური სმოგი თბილისში. მონოგრაფია, ი. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მ. ნოდია გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ISSN 1512-1135, ტ. 63. 2012. 160 გვ.
 6. Харчилава Д.Ф., Чихладзе В.А., Чочишвили К.М., Чхаидзе Г.П. – Особенности изменчивости концентрации приземного озона в Тбилиси в 1984-2012 гг.. Тр. Ин-та Гидрометеорологии Грузинского Технического Университета Грузии. ISSN 1512 – 0902, Т.119, Тбилиси. 2013. С .100 - 103.
 7. Харчилава Д.Ф., Чихладзе В.А., Картвелишвили Л.Г. – Аэросиноптическое состояние и изменчивость концентрации приземного озона в Кахетии при грозо-градовых процессах. Тр. Института Гидрометеорологии Грузинского Технического Университета Грузии, ISSN 1512 – 0902, Т.119. Тбилиси. 2013. С. 125 - 129.
 8. Vassy A.T. The formation of ozone by electrical discharges in the atmosphere: experimental results an the general aspects. Threshold of Space. Proc. Conf.Chem. Aeronomy. London, Pergamon Press, 1957. PP.75
 9. Vassy A.T. Concentracion de lair en ozone a la station scientifique du Jangfraujoeh; influence des fronts froids. C.R.Acad.Sci. 1958. v.247 №25. PP. 2409-2411.
 10. Orville R.E. Ozone production during thunderstorms, measured by the absorbtion of ultraviolet radiation from lightning. J. Geophys.Res.,1967. V.72. №14. PP. 3557-3561.
 11. Shlanta A., Moore C.B. Ozone and point discharge measurements under thunderclouds. J.Geoph. Res.. 1972.VI.77. №24. PP. 4500-4511.
 12. Hobbs P.V. The concentration of ice particles and ice nuclei in clouds. Contributions from the cloud physics group, University of Washington. Res. Rpt.. 1974. VIII. p.15.
 13. Харчилава Дж.Ф., Апхаидзе А.А. и др. Некоторые результаты самолётных исследований концентрации озона в слоистых и развивающихся конвективных облаках.-Труды Ин-та геофизики АН ГССР, Тбилиси, Мецниереба. 1980. Т.47. С.79-85.
 14. Hosler G.L., On the crystallization of Supercooled clouds, Journal of Meteorology. 1951. V.8. №5. PP. 326-331.
 15. Амиранашвили А.Г., Гзиришвили Т.Г. - Аэрозоли и ледяные кристаллы в атмосфере. Тбилиси, Мецниереба. 1991. 113 с.
 16. Amiranashvili A.G., Amiranashvili V.A., Gzirishvili T.G., Kharchilava J.F., Tavartkiladze K.A. – Modern Climate Change in Georgia. Radiatively Active Small Atmospheric Admixtures, Institute of Geophysics, Monograph, Trans. of M.Nodia Institute of Geophysics of Georgian Acad. of Sci. , ISSN 1512-1135,V. LIX. 2005. 128 p.

მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის ცვალებადობა სოფელ რუისპირში ელჭექიან და სეტყვიან დღეებში

ხარჩილავა ჯ., ჩიხლაძე ვ.

რეზიუმე

სოფელ რუისპირში (თელავის რაიონი) ჩატარებული მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის (მოკ) გაზომვების დიდი სტატისტიკური მასალის საფუძველზე გამოკვლეულ იქნა მოკ-ის ცვალებადობის ხასიათი კახეთში მიმდინარე ელჭექიან და სეტყვა-ელჭექიან დღეებში. განხილულ იქნა მოკ-ის ცვალებადობის ხასიათი დღეებში სეტყვიანობით მცირე და დიდ ფართობზე და ელჭექიან დღეებში სეტყვიანობის გარეშე. მოკ-ის ცვალებადობა აღნიშნულ პროცესების დროს შედარებულ იქნა კარგი ამინდის მოკ-ის საშუალო მნიშვნელობასთან შესაბამის საათებში.

დადგენილი იქნა, რომ ელჭექიან და მცირე ფართობზე სეტყვიანობის პირობებში მოკ-ის საშუალო მნიშვნელობა მეტია კარგი ამინდის მოკ-ის საშუალო მნიშვნელობაზე, ხოლო დიდ ფართობზე სეტყვიანობის დროს მოკ-ის საშუალო მნიშვნელობა ნაკლებია კარგი ამინდის მოკ-ის საშუალო მნიშვნელობაზე.

Variability of Land Surface Ozone Concentration at Lightning, Thunder and Hail Days in Village Ruispiri

Kharchilava J., Chikhladze V.

Abstract

On the basis of a big statistic material of measuring of land surface ozone concentration (LSOC) in village Ruispiri (Telavi district) LSOC changeability feature has been investigated in Kakheti region in lightning and thunder days with hail. In the above work has been considered the feature of LSOC changeability in hail days on a small and big areas and in lightning and thunder days with out hail LSOC changeability at the mentioned processes had been compared with average value of LSOC in good weather in corresponding hours.

It has been stated, that in conditions of lightning, thunder and hail weather on a small area the average value of LSOC is more than the average value of LSOC in good weather, and in case of hail on a big area the average value of LSOC is less than the average value of LSOC in good weather.

О ПРОГНОЗЕ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА НА ЗЕМЛЕ В ТЕЧЕНИЕ XXI ВЕКА

Нодар Чиabriшвили

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

К настоящему времени в мировой научной литературе имеется много работ, в которых приводятся и анализируются экспериментальные данные по исследованию такой сложной и многогранной – общечеловеческой проблемы, каковой является глобальное потепление климата с его динамикой за XX век и первое десятилетие текущего столетия (т.е. увеличение средней глобальной температуры приземного слоя атмосферы Земли в течение 110 лет).

Для тех, кто непосредственно занимается проблемой погоды, известно, что на климат могут влиять разные природные факторы: атмосферный водяной пар – в виде облаков, при взаимном обмене энергии между атмосферой и Землёй; флуктуации интенсивности космических лучей; изменение светимости Солнца; крупные вулканические извержения; парниковые газы в атмосфере земного шара и др.

Потепление климата в течение XX века согласуется с гипотезой о наличии парникового эффекта, обусловленного существенным увеличением концентрации парниковых газов антропогенного происхождения. С увеличением концентрации парниковых газов в атмосфере нарушается тот энергетический баланс, который миллиарды лет существовал между энергией, поступающей на поверхность Земли от Солнца (в виде фотонов видимой области спектра) и той энергией, которую непрерывно излучает земной шар (в виде фотонов средней области спектра инфракрасного излучения).

Среди парниковых газов: CO_2 , CH_4 , N_2O , CO , F , Cl и др. самый большой вклад в парниковый эффект, около 80%, приходится на двуокись углерода – CO_2 , из-за чего климатологи его называют главным парниковым газом, а остальные – второстепенными.

Двуокись углерода – CO_2 образуется в результате сжигания любого органического вещества (нефтепродуктов, каменного угля, природного газа и др.) и после эмиссии с поверхности Земли попадает в атмосферу. По мнению ряда климатологов из общего количества CO_2 , образующегося в результате сжигания энергоносителей, только от 35% до 45% сохраняется в атмосфере. Существует досье о том, что уменьшению концентрации CO_2 в атмосфере может способствовать её усиленное поглощение океаном и возрастание поглощения CO_2 растительностью.

Доиндустриальная величина концентрации двуокиси углерода – CO_2 в атмосфере была равна 280 чнм (чнм – часть на миллион, размерность объемной концентрации газа, содержащегося в 1 000 000 объёмах смеси).

Следует отметить, что климатологи 1850 год считают той датой, с которой начинается отсчёт количества сжигаемого на Земле ископаемого топлива и, естественно, концентрации эмиссионного с поверхности Земли в атмосферу антропогенного главного парникового газа – CO_2 [1].

Для анализа такого непростого и довольно растянутого во времени природного явления, каковым является глобальное потепление земного климата, обратимся к истории проблемы.

Известно, что с помощью палеоклиматических исследований климатологи устанавливают состояние погоды многолетней давности. К концу 2010-го года уровень концентрации CO_2 в атмосфере, примерно, был равен 390 чнм (т.е. на 32% выше доиндустриальной концентрации), что намного превышает естественный диапазон содержания CO_2 в атмосфере за прошедшие 650 000 лет, когда его значения были в интервале 180 – 300 чнм [1].

Во второй половине XIX века в Западной Европе ведущие специалисты в области атмосферных исследований высказывали предположение о том, что человеческая деятельность может вызвать возрастание содержания двуокиси углерода - CO_2 в атмосфере Земли, что, бесспорно, будет способствовать глобальному изменению климата. В конце XIX века шведский ученый, лауреат Нобелевской премии Сванте Аррениус был первым, кто рассчитал в какой степени возрастание содержания CO_2 в атмосфере могло бы повлиять на его среднюю глобальную температуру. Из расчётов Аррениуса следовало, что удвоение концентрации CO_2 в атмосфере (т.е. до величины 560 чнм, по сравнению с доиндустриальным значением 280 чнм (1850 г.)) привело бы к потеплению климата на Земле – на 4–6 °С. Ниже будет показано, что прогнозируемые величины – концентрация CO_2 и температурный прирост средней глобальной земной температуры – значительно близки к современным оценкам, относящимся к концу XXI века.

После того, как в начале второй половины XX века климатологи и геофизики из разных стран мира провели мониторинг окружающей среды, во многих регионах земного шара были получены экспериментальные данные, подтверждающие факт об увеличении концентрации CO_2 в атмосфере и температурного прироста средней глобальной земной температуры [2].

В дальнейшем, с целью идентификации глобального потепления климата, специалисты в области атмосферных исследований, особенно из экономически развитых стран мира (в первую очередь из Национального центра климатических данных, NCDC США и центра исследования климата им. Хэдли, Великобритания) использовали все существующие в ту пору средства наблюдений: метеорологические станции, Спутники Земли, погодные воздушные шары, морские суда, научную информацию по палеоклиматологии о влиянии климата на ширину годовых колец дерева, и наконец, – результаты химического анализа ледяных кернов из Антарктиды возрастом 900 тысяч лет, содержащих изотопы кислорода ^{16}O и ^{18}O [1].

Начиная с 1950-ых годов до сегодняшнего дня приоритет по исследованию проблемы потепления мирового климата, бесспорно принадлежит таким известным англо-американским научно-исследовательским центрам, коковыми являются: Институт космических исследований им. Годдарда, NASA США. Национальный центр климатических данных, NCDC США. Университет восточной Англии. Центр исследования климата им. Хэдли, Великобритания [3,4].

Климатологи вышеперечисленных научных центров к концу XX века собрали архивные метеорологические данные из разных стран мира, за последние 150 лет (1850 – 2000 г.г.), обработали их и, по мере возможности, привели к единой шкале. К настоящему времени существуют четыре идентичных кривых по температурному приросту средней глобальной земной температуры, которые опубликованы и в работе [5].

В начале XXI века было заключено, что температурный прирост средней глобальной земной температуры за XX век соответствует 1°С. В 2010-ом году был проведен масштабный опрос ученых из Стэнфордского университета в Соединенных Штатах Америки, в котором приняло участие 1372 ведущих специалистов земного шара. Целью опроса было выяснить их мнение относительно причины глобального потепления климата за XX век. В результате выяснилось, что 97% ученых, изучающих изменение мирового климата, основной причиной глобального потепления климата считают антропогенный фактор.

Заканчивая вступительную часть данной работы, подчеркнем, что начиная с 1980-ых годов по 2010-ый год, такие известные ученые, какими являлись лауреат Нобелевской премии Стивен Шнайдер (его называли первым климатологом США) и Роберт М. Уайт (США), Филип Д. Джоунс и М.Л. Уигли (Англия) и Александр Алексеев (Российская Федерация) своими научными работами – обзорного характера, опубликованными в престижных научно-познавательных журналах, внесли большой вклад в дело изучения глобального потепления земного климата со своей динамикой за XX век [2, 3, 4, 5].

Цель данной работы – основываясь на экспериментальных данных, полученных в разных мировых научно-исследовательских центрах, по идентификации глобального потепления климата за XX век и первое десятилетие нынешнего века – сделать прогнозы температурных приростов средней глобальной земной температуры и соответствующих им значений концентраций антропогенного атмосферного CO_2 на протяжении XXI века.

Для того, чтобы приведенные в конце данной работы рассчитанные нами прогнозируемые значения температурных приростов средней глобальной земной температуры и соответствующие им концентрации антропогенного атмосферного CO_2 , на протяжении XXI-го века, были бы более или менее достоверными, желательно для поверхности Земли и для атмосферы, проанализировать те параметры и функциональные зависимости между ними, которые способствовали глобальному потеплению климата за XX век и первое десятилетие нынешнего века, что и будет сделано ниже.

Перечень указанных параметров глобального потепления климата и возможных сопоставлений между тремя зависимостями следующий:

- 1) Количество (M) сжигаемого человеком на Земле ископаемого топлива, и его зависимость от времени $M(t)$.
 - 2) Концентрация (N) эмиссированной с поверхности Земли в атмосферу двуокиси углерода – CO_2 , и ее зависимость от времени $N(t)$.
 - 3) Температурный прирост (T) средней глобальной Земной температуры и его зависимость от времени $T(t)$.
 - 4) Зависимость $M(t)$ и $N(t)$ (рис. 1).
 - 5) Зависимость $N(t)$ и $T(t)$ (рис. 2).
- На рис. 1 и 2 зависимость $M(t)$ (кривая А) опубликована в работе [6], а зависимости $N(t)$ (кривые В) и $T(t)$ (кривая С) принадлежат, соответственно, NCDC–США и НАСА–США).

На рис. 1. представлены $M(t)$ (кривая А) и $N(t)$ (кривая В) зависимости. Общим кривым, начиная с доиндустриального времени – с 1850 г. по 2010 г., соответствует 160-летний временной интервал.

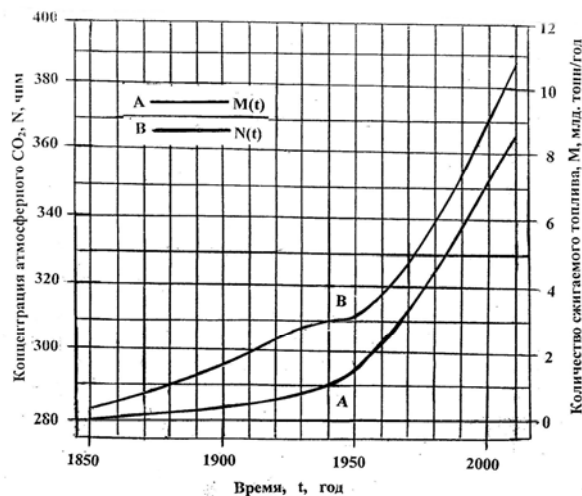


Рис. 1. Сопоставление зависимостей количества (M) сжигаемого человеком ископаемого топлива (кривая А) и концентрации (N) эмиссированной с поверхности Земли в атмосферу антропогенной двуокиси углерода - CO_2 (кривая В) от времени t .

Количественный анализ $M(t)$ зависимости показывает, что на протяжении ста лет (1850–1950 г.г.) человек на Земле сжигал незначительное количество ископаемого топлива, и в 1950 г. количество сжигаемых энергоносителей составляло 1,4 млрд. тонн/год.

Начиная с 1950 г. на Земле началось резкое увеличение количества употребляемых энергоносителей (рис. 1. кривая А) и через 60 лет в 2010-ом году величина сжигаемого топлива достигла 8,4 млрд.тонн/год. Из количественного анализа $M(t)$ -зависимости и, следовательно, из соотношения $8,4 \text{ млрд.тонн/год} / 1,4 \text{ млрд.тонн/год} = 6$ следует, что в 2010-ом году по сравнению с 1950-ым годом человек на земном шаре сжег в 6 (шесть) раз больше ископаемого топлива.

Зависимость $N(t)$ (рис. 1. кривая В) изображает динамику увеличения концентрации – эмиссированной с поверхности Земли в атмосферу антропогенной двуокиси углерода – CO_2 . Визуальное восприятие обеих – $M(t)$ и $N(t)$ зависимостей указывает на то, что в течение 160 лет для них характерен одинаковый временной ход, за исключением 10 (десяти) – летнего (1940–1950 г.г.) отрезка времени, когда концентрация CO_2 в атмосфере не увеличивалась. Эту кратковременную аномалию можно объяснить тем фактом, что временной период 1940–1950 г.г. содержит и тот временной интервал, в течение которого продолжалась вторая мировая война...

Количественный анализ зависимости $N(t)$ показывает, что во временном интервале 1850–1950 г.г. концентрация CO_2 в атмосфере увеличивалась довольно монотонно и в 1950 г. по сравнению с доиндустриальным временем ее значение увеличилось всего на 26 чнм.

В дальнейшем, с 1950 г. начинается (как и для $M(t)$ - зависимости) существенное увеличение концентрации CO_2 в атмосфере, и в 2010 г. ее значение достигает 388 чнм. При этом, в течение 60 лет (1950–2010 г.г.) концентрация атмосферного CO_2 увеличилась на величину 78 чнм. Из соотношения полученных значений 78 чнм и 26 чнм следует, что за 60 лет (1950–2010г.г.) по сравнению со временным интервалом 1850–1950 г.г., концентрация CO_2 в атмосфере увеличилась в 3(три) раза.

Соотношение между величинами 6 и 3 ($6/3 = 2$) равно двум. Такое двукратное различие (в пользу количества сжигаемых энергоносителей по сравнению с концентрацией атмосферного CO_2) между величинами, которые фактически определяли (надо полагать, что и в будущем будут определять) степень глобального потепления климата на Земле за XX век, является вполне приемлемым результатом – с учетом того, что из общего количества CO_2 , образующегося в результате сжигаемых энергоносителей, только от 35 до 45% сохраняется в атмосфере, на что мы обратили внимание в ведении данной работы.

Теперь рассмотрим вторую пару сопоставленных $N(t)$ и $T(t)$ зависимостей (рис. 2, кривые В и С). Следует отметить, что представленные на рис. 1 и 2 зависимости $N(t)$ (т.е. кривые В) во временном интервале 1900–2010 г.г. – идентичны.

Основная часть зависимости $N(t)$, сосредоточенная во временном интервале 1958–2010 г.г., имеет особую историю²⁾ и, бесспорно, заслуживает должного внимания [7].

²⁾ После расчетов Сванте Аррениуса, относящихся к глобальному потеплению климата, понадобилось несколько десятков лет для того, чтобы были начаты измерения, обеспечивающие непрерывное слежение за содержанием парникового газа – CO_2 в атмосфере Земли. Идея непрерывного слежения концентрации атмосферного CO_2 принадлежит директору Океанографического института Скрипса (США) Роджеру Ревелю. В 1955 году он убедил молодого сотрудника института Чарлза Девида Килинга (1928–2008 г.г.) в том, что необходимо разработать методы измерений, позволяющие осуществлять непрерывное слежение за содержанием CO_2 в атмосфере. Чарлз Дэвид Килинг, проявив незаурядные способности экспериментатора, блестяще справился с поставленной перед ним задачей и с 1958г. в течение почти полувека по спектрам поглощения CO_2 в ближней инфракрасной области спектра (двухлучевым инфракрасным спектрофотометром) на Гавайских островах, в климатической обсерватории

Для представленной на рис. 2. зависимости $T(t)$ (кривая С) характерны два отчетливых периода (I и II) глобального потепления климата на Земле в течение 110-ти лет (1900–2010 г.г.). Первый из них приходится на период времени с 1900 г. по 1940 г.

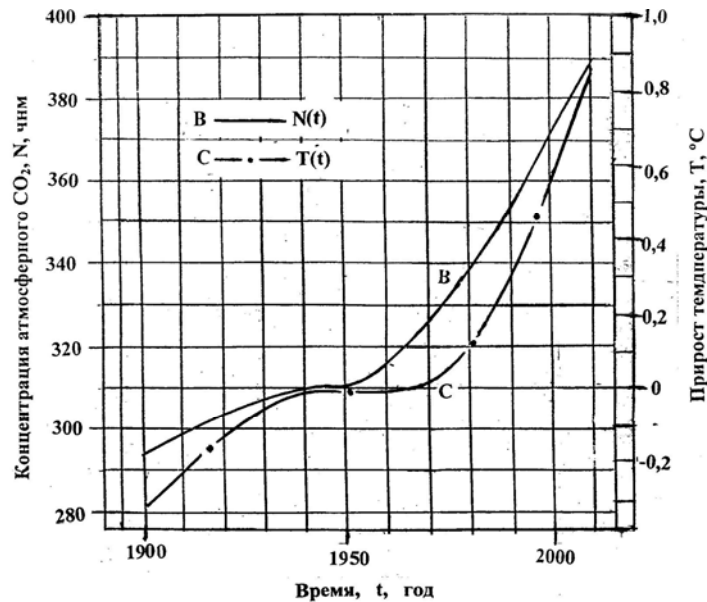


Рис. 2. Сопоставление зависимостей концентрации (N) эмиссированной с поверхности Земли в атмосферу антропогенной двуокиси углерода - CO₂ (кривая В) и температурного прироста (Т) средней глобальной земной температуры (кривая С) от времени (t).

После этого, в течение 30 (тридцати) лет (с 1940 г. по 1970 г.) температура на Земле не росла. С 1970 г. начинается второй период потепления климата, который продолжается до сих пор.

Из рис. 2 (кривые В и С) следует, что в течение первого периода (1900–1940 г.г.) глобального потепления климата, за 40 лет, концентрация атмосферного антропогенного CO₂ увеличивается всего на 15 чнм и значение величины среднегодового (сг) прироста концентрации CO₂ в атмосфере не превышает $\Delta N_{сг} (I) = 0,4$ чнм/год. В течение анализируемого первого периода глобального потепления климата значение температурного прироста средней глобальной земной температуры равно $T (I) = 0,3^{\circ}\text{C}$ и, следовательно, в течение 40 лет среднегодовой температурный прирост составляет около $\Delta T_{сг} (I) = 8 \times 10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$. Во втором периоде потепления климата – во временном интервале 1970–2010 г.г., т.е. за последующие 40 лет, увеличению концентрации атмосферного антропогенного CO₂ на величину 62 чнм соответствует среднегодовой прирост концентрации того же атмосферного CO₂ на величину около $\Delta N_{сг} (II) = 1,6$ чнм/год. Увеличению концентрации атмосферного CO₂ на 62 чнм соответствует температурный прирост средней глобальной земной температуры $T (II) = 0,87^{\circ}\text{C}$, а

Мауна Лоа со своими коллегами набирал экспериментальные данные о концентрации двуокиси углерода - CO₂ в атмосфере. Одновременно измерения, по методике – разработанной Килингом (с целью определения концентрации атмосферного CO₂), проводились в 71 (семьдесят одном) регионе земного шара, в том числе и в Арктике [3].

В настоящее время тот участок, представленной на рис. 2. кривой В, которому соответствует временной интервал 1958–2010 г.г., для климатологов всего мира известен как «Кривая Килинга».

среднегодовой температурный прирост средней глобальной земной температуры равен $\Delta T_{\text{ср}} (\text{II}) = 2 \cdot 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C}/\text{год}$.

Величины, определенные из сопоставленных на рис.2 зависимостей $N(t)$ и $T(t)$, которые характеризуют динамику потепления земного климата за 110 лет (1900–2010 г.г.): $\Delta N_{\text{ср}} (\text{I}) = 0,4$ чнм/год, $\Delta T_{\text{ср}} (\text{I}) = 8 \cdot 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}/\text{год}$ и $\Delta N_{\text{ср}} (\text{II}) = 1,6$ чнм/год, $\Delta T_{\text{ср}} (\text{II}) = 2 \cdot 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C}/\text{год}$, позволяют заключить, что в течение анализируемого времени (т.е. за 110 лет) потепление климата на земном шаре осуществлялось неравномерно.

Из рис. 2 видно, что кривые В и С, начиная с 1900 и с 1970 годов, содержат довольно интересную информацию о временно-фазовой связи между величиной, увеличивающейся концентрации атмосферной антропогенной двуокиси углерода – CO_2 и той конкретной датой, с которой в атмосфере начинается природное явление потепления климата, обусловленное температурным приростом средней глобальной земной температуры. Начальные стадии кривых В и С (рис.2) наглядно показывают, что по сравнению с концентрациями атмосферного CO_2 доиндустриального времени (280 чнм, 1850 г.) и 310 чнм 1950 года начало температурных приростов в 1900 и в 1970 годах средней глобальной земной температуры можно было зафиксировать лишь после того, когда концентрация CO_2 в атмосфере увеличивалась до значения около 15 чнм.

Что касается заметного различия между временными интервалами, в течение которых увеличивалась концентрация CO_2 в атмосфере на одну и ту же величину около 15 чнм для первых – 50 лет (1850–1900 г.г.) и для вторых – 20 лет (1950–1970 г.г.) глобального потепления климата за XX век, оно связано с разным количеством сжигаемых на Земле человеком энергоносителей: в 1900 году 0,4 млрд. тонн/год и в 1970 году 3,3 млрд. тонн/год (рис. 1, кривая А).

Появление на рис. 2 (кривая В) прироста концентрации атмосферного CO_2 – величиной, равной около 15 чнм, указывает на то, что до 1900 и 1970 годов, эта величина, в атмосфере является фоновой характеристикой, фиксирующей начало природного явления, связанного с температурным приростом средней глобальной температуры приземного слоя атмосферы Земли. Получается, что в результате такого анализа, во временном интервале 1940-1970 г.г. тридцатилетняя задержка увеличения $T(t)$ зависимости связана не с похолоданием климата на Земле, (см. Работу [4]), а значительной инерционностью (см. рис. 2, ход кривых В и С) потепления климата на нашей планете.

Из сопоставленных на рис. 2 кривых В и С также можно извлечь информацию о том, что во временном интервале с 1980-го года по 2010-ый год (т.е. за 30 лет) между температурным приростом средней глобальной земной температуры и увеличивающейся концентрацией эмиссированной с поверхности Земли в атмосферу антропогенной CO_2 (в интервале концентрации последней $\Delta N = 388$ чнм – 338 чнм = 50 чнм) существует линейная связь (рис. 3)

$$T = T_0 + \beta N, \quad (1)$$

где T_0 – характеристическая постоянная, полученная экстраполяцией линейной зависимости $T(N)$ на ось ординат ($T_0 = 6 \times 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C}$). β – коэффициент $T(N)$ – зависимости. В интервале концентраций CO_2 (338–388) чнм $\beta = 1,5 \times 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C}/\text{чнм}$. N – концентрация атмосферного CO_2 , величина которой соответствует конкретному значению температурного прироста средней глобальной земной температуры.

Для тщательного анализа представленной на рис. 3 зависимости $T(N)$, 30-летний временной интервал (1980–2010 г.г.) разделен на два 15-летних интервала: интервал 1 – (1980–1995 г.г.) и интервал 2 – (1995–2010 г.г.).

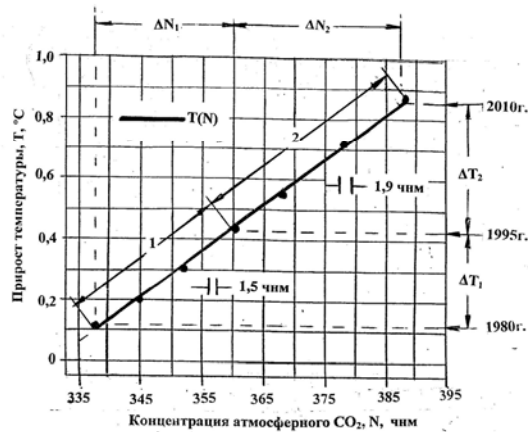


Рис. 3. Зависимость температурного прироста (Т) средней глобальной земной температуры от концентрации (N) эмиссированной с поверхности земли в атмосферу двуокиси углерода CO₂.

Из кривой T(N) (рис. 3) следует, что за 30 лет среднегодовому приросту концентрации атмосферного CO₂ соответствует $\Delta N_{cr} = 1,7$ чнм/год, тогда как аналогичные показатели для двух (1-го и 2-го) 15-ти летних интервалов времени, соответственно, равны около $\Delta N_{cr}(1) = 1,5$ чнм/год и $\Delta N_{cr}(2) = 1,9$ чнм/год.

На протяжении XX-го века и первого десятилетия нынешнего столетия, т.е. в течение 110-ти лет глобального потепления мирового климата (рис. 2) лишь за последние 15 лет (1995–2010 г.г.), в отличие от предыдущего периода времени, механизм потепления климата подчиняется линейному закону, так как значения среднегодового (сг) и ежегодного (ег) приростов концентрации атмосферного CO₂ не отличаются друг от друга, составляют около $\Delta N_{cr}(2) = \Delta N_{er}(2) = 1,9$ чнм/год, и соответственно, величины ежегодного температурного приростов средней глобальной земной температуры равны $\Delta T_{er}(2) = 3 \times 10^{-2}$ °C (рис. 3).

Значения временных (Δt_1 и Δt_2), концентрационных (ΔN_1 и ΔN_2) и температурных (ΔT_1 и ΔT_2) величин, соответствующих обоим (1 и 2) интервалам T(N)-зависимости глобального потепления климата, приведены в таблице 1.

Таблица 1

№	Временной интервал Δt , год	Интервал концентрации CO ₂ , ΔN , чнм	Интервал температурного прироста, ΔT , °C	$\Delta N_2/\Delta N_1$	$\Delta T_2/\Delta T_1$
	1	2	3	4	5
1	$\Delta t_1=15$ лет (1980-1995г.г.)	$\Delta N_1= 22$ чнм	$\Delta T_1= 0,31^\circ\text{C}$	1,27	1,42
2	$\Delta t_2=15$ лет (1995-2010г.г.)	$\Delta N_2= 28$ чнм	$\Delta T_2= 0,44^\circ\text{C}$		

Соотношения между величинами концентрации атмосферного CO₂ $\Delta N_2/\Delta N_1=1,27$ и температурными приростами средней глобальной земной температуры $\Delta T_2/\Delta T_1=1,42$ показывают, что во втором (2) временном интервале по сравнению с первым (1) временным интервалом, увеличению атмосферной концентрации CO₂ на 27% соответствует 42% увеличение температурного прироста средней глобальной земной температуры.

Анализ динамики глобального потепления климата в течение 110 лет и для отдельных интервалов времени позволяет заключить, что среднегодовая величина увеличения концентрации атмосферного CO_2 является индикатором скорости увеличения температурного прироста средней глобальной температуры приземного слоя атмосферы, а кривая Килинга, бесспорно является градуировочной кривой при изучении проблемы глобального потепления климата для любого региона земного шара.

На рис. 4 представлены два прогнозируемых варианта глобального потепления климата на Земле – на протяжении XX-го и XXI-го веков. Из них первый вариант относится к компьютерной модели потепления климата²⁾, опубликованной в 1989 году в работе [4].

Вся информация, относящаяся к компьютерной модели потепления климата во временном интервале 1900–2050 годы сосредоточена между кривыми D и E (рис.4), которым соответствуют концентрационные диапазоны атмосферного антропогенного CO_2 около 280–440 чнм и 300–580 чнм. При этом, к 2050–му году, минимальному значению температурного прироста средней глобальной земной температуры соответствует $T_{\min} = 2 \text{ }^\circ\text{C}$, а максимальному соответствует $T_{\max} = 4 \text{ }^\circ\text{C}$.

Анализ представленной на рис. 4 компьютерной модели потепления климата к 2050–му году показывает, что рассчитанные максимальные значения концентрации (580 чнм) антропогенного CO_2 и соответствующего температурного прироста ($4 \text{ }^\circ\text{C}$) средней глобальной земной температуры значительно завышены. На рис. 4 нижняя граница зачерненной области компьютерной модели температурной зависимости $T(t)$ в интервале атмосферной концентрации CO_2 около 280–340 чнм, примерно соответствует тому, что дают архивные метеорологические данные с 1900 года по 1989 год, а незачерненной области – рассчитанному $T(t)$ на основе компьютерной модели потепления климата на Земле с 1989 года по 2050 год.

Во временном интервале 1900–2000 г.г. на фоне компьютерной модели потепления климата (рис. 4) пунктирной линией проведена экспериментальная кривая температурного прироста средней глобальной земной температуры, величина которой не превышает $1 \text{ }^\circ\text{C}$ (рис. 2, кривая C).

²⁾ В 2010 году в Трудах Института геофизики им. М. Нодиа, т. LXII, о глобальном потеплении климата за XX век и его динамике – была опубликована обзорная работа [8], в которой подчеркнуто, что по мнению многих климатологов мира, предвидеть все последствия о глобальном потеплении климата на Земле не так просто, тем более, что математические модели дают лишь приближенное описание сложных процессов, протекающих в атмосфере. По мнению Роберта М. Уайта „атмосфера настолько сложна, что детально воспроизвести ее в математических моделях просто невозможно” [3].

Несмотря на указанные трудности, в начале 50-их годов XX века, до того времени, пока Чарлз Девид Килинг разработал методику, обеспечивающую непрерывное слежение за содержанием двуокиси углерода – CO_2 в атмосфере, в Институте высших исследований в Принстоне (шт. Нью-Джерси, США), под руководством известного математика Джона фон Неймана была впервые предпринята попытка описать атмосферу математически с помощью цифровых компьютеров. В дальнейшем научное сотрудничество Килинга с Нейманом и его сотрудниками по идентификации глобального потепления климата на земном шаре оказалось весьма плодотворным.

В 60-ые годы XX-го века сотрудники лаборатории геофизической гидродинамики США Сюкюре Манабе и Ричард Уезеральд, представители математической «команды» Джона фон Неймана, создали первую модель климата. В 1975 году они рассчитали, что удвоение содержания двуокиси углерода в атмосфере привело бы к потеплению климата в глобальном масштабе в среднем на $3 \text{ }^\circ\text{C}$. Такая же величина температурного прироста в приземном слое атмосферы Земли была зафиксирована при расчетах, проведенных и во многих лабораториях мира [3].

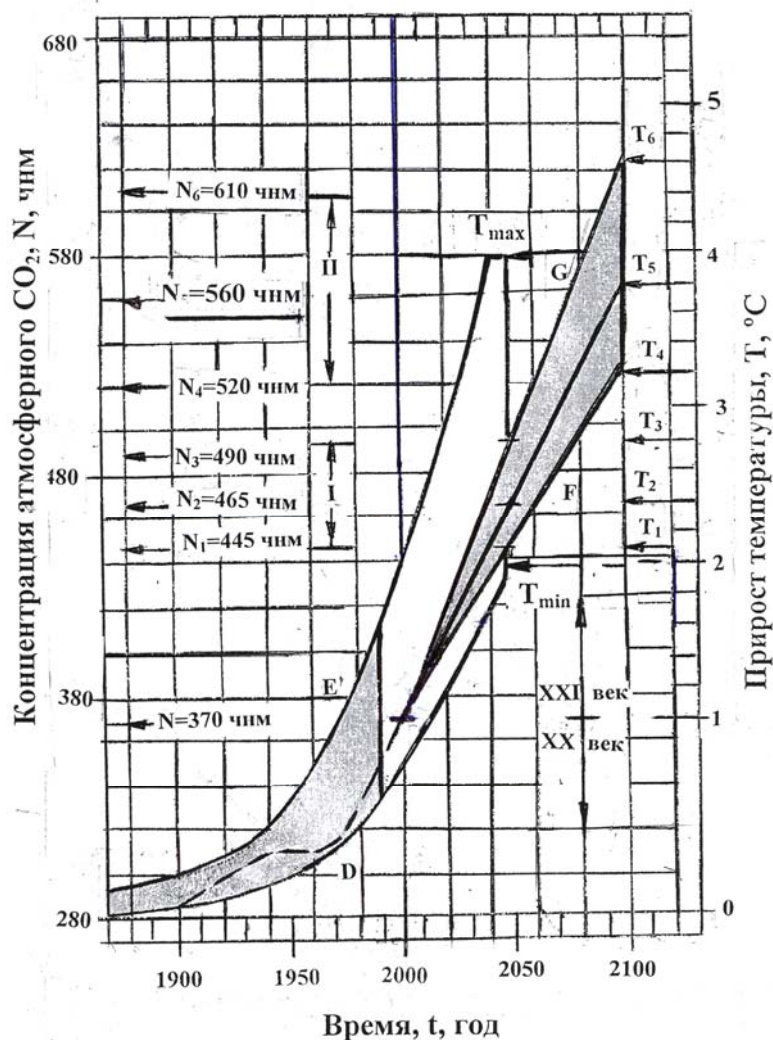


Рис. 4. Прогнозируемые величины увеличения концентрации (N) антропогенной атмосферной двуокиси углерода – CO₂ и температурных (T) приростов средней глобальной земной температуры для двух интервалов времени 1900–2050 г.г. и 2000–2100 г.г.

На рис. 4 представлен второй вариант прогноза, связанный с потеплением климата на протяжении XXI-го века, рассчитанный нами по линейной модели прироста температурных и концентрационных зависимостей, $T(t)$ и $N(t)$. Вековая информация рассчитанных значений температурных приростов средней глобальной температуры и соответствующие им значения концентрации антропогенного атмосферного CO₂ сосредоточены между линиями F и G, которые ограничивают зачерненную площадь клинообразной формы, расположенную во временном интервале 2000–2100 г.г. и в диапазоне атмосферной концентрации CO₂ (370–520) чнм и (370–610) чнм.

По прогнозу 2007 года, опубликованному Межправительственной группой экспертов по Изменению климата (IPCC) при ООН, ожидаемое увеличение концентрации CO₂ в атмосфере к концу XXI века будет находиться в диапазоне от 490 до 1260 чнм (т.е. на 75-350% выше доиндустриальной концентрации – 280 чнм), а глобальному приросту земной температуры будет соответствовать – интервал 1,8-4,0° C [1].

Расчеты для определения температурных приростов средней глобальной земной температуры (Т) и соответствующих им значений эмиссированной с поверхности Земли в атмосферу концентрации (N) антропогенной двуокиси углерода – CO₂ – на протяжении XXI-го века проводились для трех значений среднегодового прироста концентрации CO₂ :

$\Delta N_1=1,5$ чнм/год, $\Delta N_2=1,9$ чнм/год и $\Delta N_3=2,4$ чнм/год, с учетом того, что к концу XX-го века значение T₀ было равно 1 °С (см. формулу (1)) и при этом концентрация CO₂ в атмосфере равнялась N=370 чнм (рис. 4).

Расчетные величины, соответствующие температурным (T₁, T₂, T₃, и T₄, T₅, T₆) и концентрационным (N₁, N₂, N₃, и N₄, N₅, N₆) приростам глобального потепления климата в течение 100 лет (2000 – 2100 г.г.) для двух конкретных дат – к 2050 и 2100 годов, зафиксированы на рис. 4 и приведены в таблице 2.

Таблица 2

№	Временной интервал, t, год	Среднегодовой прирост концентрации CO ₂ , ΔN , чнм/год	Концентрация атмосферного CO ₂ , N, чнм	Температурный прирост T, °С
	1	2	3	4
I	t ₁ =50лет (2000-2050г.г.)	$\Delta N_1=1,5$ $\Delta N_2=1,9$ $\Delta N_3=2,4$	N ₁ =445 N ₂ =465 N ₃ =490	T ₁ =2,1 T ₂ =2,4 T ₃ =2,8
II	T ₂ =100лет (2000-2100г.г.)	$\Delta N_1=1,5$ $\Delta N_2=1,9$ $\Delta N_3=2,4$	N ₄ =520 N ₅ =560 N ₆ =610	T ₄ =3,2 T ₅ =3,8 T ₆ =4,6

Таким образом, из таблицы 2, во-первых следует, что к концу временного интервала 2000-2050г.г. (т.е. к 2050 году), рассчитанному диапазону температурных приростов средней глобальной земной температуры 2,1–2,8 °С соответствует интервал (I) концентрационных приростов атмосферной двуокиси углерода от 445 по 490 чнм.

Во-вторых, таблица 2 содержит основные результаты разрешения поставленной в работе задачи: во временном интервале 2000–2100 годы (и к концу XXI века) рассчитанные по линейной модели потепления климата величины температурных приростов средней глобальной земной температуры могут находиться в диапазоне 3,2 – 4,6 °С, а соответствующие им значения концентрации антропогенного атмосферного CO₂ – лежать во втором (II) интервале 520 – 610 чнм (рис. 4).

Следует отметить, что к 2050 году верхние граничные значения температурного и концентрационного приростов (4 °С и 580 чнм), соответствующих компьютерной модели потепления климата, заметно превосходят аналогичных показателей, рассчитанных по линейной модели (2,8 °С и 490 чнм) потепления климата (такое различие между указанными величинами к 2050 году графически показано на рис. 4).

Из расчетов концентрационных и температурных параметров глобального потепления климата на Земле, относящихся к временному интервалу 2000 – 2100 г.г. (т.е. к концу XXI века), необходимо особое внимание уделить прогнозируемым величинам N₅ = 560 чнм и T₅ = 3,8 °С (рис. 4, таблица 2), которые соответствуют среднегодовому приросту концентрации атмосферного антропогенного CO₂, равному $\Delta N_{cr} = 1,9$ чнм/год.

Из приведенных выше двух прогнозируемых параметров (N₅ и T₅) глобального потепления климата на Земле к концу XXI века величина концентрации атмосферного CO₂ N₅ =

560 ჩნმ два раза превосходит концентрацию атмосферного CO₂ доиндустриального времени (1850г.) – 280 чнმ, а значение температурного прироста средней глобальной температуры T₅ = 3,8 °C – всего лишь на 5%-ов меньше минимального значения 4 °C прогнозируемого температурного интервала 4 – 6 °C, рассчитанного в конце XIX-го века Сванте Аррениусом для концентрации двуокиси углерода – CO₂, равной 560 чнმ.

В заключение автор выражает глубокую благодарность акад. Т.Л. Челидзе, докторам наук А.И. Гвелесиани,

Дж.К. Кириа и

Т. Салуквадзе

 за моральную поддержку и полезные советы.

ლიტერატურა

1. www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/global_warming.
2. Стивен Г. Шнайдер. Изменяющийся климат. В «Мире науки» (Scientific American. Издание на русском языке). Москва. «Мир» №11. 1989.
3. Роберт М. Уайт. Большой климатический спор. В «Мире науки» (Scientific American. Издание на русском языке). Москва. «Мир» №9. 1990.
4. Филип Д. Джоунс, Том М-Л Уигли. Тенденции глобального потепления. В «Мире науки» (Scientific American. Издание на русском языке). Москва. «Мир» №10. 1990.
5. Александр Алексеев. Глобальное потепление, или Высокий градус политики. «Вокруг света». Москва. «Вокруг света». №07. 2006.
6. <http://www.oism.org/project/s33p36.htm>
7. http://scripps.co2.ucsd.edu/program_history/Keeling_curve_lesson.htm.
8. Чиабришвили Н.Г., Салуквадзе Т.Г. Глобальное потепление и его динамика. Труды Ин-та геофиз. им. М. Нодиа, Т. 62. 2010.

დედამიწაზე კლიმატის გლობალური დათბობის პროგნოზის
შესახებ XXI საუკუნის განმავლობაში

ნოდარ ჭიაბრიშვილი

რეზიუმე

XXI საუკუნის განმავლობაში კლიმატის გლობალური დათბობის პროგნოზთან დაკავშირებული პრობლემის შესწავლისას, სტატიაში გამოყენებულია დედამიწის ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში საშუალო გლობალური ტემპერატურის მატების წრფივი მოდელი.

ჩვენს მიერ ჩატარებული გამოთვლების საფუძველზე ნაშრომში ნაჩვენებია, რომ XXI საუკუნის დასასრულს ტემპერატურათა ნამატის ინტერვალს შეესაბამება 3,2–4,6 °C, ხოლო ამ დროს დედამიწის ზედაპირიდან ატმოსფეროში ემისირებული ანტროპოგენური ნახშირორჟანგის გაზის CO₂-ის კონცენტრაცია მოთავსებულია 520–610 მლნ⁻¹ დიაპაზონში.

ON THE FORECAST OF THE EARTH CLIMATE GLOBAL WARMING DURING XXI CENTURY

Nodar Chiabrishvili

Abstract

A linear model of the temperature and atmosphere carbon dioxide concentration increment was used for calculation of forecasting parameters of the dynamics of the Earth climate global warming during the XXI century.

As a result, the calculations showed that the average global temperature increments of the Earth's temperature to the end of the XXI century are in the range 3,2–4,6 °C and the corresponding changes of the atmosphere anthropogenic carbon dioxide concentration– CO₂, emitted from the Earth surface to the atmosphere are in the range 520 – 610 ppmv.

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ФОРМИРОВАНИЯ “СЕЗОННОЙ АНОМАЛИИ” ЭЛЕКТРОННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ F₂ СЛОЯ ИОНОСФЕРЫ

Чхетია А.М.

Грузия; Тбилиси; Институт геофизки М. Нодиа ТГУ. И. Джавахишвили.

Ионизация нейтральных компонентов атмосферы, в основном, вызывается рентгеновским и ультрафиолетовым излучениями Солнца [1]. Поэтому плотность электронов в ионосфере изменяется в зависимости от зенитного угла Солнца. В теории "простого слоя Чепмена" [2] показано, что характер зависимости электронной концентрации N_{\max} от зенитного угла Солнца (χ) выражается формулой:

$$N_{\max} = k\sqrt{\cos\chi} = k\sqrt{\sin\delta \cos\theta + \cos\delta \sin\theta \cos t} \quad \dots\dots\dots (1) \quad ,$$

где δ – склонение Солнца, θ - дополнение по отношению к широте (угол - $\theta = 90^\circ - \varphi$, φ – географическая широта), t – местное время в угловых единицах ($t=0$ соответствует полудню). Поскольку зенитный угол Солнца строго определенным образом зависит от времени года, в зимние месяцы δ наименьшее - $23,5^\circ$, в летние месяцы наибольшее $+23,5^\circ$, а в равноденственные периоды $\delta = 0^\circ$, то формулу (1) используют для истолкования годовых вариаций электронной концентрации слоёв ионосферы.

В результате измерений, проведенных в различных точках земного шара, было установлено, что для области E и F1 ионосферы электронная концентрация довольно удовлетворительно согласуется с законом $k\sqrt{\cos\chi}$. Годовые вариации электронной концентрации F2-слоя ионосферы имеют сложный характер и существенно отличаются от теории "простого слоя Чепмена".

На рис.1 приведены годовые вариации полуденных значений критических частот - E, F₁ и F₂ слоёв ионосферы на средних и высоких широтах.

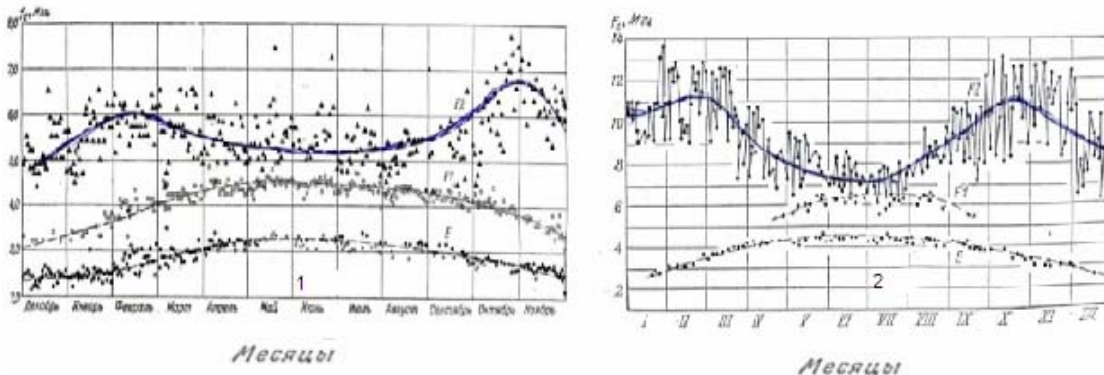


Рис.1. Сезонный ход полуденных значений критических частот - f_0E , f_0F_1 и f_0F_2 на средних (рис.1,1) и высоких (рис.1,2) широтах. Рисунки были заимствованы из работы Я. Л. Альперта [3].

Рис.1 показывает, что сезонный ход полуденных значений критических частот для области E и F1 ионосферы довольно удовлетворительно согласуется с законом $N_{\max} = k\sqrt{\cos\chi}$. Сезонный ход полуденных значений критических частот для области F2-слоя ионосферы имеет сложный характер, существенно отличается от теории "простого слоя Чепмена", наблюдается "сезонная аномалия" - в годовых вариациях, равноденственные периоды (3, 4 и 9,10 месяца)

наблюдаются максимумы электронной концентрации, а в летний период (6, 7 месяца) – минимум.

В годовых вариациях критических частот F2-слоя ионосферы существование “сезонной аномалии” экспериментально установлено достоверно, однако физический механизм её формирования по сей день всё ещё не выявлен.

Целью настоящей работы является внести наш скромный вклад в выявлении физических основ формирования в годовых вариациях критических частот F2-слоя ионосферы “сезонной аномалии”.

Прежде чем изложить результаты исследования аномального изменения годовых вариаций электронной концентрации в F2 области ионосферы, необходимо отметить, что при рассмотрении физических процессов в ионосфере необходимо знать максимум электронной концентрации в пределах слоя. Электронную концентрацию в пределах слоя определяют посредством вертикального зондирования ионосферы - определением критической “частоты проникновения” волны, поскольку эти две величины связаны простой зависимостью: $N = 1.24 \cdot 10^4 f_0^2$, где N – максимальное число свободных электронов в см³, а f₀ - измеренная критическая частота в МГц-ах.

Известно, что годовые вариации исследуемого явления можно получить путем статистической обработки среднемесячных данных. Нами для изучения годовых вариаций электронной концентрации F2-слоя ионосферы были использованы среднемесячные значения критических частот F2-слоя ионосферы по данным станции Москва [4], которые были вычислены на основе ежечасных значений критических частот F2-слоя ионосферы (f₀F₂) за период 1958 – 1967 годы.

Анализируя кривые годовых вариаций критических частот (или электронной концентрации) F2-слоя ионосферы в зависимости от характера изменения по сезонам (зима, весна, лето, осень) за период -1958-1967 годы установлено, что все рассмотренные случаи можно разбить на два типа:

К I типу относится случай годовых вариаций критических частот F2-слоя ионосферы (f₀F₂), которые обнаруживают “нормальный сезонный ход”- один максимум летом. На рис.2 приведена осредненная кривая “нормального сезонного хода” F₂-слоя ионосферы, за период – 1961 - 1966 годы.

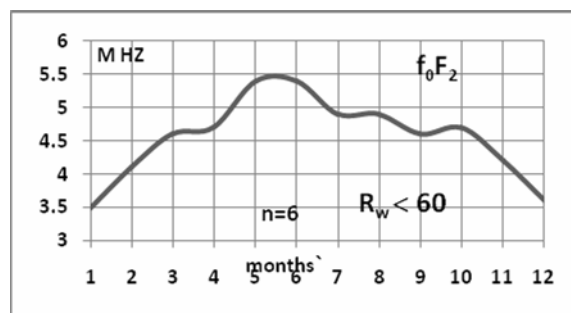


Рис.2. Пример годовых вариаций критических частот F2-слоя ионосферы I типа.

К II типу относится случай годовых вариаций критических частот F2-слоя ионосферы (f₀F₂), которые обнаруживают “сезонную аномалию” - один минимум летом (6,7 месяца) и два максимума в равноденственных периодах (3,4 и 9,10 месяца). На рис.3 приведена осредненная кривая “сезонной аномалии” F₂-слоя ионосферы , за период – 1958-1960 и 1967 годы.

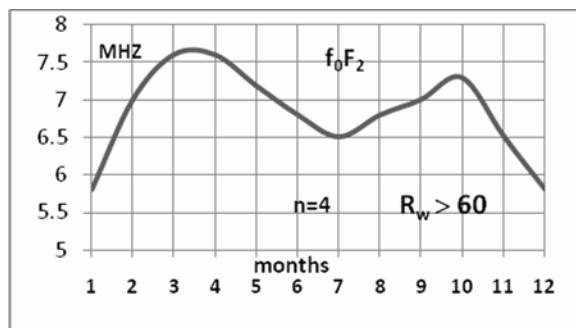


Рис.3. Пример годовых вариаций критических частот F2-слоя ионосферы II типа .

Предлагаемой классификации годовых вариаций критических частот F2 -слоя ионосферы нами дается следующая трактовка.

Основные физические характеристики годовых вариаций критических частот F2-слоя ионосферы I типа:

1. Наблюдаются вблизи минимума солнечной активности, когда среднегодовые относительные числа солнечных пятен - числа Вольфа $R_w < 60$;

2. За период минимума солнечной активности, когда числа Вольфа $R_w < 60$, в годовых вариациях критических частот F2-слоя ионосферы “сезонная аномалия“ исчезает и для области F2 слоя ионосферы, так же как и для областей E и F1, довольно удовлетворительно описывается теорией простого слоя Чепмена -- $N_{max} = k\sqrt{\cos \chi}$ (рис. 4);

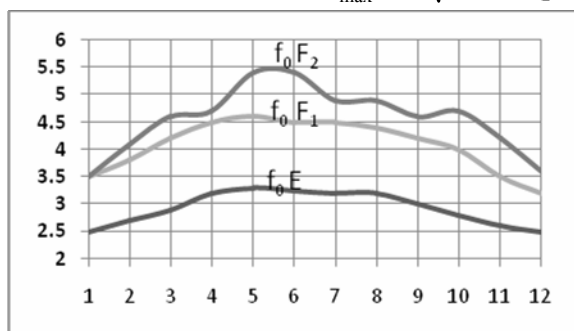


Рис. 4. Годовые вариации критических частот для областей E, F1 и F2 ионосферы, за период минимума солнечной активности, когда числа Вольфа $R_w < 60$.

3. Если полное количество энергии радиации Солнца исходящей от всего солнечного диска, в минимуме солнечной активности т.е. без активных областей Солнца принять за постоянную величину солнечной радиации, то ГВF₂ слоя ионосферы I типа будет вечно существующим, постоянным явлением (не зависящем от солнечной активности).

Основные физические характеристики годовых вариаций критических частот F2-слоя ионосферы II типа:

1. Наблюдаются в период максимумов, в нисходящей и восходящей ветвях солнечной активности, когда среднегодовые относительные числа солнечных пятен - числа Вольфа $R_w > 60$. Вблизи минимума солнечной активности, когда среднегодовые относительные числа солнечных пятен - числа Вольфа $R_w < 60$, они исчезают;

2. Причина формирования в годовых вариациях критических частот F2-слоя ионосферы “сезонной аномалии“ - равноденственные периоды, максимумы электронной концентрации, а в летний период - минимумы, вероятнее всего видеть в уярчении активных областей на Солнце - факелов, факельных полей и вспышек;

3. Наблюдаемые годовые вариации критических частот F2 – слоя ионосферы, которые обнаруживают “сезонную аномалию“ (II тип классификации) являются, по существу, следствием суперпозиции двух эффектов возрастания электронной концентрации F2 – слоя ионосферы - летом и в равноденственных периодах;

Эффект возрастания электронной концентрации F2-слоя ионосферы летом (“ нормальный сезонный ход”) в годовых вариациях критических частот F2 - слоя ионосферы реализуется как вечно существующее явление.

Эффект возрастания электронной концентрации F2-слоя ионосферы в равноденственных периодах, в основном формируется тогда, когда на Солнце возникают активные области - темные - пятна, яркие - факелы, факельные поля и вспышки. Факелы, факельные поля и вспышки, в период уярчения характеризуются повышенным излучением в крайнем ультрафиолетовом [$\lambda = (250 \div 1350) \text{ \AA}$] и мягком рентгеновском ($\lambda > 1 \text{ \AA}$) диапазонах.

Из вышеизложенного непосредственно следует, что раздельно в чистом виде эффект возрастания электронной концентрации F2 – слоя ионосферы в равноденственных периодах можно рассчитать, если из ряда данных годовых вариаций критических частот F2 – слоя ионосферы II типа вычитать данные I типа. В разностных данных (соответственно и в “ разностной кривой”) автоматически исключается годовая вариация критических частот F2- слоя ионосферы - I тип и остается лишь эффект возрастания электронной концентрации F2- слоя ионосферы в равноденственных периодах, формирующих “сезонную аномалию“ (рис 5).

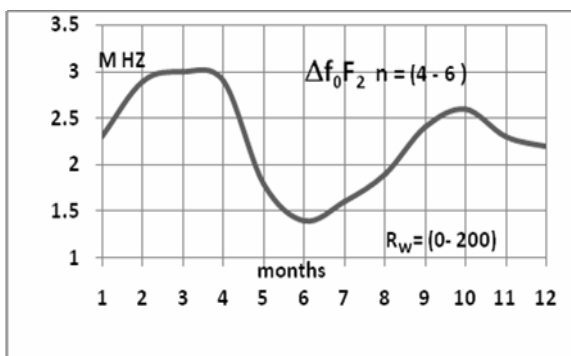


Рис.5. “Разностная кривая”- характеризующая эффект усиления электронной концентрации в равноденственных периодах и формирующая “сезонную аномалию”.

В заключении необходимо отметить, что наличие “сезонной аномалии“ в $\text{GВf}_0\text{F}_2\text{СИ}$ в период - максимумов, нисходящей и восходящей ветвях солнечной активности и её исчезновение в минимуме свидетельствуют о том, что причину формирования “сезонной аномалии“ надо видеть в солнечно –ионосферной связи. Данная солнечно –ионосферная связь является важным и интересным вопросом как с точки зрения изучения проблемы Солнце-Земля, так и с практической целью - для составления прогноза состояния ионосферы, наземной и космической радиосвязей и др. Следовательно, данная солнечно –ионосферная связь требует дальнейших тщательных исследований.

Основные результаты исследования настоящей работы сводятся к следующему:

Анализируя годовые вариации критических частот (или электронной концентрации) F2- слоя ионосферы в зависимости от характера изменения по сезонам (зима, весна, лето, осень) за период –1958-1967 годы, установлено, что все рассмотренные случаи можно разбить на два типа:

К I типу относится случай годовых вариаций критических частот F2-слоя ионосферы ($\text{GВf}_0\text{F}_2\text{СИ}$) которые обнаруживают “нормальный сезонный ход”- один максимум летом.

К II типу относится случай годовых вариаций критических частот F2-слоя ионосферы которые обнаруживают “сезонную аномалию“ - один минимум летом (6,7 месяца) и два максимума в равноденственных периодах (3,4 и 9,10 месяца).

Основные физические характеристики $\text{GВf}_0\text{F}_2\text{СИ}$ I типа :

აქტიური არეები - ბნელი ლაქები, ნათელი - ჩირაღდნები, ჩირაღდნების ველები და აალებები (როდესაც ვოლფის რიცხვები $R_w > 60$).

2. მოცემულია შემოთავაზებული კლასიფიკაციის ტიპების ფიზიკური ინტერპრეტაციის ავტორისეული გააზრება.

PHYSICAL GROUNDS OF THE FORMATION OF “SEASONAL ANOMALY” OF ELECTRONIC CONCENTRATION OF F₂ LAYER OF THE IONOSPHERE

Chkhetia A.M.

Abstract

1. Analysing the curves of the annual variations of the critical frequencies or electronic concentration) of F₂ layer of the ionosphere depending on the character of the seasonal changes (winter, spring, summer, autumn) during 1958 - 1967 years, it was ascertained that all possible cases can be divided into two types:

The first type includes those cases of annual variations of the critical frequencies of F₂ layer of the ionosphere, which reveal “normal seasonal variation” - one maximum in summer. Annual variations of the first type are observed near the minimum of solar activity, when average annual Wolf numbers $R_w < 60$;

The second type includes those cases of the annual variations of the critical frequencies of F₂ layer of the ionosphere, which reveal “seasonal anomaly” - one minimum in summer (6,7 months) and two maxima in equinoctical periods (3,4 and 9,10 months). The annual variations of the second type are observed when active areas, such as sunspots, faculae, faculae fields and flares (when Wolf numbers $R_w > 60$) appear on the sun.

2. Physical interpretation of the suggested classification is given.

ПОСВЯЩАЕТСЯ ПАМЯТИ КОЛЛЕГ



Александр Давидович Цхакая
(1902 – 1970)

Исполнилось 110 лет со дня рождения одного из основоположников сейсмологической науки в Грузии Александра Давидовича Цхакая.

А.Д. Цхакая родился в селе Коки Зугдидского района Грузии. Учился в Кутайской классической гимназии, затем на физико-математическом факультете Тбилисского государственного университета. Закончив университет в 1927 году начинает работать в Грузинской геофизической обсерватории в отделе сейсмологии. Вскоре его вместе с группой молодых ученых направляют в аспирантуру Сейсмологического института АН СССР (Ленинград). Подготовка специалистов протекала под руководством члена-корреспондента АН СССР, директора Института П.М. Никифорова, впоследствии академиков М.А. Садовского и др. Одновременно А.Д. Цхакая принимает активное участие в организации Геофизического института в Тбилиси, в системе Закавказского филиала АН СССР. В 1932-33 гг. он возглавляет Транскавказскую сейсмологическую экспедицию для выявления очагов землетрясений, которая была организована Тифлисской сейсмической станцией совместно с Сейсмологическим институтом под общим руководством проф. П.М. Никифорова. В 1933 году А.Д. Цхакая назначается ученым секретарем вновь организованного Геофизического института. С 1936 по 1951 год работает в отделе сейсмологии на должности старшего научного сотрудника, в 1941 г. защищает диссертацию на степень кандидата физико-математических наук, ему присваиваются звания старшего научного сотрудника по специальности «Сейсмология» и доцента по специальности «Физика», с 1951 г. до последних лет жизни возглавляет лабораторию, а затем отдел региональной сейсмологии.

Вся своя научная деятельность А.Д. Цхакая в Институте геофизики была направлена на развитие сейсмологических исследований в Грузии и на Кавказе в целом. Он был основоположником развернутой сети инструментальных наблюдений в Грузии. Его научному и организаторскому таланту во многом обязан современный уровень сейсмологических исследований в Грузии. Велика заслуга Александра Давидовича в том, что Тбилисская

сейсмическая станция фактически стала центром сейсмологических исследований на Кавказе (вместе с проф. Е.И. Бюс), в том, что каталог Кавказских землетрясений по праву считается одним из лучших и наиболее полных региональных каталогов, что регулярно обрабатывались и издавались региональные сейсмологические бюллетени сейсмической сети Кавказа, что каждое сильное землетрясение на Кавказе подвергалось изучению с участием специалистов, работавших в области антисейсмического строительства, изучалась сейсмичность и проводилось сейсморайонирование Кавказа для установления норм антисейсмического строительства.

Необходимо отметить, что Александр Давидович упорно боролся и добился, чтобы расчет на строительство уникальной высотной плотины Ингури ГЭС (самой высокой арочной плотины в мире) велся не на 8 (так планировалось), а на 9 баллов.

Вот, что читаем об Александре Давидовиче в воспоминаниях профессора Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН ССР Н. В. Кондорской: «.....Продолжая славные традиции, заложенные Б.В. Голицыным, А.Д. Цхакая огромное внимание уделял организации инструментальных сейсмических наблюдений в Грузии, на Кавказе и в масштабе всей страны в целом. Он является одним из основных организаторов Единой Системы Сейсмических Наблюдений СССР (ЕССН), созданной в 1965 году....Трудно переоценить огромный вклад А.Д. Цхакая в подготовке Устава ЕССН, учитывающего интересы нашей многонациональной сейсмологической семьи.... Являясь многие годы руководителем зонального Кавказского Центра ЕССН, Александр Давидович осуществлял координацию работ всех сейсмологических учреждений и сейсмологических станций Кавказа..... А.Д.Цхакая принадлежал к типу благородных, аристократичных людей. В нем жил редкий у нас дар убеждения логикой своего мышления. А.Д. Цхакая может быть для нас примером нерасторжимых связей всех национальностей, тесного сотрудничества с учеными и честными людьми всего мира».

А.Д. Цхакая скончался 21 декабря 1970 года.



Вахушти Константинович Чичинадзе
(1932 – 2013)

13 марта 2013 года скончался видный представитель грузинской геофизической школы, академический доктор физико-математических наук Вахушти Константинович Чичинадзе.

В.К. Чичинадзе родился 28 мая 1932 г., в 1949 г. закончил на золотую медаль первую мужскую среднюю школу, в 1955 году физический факультет Тбилисского государственного университета. С 1955 года до конца жизни он сотрудник Института геофизики АН Грузии. В разные годы занимал должности: научного сотрудника отдела сейсмометрии, ученого секретаря Института, заведующего отделом научно-технической информации и патентного дела, затем заведующего отделом сейсмометрии, заместителя директора Института по научной части, руководителя сектора прикладной геофизики, главного научного сотрудника Института.

В начале своей научной деятельности в отделе сейсмометрии В.К. Чичинадзе принимал активное участие в разработке тематического плана отдела, которая была приурочена к основным проблемам геофизических исследований - изучению строения и развития земной коры, усовершенствованию и применению существующих сейсмических методов исследований в сложных геологических условиях Кавказа, детальному изучению строения мощного седиментного комплекса на территории Грузии с целью выявления месторождений полезных ископаемых, а также решению многих других важных прикладных задач, имеющих народнохозяйственное значение. В 1958-1959 гг. по решению правительства республики участвовал в опытно-методических сейсморазведочных исследованиях на территории Кахети по разведке нефти. Этот факт вызвал интерес среди геологов-нефтяников и было принято решение о дальнейшем расширении сейсморазведочных работ. Далее принимал участие в сейсмических работах на Чиатурском марганцевом месторождении по детальному изучению тонкослойных сред. Необходимо отметить, что и кандидатская диссертация В.К. Чичинадзе посвящена изучению глубинного строения сложнопостроенных сред, перспективных для поисков промышленных залежей нефти и газа на территории Грузии; выяснению возможности разведки тонких слоев марганцевых руд, залегающих на небольших глубинах в различных сейсмогеологических условиях (на примере Чиатурского марганцевого месторождения). В.К. Чичинадзе также принимал участие в совместных с Институтом океанологии АН СССР работах по проведению глубинного зондирования в восточной части Черного моря. В результате был изучен характер волнового поля, возбужденного при взрывах и построены годографы и разрез земной коры до поверхности Мохоровичича. В эти же годы В.К. Чичинадзе участвовал в исследованиях, которые осуществляли изучение глубинного строения земной коры методом глубинного сейсмического зондирования, затем участвовал в детальном изучении геологического строения оснований Сионского и Казбекского водохранилищ, в определении

упругих свойств горных пород, слагающих основания Ладжанурской и Ингурской плотин. Полученные результаты использованы при проектировании и строительстве плотин. Таким образом, можно заключить, что сферой научных интересов В.К. Чичинадзе являются: сейсмология, сейсмометрия, глубинное строение земли, прикладная геофизика, инженерная геофизика, экология.

В.К. Чичинадзе автор около 60 научных работ, в том числе трех монографий и одного учебника для высших учебных заведений. Он вел курс лекций по сейсмометрии в Тбилиском государственном университете и Государственном политехническом институте. В.К. Чичинадзе был награжден Почетной Грамотой Президиума Верховного Совета Грузинской ССР (1985 г.), за цикл работ по разведочной геофизике удостоен премии им. академика М.А. Алексидзе (1994 г.)

В.К. Чичинадзе скончался 13 марта 2013 г.

Память о Вахушти Константиновиче, замечательном образованном человеке и ученом, заботливом и искреннем друге, справедливой и безупречной личности сохранится на долгие годы.

СОДЕРЖАНИЕ

Т.Л. Челидзе, Л.К. Дарахвелидзе ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ им. М.З. НОДИА. К 80 –ой годовщине со дня основания	3
Ломинадзе Дж.Г., Картвелишвили К.З., Глonti Н. Я., Беришвили Г.Г., Мебагишвили Н.Н., Николайшвили М.М. О возможности основания базисной модели магнитотерапевтического курорта в низкогорной Гурии .	23
Г. Джашаи, А. Тархнишвили, Д. Одилавадзе, Н. Глonti, Дж. Кириа, И. Папашвили, З. Амилахвари, Л. Дарахвелидзе Геофизическое изучение осадков пляжной полосы берега Черного моря в Грузии для выработки берегозащитных мероприятий.	30
Тамар Джимшеладзе, Георгий Меликадзе, Геннадий Кобзев Построение и анализ напряженного состояния среды во время подготовки Рачинского землетрясения 2009 года.	36
Н. Лурсманашвили Реальность Боржоми-Казбегского разлома (На примере Боржомского ущелья)	46
Т. Ш. Гегечкори, А.Л. Шкурин, Н. Н. Жукова, Ш. А. Самсонадзе, Е. В. Мепаридзе Каналовые поверхностные волны в вертикальном волноводе	54
Гонгадзе С.А., Миндели П.Ш., Кириа Д.К. ПРОФИЛЬНАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ ТОМОГРАФИЯ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН НА ПРИМЕРАХ КМПВ И ГСЗ ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ	64
Гогуа Р.А. Геофизическая обсерватория Душети (Тбилиси): прошлое и современность.	73
Сакварелидзе Е.А., <u>Шарадзе З.С.</u> , Мирианашвили К.Ю., Глonti Л.Е. ИЗМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ ПОГОДЫ В БИОСФЕРЕ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА ЗДОРОВЬЕ ЧЕЛОВЕКА.	79
З.А. Кереселидзе Низкочастотные магнитоградиентные электромагнитные волны (МГВ) в переходном слое магнитосферы Земли (волны Толстого- Хантадзе)	91
Кордзадзе А. А., Деметрашвили Д. И., Сурмава А. А., Кухалашвили В. Г. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЗА 2010-2013 ГГ.	117
Кордзадзе А.А., Сурмава А. А., Деметрашвили Д. И., Кухалашвили В. У ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ АТМОСФЕРЫ В ОКРЕСТНОСТЯХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ.	131
Пасынков А.А. РЕЗУЛЬТАТЫ ПОДВОДНОГО ВИДЕОКАРТИРОВАНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ.	140
Амиранашвили А.Г., Дзодзуашвили У.В., Чихладзе В.А. ПРОТИВОГРАДОВЫЕ РАКЕТЫ ТИПА ЗЕМЛЯ-ВОЗДУХ.	151
Амиранашвили А.Г. ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ НА ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГРАДОВЫХ ПРОЦЕССОВ	160
Блиадзе Т.Г. СВЯЗЬ СКОРОСТИ РОСТА РАЗМЕРОВ И МАССЫ ГРАДИН С ТЕМПЕРАТУРОЙ И ВОДНОСТЬЮ МОДЕЛИРУЕМОЙ ОБЛАЧНОЙ СРЕДЫ	178
Блиадзе Т.Г. ИССЛЕДОВАНИЕ ИНТЕГРАЛЬНОГО КОЭФФИЦИЕНТА ЗАХВАТА ОБЛАЧНЫХ ЧАСТИЦ ГРАДИНАМИ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ УСЛОВИЯХ ИХ РОСТА.	186
Дж.Ф. Харчилава, В.А.Чихладзе ИЗМЕНЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА В СЕЛЕ РУИСПИРИ В ГРОВОЗОВЫЕ И	

ГРАДОВЫЕ ДНИ	196
Н. Чиabriшвили	
О ПРОГНОЗЕ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА НА ЗЕМЛЕ В ТЕЧЕНИЕ XXI ВЕКА.	202
Чхетиа А.М.	
ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ФОРМИРОВАНИЯ “СЕЗОННОЙ АНОМАЛИИ “ ЭЛЕКТРОННОЙ	
КОНЦЕНТРАЦИИ F ₂ СЛОЯ ИОНОСФЕРЫ	214
ПОСВЯЩАЕТСЯ ПАМЯТИ КОЛЛЕГ	220

ტირაჟი 100 ც.

მასალები მომზადებულია მიხეილ ნოდის გეოფიზიკის ინსტიტუტის საგამომცემლო კომპიუტერულ ცენტრში

სამეცნიერო საგამომცემლო ჯგუფის ხელმძღვანელი – ლ. დარახველიძე
ტექნიკური რედაქტორი – მ. დარსანია
კომპიუტერული უზრუნველყოფა – თ. ქირია

Тираж 100 э.

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