

Подсекция «Геофизика»

Учёт отклонений опорной частоты GNSS-приёмников в ионосферных исследованиях

Васильев А.Е.

Аспирант

*Государственное учреждение "Институт прикладной геофизики имени академика
Е.К.Фёдорова", Москва, Россия*

E-mail: alex_vass@mail.ru

В настоящее время широко распространены глобальные навигационные спутниковые системы (Global Navigation Satellite Systems, «GNSS» – GPS, ГЛОНАСС и другие развивающиеся системы). Эти системы используются во многих приложениях, включая ионосферные исследования [1]. Для ионосферных исследований традиционно используются фазовые или групповые задержки навигационных радиосигналов и иногда – измерения доплеровских сдвигов частот спутников.

Однако при подготовке входных данных для ионосферных расчётов следует помнить и о некоторых особенностях работы приёмной аппаратуры. Поскольку в серийных геодезических приёмниках используются кварцевые генераторы частот и отсчётов времени, их собственная точность невелика. Эта особенность влияет на измерения фазовых и групповых задержек радиосигналов спутников, а также на измерения доплеровского смещения несущих частот спутников, поскольку генератор для всех указанных измерений в геодезическом приёмнике обычно общий. Поэтому, если не использовать вычисляемую поправку к генератору (часам) приёмника [2], то алгоритмы предварительной обработки данных следует применять к значениям вычисляемого наклонного электронного содержания ионосферы, а не к первичным данным. Кроме того, при использовании доплеровских измерений в ионосферных расчётах, следует применять к ним такую поправку. Приёмники некоторых производителей применяют поправку к указанным измерениям с помощью своего внутреннего алгоритма.

В экспериментальной части работы показаны примеры хода часов приёмников Javad, включая их неравномерный ход и влияние, оказываемое на дальномерные измерения на примерах сигналов спутников GPS и ГЛОНАСС, а также на измерения доплеровских сдвигов частот на примере геостационарных спутников SBAS.

Литература.

1. Куницын В.Е., Терещенко Е.Д., Томография ионосферы, Москва, Наука, 1991
2. JAVAD GNSS, Inc., GREIS (General Reference External Interface Specification): <http://javad.com/jgnss/support/manuals.html>

Формирование наведенной анизотропии при термонамагниченности горных пород.

Мбеле Ж. Р.

Аспирант

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

физический факультет, Москва, Россия

E-mail: jr.mbele@physics.msu.ru

Известно, что процесс намагничивания ферромагнитных минералов горных пород и стабильность остаточной намагниченности в значительной степени определяются величиной и характером магнитной анизотропии ферромагнетика.[1]

Существуют магнитокристаллическая анизотропия, которая отражает симметрию кристалла, а также наведенная магнитная анизотропия, которая может быть вызвана индуцирующими факторами, например, деформацией или термообработкой. [2]

При охлаждении изверженных горных пород и образовании естественной намагниченности термоостаточной природы в ферромагнитных зернах возможно формирование наведенной магнитной анизотропии, так как они длительное время находятся в геомагнитном поле при повышенных температурах. [2,3]

Работа посвящена изучению формирования наведенной анизотропии при термонамагничивании горных пород. Исследование образования наведенной анизотропии проводилось путем сравнения кривых нормального намагничивания ($I_r(H)$) по различным направлениям.

Исследование проводилось на базальтах Красного моря N61-1 и N65-2, которые согласно гистерезисным характеристикам ($I_r/I_s=0.05-0.19$, $H_{cr}/H_c=2.08-2.41$) имеют в основном однодоменные и псевдооднодоменные магнитные зерна.

На рис.1 представлена кривая нормального намагничивания по оси OZ - $I_{rz}(H)$ образца базальта N61-1 (кривая1) из абсолютного нулевого состояния (АНС) и из состояния TRM созданного по направлению оси OX (кривая 2). Видно, что кривые нормального намагничивания практически совпадают. Разница между этими кривыми, вероятно, связана с методической погрешностью измерений, обусловленной неточностью ориентации образца. При увеличении значения образованной TRM_x от 136А/м до 395А/м кривые $I_{rz}(H)$ (кривые 2 и 3, рис.1) также мало отличаются. Из результатов этих экспериментов следует, что при формировании TRM, наведенная анизотропия в базальтах не образуется. Тот же результат был получен на образце базальта 65-2.

Подсекция «Геофизика»

Результаты аналогичных экспериментов, проведенных на образцах траппов, содержащих многодоменные ферромагнитные зерна ($I_s/I_s=0.13-0.16$, $H_{cr}/H_c=2.02-2.13$), представлены на рис. 2.

В образце 313-1а зависимости $I_{rx}(H)$ (кривая 3) и $I_{rz}(H)$ (кривая 1) снятые из АНС состояния явно отличаются, что свидетельствует о наличии какой-то анизотропии в исходном состоянии, когда $TRM=0$. После образования $TRM_x=80A/m$ в поле $H=2,1$ мТ, $I_{rz}(H)$ (кривая 2) идет ниже, чем кривая нормального намагничивания из АНС состояния (кривая 1).

$I_{rx}(H)$ (кривая 4) из состояния с нормальной остаточной намагниченностью $I_{rx}=80A/m$ идет еще ниже чем $I_{rz}(H)$ из АНС-состояния (кривая 1) и $I_{rz}(H)$ (кривая 2) из TRM_x -состояния.

Аналогичная закономерность наблюдалась на образце траппа УК-1: $I_{ry}(H)$ из состояния $TRM_x=276A/m$ (кривая 1, рис.3), как и для образца траппа 313-1а, идет ниже чем $I_{ry}(H)$ из АНС (кривая 2), а $I_{ry}(H)$ (кривая 3) идет ниже, чем из состояния TRM_x (кривая 1).

Таким образом, образование термоостаточной намагниченности приводит к затруднению процесса нормального намагничивания в направлении перпендикулярном TRM по сравнению с АНС. Эффект усиливается после образования I_{rx} при изотермическом создании намагниченности. Так же установлено, что величина TRM , а также скорость последующего нормального намагничивания практически не зависит от времени охлаждения образца в пределах от 15' до 120'.

Результаты экспериментов, проведенных на траппах с многодоменной структурой ферромагнитных зерен, вероятно, можно интерпретировать так, что при образовании TRM в ферромагнитных минералах горных пород формируется небольшой величины наведенная одноосная магнитная анизотропия.

Литература

1. В.И. Трухин. Введение в магнетизм горных пород. М.: издательство МГУ, 1973г.
2. С. Тикадзуми. Физика ферромагнетизма. Издательство «мир» 1987г.
3. Г.П. Кудрявцева, В.К. Гаранин, В.А. Жилиева, В.И. Трухин. Магнетизм и минералогия природных ферромагнетиков. Издательство Московского университета 1982г.

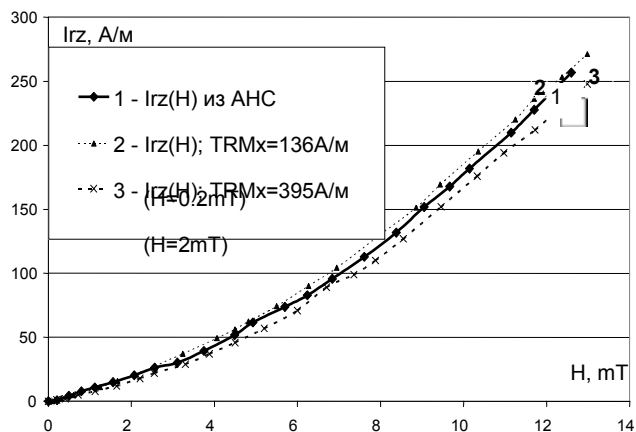


Рис 1. График нормального намагничивания из АНС и TRMx состояния (базальт 61-1)

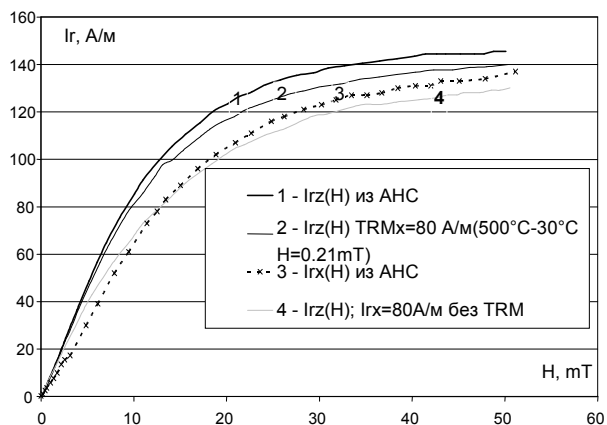


Рис 2. График нормального намагничивания из АНС и TRMx состояния (трапп 313-а)

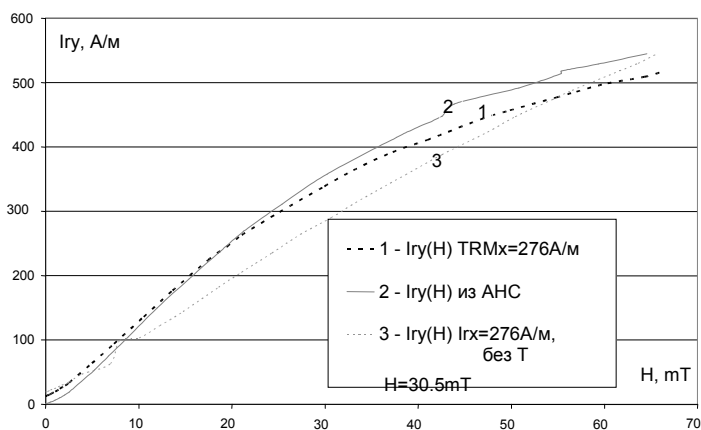


Рис 3. График нормального намагничивания из АНС, Ix и TRMx состояния (трапп УК-1)

Изучение влияния температурного воздействия на явление самообращения горных пород

Минина Ю.А.

*Младший научный сотрудник
Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова,
физический факультет, Москва, Россия
E-mail: julia.minina@gmail.com*

Геомагнитное поле (ГМП) играет огромную роль в жизни нашей планеты. ГМП защищает Землю от мощного потока солнечной радиации, поэтому от него зависят экология и эволюция Земли.

В середине 20 века в результате палеомагнитных исследований были обнаружены горные породы, намагниченные против направления современного ГМП. Это привело ученых к выводу, что существовали периоды, когда ГМП меняло свой знак, то есть происходили его инверсии. Позже японским ученым Нагата при лабораторном исследовании была получена естественная намагниченность, направленная против приложенного поля. Это явление получило название – явление самообращения намагниченности. Таким образом, на данный момент существуют две версии возникновения обратной намагниченности горных пород – возможность инверсий или явления самообращения.

В природе при образовании изверженных пород, они приобретают термонамагниченность в магнитном поле Земли. В течение длительного времени происходит охлаждение этой породы и изменение её химического состава. Как при этом меняется первоначально полученная намагниченность, неизвестно. [1, 2]

Данная работа посвящена исследованию влияния процесса окисления на самообращенную намагниченность.

В 2010 г. проводились эксперименты по исследованию влияния окисления титаномагнетита океанских базальтов на явление самообращения термоостаточной намагниченности (TRM) [3] Обнаружено, что с ростом времени отжига величина обращенной остаточной намагниченности, измеренной при комнатной температуре, уменьшается (рис 1). При этом при температуре отжига наблюдался рост остаточной намагниченности (рис 2). Это свидетельствует о том, что уменьшение по абсолютной величине самообращенной термоостаточной намагниченности связано не с разрушением намагниченности под действием термических флуктуаций, а с изменением спонтанной намагниченности (I_s) подрешеток обусловленным химическими изменениями в ферримагнитных зернах, приводящими к уменьшению эффекта самообращения. Точка компенсации после отжига при температуре $280 \pm 5^\circ\text{C}$ в течении 810 часов оказалось в районе комнатной температуры. Этот процесс, очевидно, может наблюдаться и в естественных условиях. При этом характерное

Подсекция «Геофизика»

время протекания такого процесса конечно будет расти с уменьшением температуры в соответствии с уравнением Аррениуса $\tau = \tau_{\infty} * \exp^{E_a / kT}$. Был проведен расчет времени, за которое подобный процесс окисления может произойти в природе. Данное время оказалось примерно равным миллиону лет при $E_a = 0,78$ эВ [4]. По геологическим меркам данное время является небольшим, следовательно, процесс окисления в природе вполне имеет место и может произойти за такое время. Таким образом, показано, что первичная самообращенная термоостаточная намагниченность базальтов в течение последующей геологической истории может поменять знак. Направление естественной остаточной намагниченности таких базальтов с самообращенной первичной TRM будет уже совпадать с направлением древнего геомагнитного поля. Породы изливаются и медленно остывают, находясь, долгое время под влиянием повышенной температуры. Следовательно, первичная намагниченность изначально возможно была направлена против поля, но в результате окисления ферромагнитных минералов могла поменять знак. При этом явление самообращения при лабораторном моделировании термонамагниченности может уже не наблюдаться.

Литература

1. Паркинсон У. Введение в геомагнетизм. М. «Мир» 1986, 527 с.
2. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Изд.Л.ЛГУ., 1978, 592 с
3. Трухин В.И., Максимочкин В.И., Минина Ю.А. Однофазное окисление титаномагнетита и самообращение термоостаточной намагниченности Ломоносовские чтения, Сб. тезисов докладов, 2010. с. 172-175
4. Гапеев А.К., Грибов К. Однофазное окисление титаномагнетитов системы магнетит-ульвошпинель. II. Кинетика однофазного окисления титаномагнетитов. Сб. Исследования в области палеомагнетизма и магнетизма горных пород. М.: Наука. 1989.с 88-99.

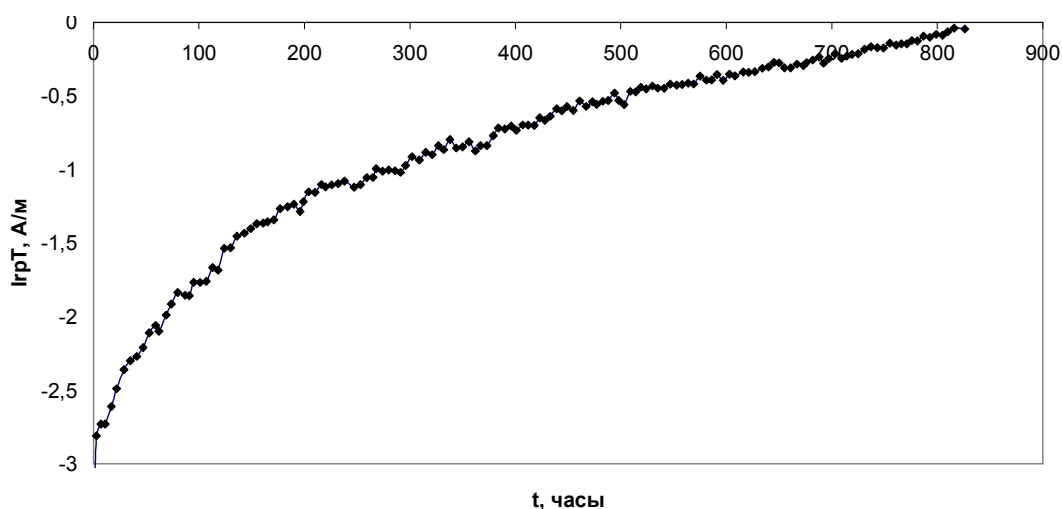


Рис. 1. Зависимость намагниченности PTRM ($T=[320-300]$, $H=0,1$ мТл) от времени выдержки при $T=280C-290C$ в отсутствие поля

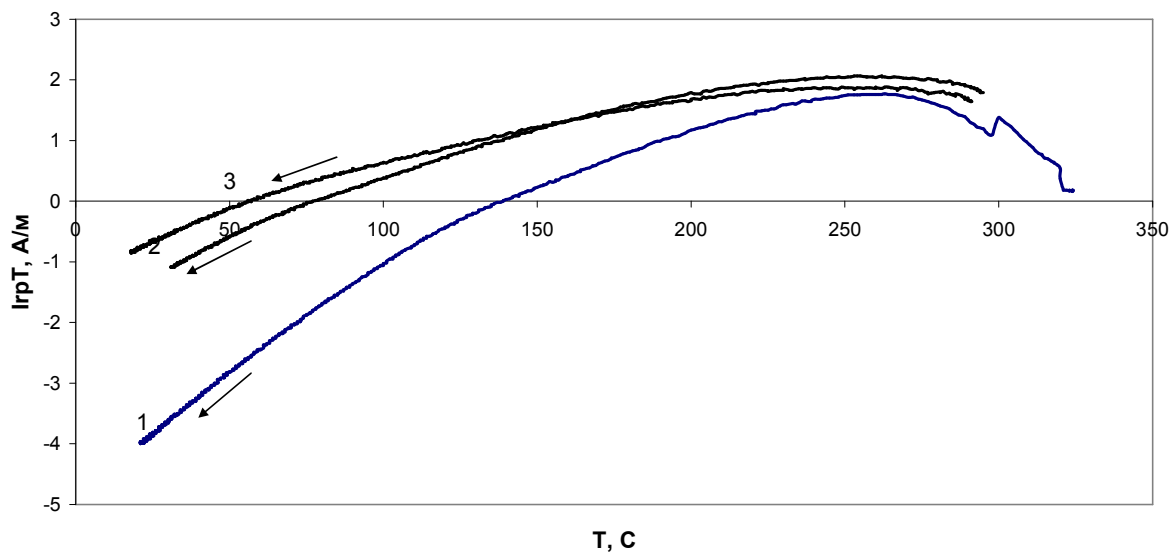


Рис 2. Изменение остаточной намагниченности PTRM в зависимости от времени выдержки

1-образование PTRM([320-300]C, H=0,1 мТл) Выдержка - 0 часов

2-изменение остаточной намагниченности PRTM после выдержки 180 часов при T=280C-290C в отсутствие поля

3—то же самое, после выдержки 430 часов при T=280C-290C в отсутствие поля

Оптимизация параметров горизонтального сейсмического барьера**Нафасов Айбек Эркинович***Аспирант**Московский Государственный Строительный Университет**Кафедра сопротивления материалов, Москва, Россия**E-mail: Aybek21@mail.ru*

Действие горизонтального сейсмического барьера заключается в уменьшении магнитуды сейсмических волн и их разрушающей энергии в защищаемой зоне. Концепция горизонтальных сейсмических барьеров основана на теореме П. Чадвика [5], которая утверждает, что волны Рэлея не могут распространяться, если поверхность полупространства заземлена. Нагружая поверхность Земли горизонтальным барьером, мы можем создать условия, близкие к условиям теоремы Чадвика.

Эффективность и экономичность барьера напрямую зависят от оптимального подбора его параметров. Горизонтальный барьер размером 25x1x1 метров был смоделирован и проверен на взаимодействие с сейсмическими волнами с помощью метода конечных элементов в программе Abaqus 6.9. В смоделированной с помощью этой программы прямоугольной пластине 400x200x1 метров на грани шириной 1 метр в центре была приложена периодическая нагрузка, от воздействия которой возникли гармонические волны, подобные сейсмическим. В модельной задаче на расстоянии 50 метров от приложенной периодической нагрузки установили горизонтальный барьер. Задача решалась с помощью явной разностной схемы второго порядка точности.

В соответствии с Пи-теоремой [3, 4, 6], утверждающей, что физический закон не зависит от единиц измерения, поле перемещений \mathbf{u} в точке \mathbf{x}_0 , находящейся за барьером, может быть описано следующими безразмерными величинами:

$$\mathbf{u} \left(\frac{\mathbf{x}_0}{\lambda_1}; v_1, v_2; \frac{E_1}{E_2}, \frac{\rho_1}{\rho_2}, \frac{L}{\lambda_1}, \frac{H}{\lambda_1}, \frac{D}{\lambda_1} \frac{\omega \lambda_1}{\sqrt{E_1 / \rho_1}} \right),$$

где индекс 1 относится к материалу барьера, а индекс 2 относится к материалу внешней среды полупространства.

Были проведены исследования, в которых варьировались эти безразмерные параметры. Влияние изменения коэффициента Пуассона ν , модуля упругости E и плотности ρ барьера на уменьшение магнитуды волн в защищаемой зоне описаны в предыдущих публикациях [1, 2]. Эти расчеты показали, что увеличение плотности барьера в наибольшей степени (по сравнению с другими параметрами) повышает его эффективность.

Дальнейшее исследование заключалось в варьирование длины L , глубины заложения D и толщины H барьера.

1) L_1 - от 5 до 25 приняв $\nu_{1,2} = 0.25, E_1 = 0.1, E_2 = 1, \rho_1 = 10, \rho_2 = 1$.

2) D_1 - от 0 до 3 приняв $\nu_{1,2} = 0.25, E_2 = 1, E_1 = 0.1, \rho_2 = 1, \rho_1 = 10$.

3) H_1 - от 1 до 3 приняв $\nu_{1,2} = 0.25, E_1 = 0.1, E_2 = 1, \rho_2 = 1, \rho_1 = 10$.

Также были проведены исследования с реальными значениями параметров барьера и среды при варьируемой круговой частоте волны. Материалом среды принят песчаный грунт с физико-механическими характеристиками: $E_1 = 40$ МПа; $\nu_1 = 0.35$; $\rho_1 = 1800$ кг/м³; а в качестве материала барьера принят однородный композит с физико-механическими характеристиками :

Подсекция «Геофизика»

$E_2=20$ МПа; $\nu_2=0.35$; $\rho_2 = 4000$ кг/м³. Круговая частота волны принималась 8.35 Гц, 16.7 Гц, 33.4 Гц. Барьер принят с размерами $L=10$ м и $D=2$ м.

Результаты расчета были представлены в виде соответствующих графиков, на основе которых можно сделать следующие утверждения.

1) При увеличении длины или толщины барьера магнитуда волн, прошедших барьер, значительно уменьшается, но при этом зависимость магнитуды от этих параметров барьера нелинейная. По мере увеличения длины или толщины до определенного значения (в рассматриваемом случае длина – 25 метров, толщина – 1 метр), эффект от дальнейшего увеличения этих параметров будет весьма незначительным. Стоит также отметить, что длина волны в данном случае равна примерно 25 метрам, отсюда можно сделать вывод, что длины барьера и волны должны быть равны.

2) При увеличении глубины барьера от 0 до 3 метров, магнитуда волн не уменьшается, и из графиков следует, что наиболее эффективное расположение барьера для отражения сейсмических волн – непосредственно на поверхности грунта.

3) Эффективность барьера при принятых реальных значениях параметров подтвердилась. Увеличение круговой частоты волны приводит к уменьшению длины волны. На полученных графиках видно, что при частотах 16.7 Гц и 33.4 Гц с длинами волн 10 и 5 метров магнитуда сейсмических волн снижается более чем в 3.5 раза, тогда как при частоте 8.35 Гц с длиной волны 20 метров - в 1.8 раз. Несмотря на то, что снижение магнитуды при частоте 8.35 Гц не большое, соответствующее ему снижение энергии более выражено и составляет $1.8^2 = 3.24$.

Проделанный анализ показывает, что барьер с длиной 20 метров будет эффективен при частоте 8.35 Гц, а барьер длиной 10 метров - при частоте 16.7 Гц. По такому же принципу при частоте 33.4 Гц длину барьера можно уменьшить до 5 метров, а при 4.17 Гц – необходимо увеличить до 40 метров.

На следующем этапе планируется провести расчеты для плоской и пространственной моделей и композитного горизонтального барьера, состоящего из разных материалов и имеющего различные геометрические параметры.

Литература

1. Кузнецов С.В., Нафасов А.Э. Горизонтальные Сейсмические барьеры для территориальной защиты от сейсмических волн // научно-технический журнал Вестник МГСУ 4/2010 т.1.
2. Нафасов А.Э. Исследование эффективности применения горизонтальных сейсмических барьеров // научные труды XXXVI международной научной молодежной конференции Гагаринские чтения, 2010.
3. Buckingham, E. 1914. On physically similar systems; illustrations of the use of dimensional equations. Phys. Rev. 4, 345-376.
4. Buckingham, E. 1915. The principle of similitude. Nature 96, 396-397.
5. Chadwick, P. & Jarvis, D.A. 1979. Surface waves in a prestressed elastic body, Proc. Roy. Soc. London. Ser. A. 366. 517 – 536.
6. Curtis, W.D., Logan, J.D., Parker, W.A. 1982. Dimensional analysis and the pi theorem. Lin. Alg. Appl. 47, 117-126.

Исследование влияния усвоения данных измерений на прогнозы региональной модели динамики атмосферы

Смирнова Мария Михайловна.

Аспирант

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Физический факультет,
Москва, Россия*

E-mail: marja1702@gmail.com

Начальные данные часто являются источником ошибок прогнозов с использованием региональных моделей динамики атмосферы. Одним из способов «исправить» начальные данные является трехмерный вариационный анализ. В рамках модели WRF такой механизм реализован с помощью системы WRFDA (3D-Var). В рамках данной работы была осуществлена проверка возможностей данной системы.

В качестве исходных начальных полей использовались данные реанализа NCEP, имеющего пространственное разрешение 0.5°. В качестве данных наблюдений использовались данные синоптических измерений на метеорологических станциях и аэрологических измерений. Для анализа использовались две области прогноза. Первая охватывает Московский регион, имеет пространственное разрешение 2 км. Вторая покрывает Мурманскую область и имеет разрешение 5 км.

Были рассчитаны две серии прогнозов на 48 часов каждый через сутки. Первая серия прогнозов – от исходных начальных полей на основе реанализа, вторая – от полей измененных с помощью системы 3DVAR. По результатам были рассчитаны средние разности между стационарными данными и прогнозами на 24 часа, а также абсолютная и среднеквадратическая ошибки для скорости ветра, температуры, абсолютной влажности и давления. Помимо этого были проанализированы возникающие отличия между самими прогнозами.

На основании этих данных можно сказать, что разность в прогнозах заметна при больших расхождениях начальных данных и измерений на станциях. При таких условиях использование системы 3DVAR в некоторой степени улучшает прогноз и не ухудшает в остальных. Соответственно наличие подобных случаев оправдывает использование данной системы.

Особенности развития сейсмической роевой активности

Потанина М.Г.

*Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова,
физический факультет, Москва, Россия
E-mail: potanina@physics.msu.ru*

Лабораторное и численное моделирование дает возможность прояснить как особенности развития сейсмической роевой активности и природу ее возникновения, так и характер физических механизмов, которые управляют динамикой сейсмичности.

В качестве натуральных роев исследовались рои, произошедшие в Коринфском заливе в 2001 г и 2003-2004 гг., по данным каталога CRL [2]. Выявлены характерные особенности развития роевой активности. На стадии активизации происходит уменьшение наклона графика повторяемости и увеличение фрактальной размерности множества гипоцентров. На стадии релаксации изменения параметров сейсмического режима противоположное – наклон графика повторяемости увеличивается, фрактальная размерность уменьшается.

Лабораторное моделирование заключалось в проведении эксперимента в 2010 году в ИФЗ РАН по одноосному нагружению образца из бетона, при квази-всестороннем сжатии, с внесением жидкости в малый резервуар на поверхности образца. Внесение воды возбуждает акустическую активность, сходную с сейсмическими роями, что подтверждает гипотезу флюидного возбуждения невулканических роев. Вариации параметров сейсмического режима оказываются сходными как при инициации роев ступенчатой механической нагрузкой, так и при инициации уменьшением прочности среды. Это указывает на то, что развитие роевой активности определяется внутренними процессами разрушения (лавинообразного возбуждения и релаксации), а различные внешние воздействия лишь инициируют начало разрушения [1]. Математическое моделирование динамики метастабильного "резервуара" разрушения подтверждает действенность этого вывода.

Полученные результаты открывают перспективу рассмотрения различных режимов сейсмичности как реализации в различных условиях одних и тех же физических процессов формирования и развития разрушения, что, в свою очередь, ставит вопрос об отыскании факторов и параметров, ответственных за реализацию в каждом конкретном случае соответствующего режима (в частности, возникновения роев или очагов сильных землетрясений).

Благодарности

Автор выражает благодарность научному руководителю доценту Смирнову Владимиру Борисовичу.

Литература

Подсекция «Геофизика»

1. Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Бернар П., Патонин А.В. Закономерности переходных режимов сейсмического процесса по данным лабораторного и натурного моделирования // Физика Земли. 2010. № 10. С. 26–36.
2. S. Bourouis and F. H. Cornet Microseismic activity and fluid fault interactions: some results from the Corinth Rift Laboratory (CRL), Greece, Geophys. J. Int. (2009) 178, 561–580

Мюонная диагностика атмосферы Земли с помощью мюонного годоскопа

***Ампилогов Н.В.^{1,3}, Дмитриева А.Н.², Михайленко А.С.^{1,3},
Терегулов А.И.³, Толкачева Н.В.³***

¹Аспирант, ²ассистент, ³инженер

*Национальный исследовательский ядерный университет «МИФИ», Научно-образовательный
центр НЕБОД, Москва, Россия*

E-mail: NVAmpilov@mephi.ru

Мюонная диагностика является одним из новых и перспективных направлений мониторинга активных процессов в атмосфере Земли. Метод мюонной диагностики основан на регистрации и анализе в режиме реального времени пространственно-временных вариаций проникающей компоненты вторичных космических лучей – мюонов, приходящих со всех направлений небесной полусферы. Их поток генерируется в верхних слоях атмосферы в результате взаимодействия первичных космических лучей с ядрами атомов воздуха и является чувствительным к её термодинамическим параметрам. Одновременная регистрация потока мюонов с различных направлений (годоскопический режим) позволяет изучать состояние атмосферы, в частности, выявлять возмущенные области, определять направления и скорости их перемещения, оценивать время появления в заданной точке. Особенностью нового подхода является получение такой информации одновременно над большой территорией (тысячи кв. км), что существенно расширяет возможности своевременного обнаружения различных аномальных атмосферных явлений.

Для реализации метода мюонной диагностики необходимы широкоапертурные координатно-трековые детекторы большой площади – мюонные годоскопы, способные в режиме реального времени регистрировать и определять параметры трека каждого мюона, пересекающего установку. Первыми такими детекторами являются годоскопы, созданные в НИЯУ МИФИ – ТЕМП (1995 г.) [3] площадью 9 м² и угловым разрешением ~ 2° и УРАГАН (2005 г.) [2] общей площадью ~ 45 м² и угловым разрешением ~ 1°. Годоскопический режим обеспечивает непрерывную регистрацию полного потока мюонов из верхней полусферы. Экспериментальная информация представляет собой последовательность матриц углового распределения мюонов, зарегистрированных годоскопом в течение 1 минуты экспозиции. С помощью годоскопов ТЕМП и УРАГАН были продемонстрированы возможности мюонной диагностики по раннему обнаружению и изучению активных процессов в атмосфере Земли [1, 4].

В данной работе приводятся результаты исследования изменений локальной анизотропии потока мюонов во время нестационарных атмосферных процессов (гроз).

Подсекция «Геофизика»

Работа выполнена в Научно-образовательном центре НЕВОД при поддержке Министерства образования и науки, ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» и гранта ведущей научной школы НШ-5712.2010.2.

Литература

1. Барбашина Н.С., Борог В.В., Дмитриева А.Н. и др. Мюонная диагностика атмосферы и магнитосферы Земли. // Изв. РАН. Сер. физ. 2007. Т. 71. № 7. С. 1069–1071.
2. Барбашина Н.С., Кокоулин Р.П., Компаниец К.Г. и др. Широкоапертурный мюонный годоскоп большой площади УРАГАН. // ПТЭ. 2008. № 2. С. 26–32.
3. Борог В.В., Буринский А.Ю., Дронов В.В. Мюонный годоскоп для исследования солнечно-земных связей в области энергий больше 10 ГэВ. // Изв. РАН. Сер. физ. 1995. Т. 59. № 4. С. 191–194.
4. Борог В.В., Гвоздев А.В., Дронов В.В. Изучение волновых процессов, возбуждаемых в атмосфере Земли конвективно-грозовыми явлениями, с помощью мюонного годоскопа. // Изв. РАН. Сер. физ. 1999. Т. 35. № 1. С. 24–33.

Определение типов горных пород по петрофизическим данным

Леляев П.А.

Аспирант

Объединенный институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия

E-mail: norby76@yandex.ru

Построение петрологических моделей земной коры и верхней мантии является чрезвычайно важной и очень сложной задачей. Она связана с прогнозом, основанным, как правило, на вероятностных знаниях о вещественном составе и состоянии глубоких недр Земли. Вещественный состав различных горизонтов кристаллической коры прогнозируется, исходя из данных о физических свойствах различных петрографических комплексов горных пород, недоступных для непосредственного изучения [2]. Геофизическими методами удаётся получить лишь физические свойства горных пород, залегающих на различных (до 30 км) глубинах, в частности, скорости распространения упругих волн в слое (V_p) и их плотность (s). Задача работы заключалась в прогнозировании соотношения разновидностей пород в отдельных слоях, находящихся на различных глубинах. Была использована также база петрофизических данных для пород, наиболее часто встречающихся в исследуемом регионе (в качестве примера был использован Воронежский кристаллический массив). Эта база была получена путём бурения скважин (до 1000 м) и лабораторного исследования взятых оттуда кернов пород. В различных геологических регионах условия формирования слоёв были различными, поэтому их свойства также отличаются друг от друга [1]. Таким образом, при исследовании необходимо использовать базу петрофизических данных, составленных по образцам, взятым именно из исследуемого региона. Вывод о том, что на глубине от 1 до 30 км залегают те же типы пород, что и на поверхности кристаллического массива, был сделан на основании исследований, проведённых в разных геологических структурах Земли и состоящий в бурении глубоких скважин и лабораторном исследовании образцов [3]. Однако такие работы очень трудоёмки и имеют высокую стоимость, поэтому использовать их для решения задачи определения типов пород на разных глубинных уровнях неэффективно.

Поскольку породы, даже отобранные из глубинных скважин, могут претерпевать изменения как физических свойств, так и химического состава, из исходной базы данных было необходимо удалить те образцы, которые наименее точно характеризуют неизменённую породу. Это было сделано стандартными статистическими методами – поскольку распределение каждого из параметров для каждого типа породы близко к нормальному, в рассмотрение брались только величины, попадающие в интервал среднее значение $\pm 3\sigma$. Затем, поскольку известны значения физических свойств различных слоёв массива, задача свелась к определению функции принадлежности образца, обладающего определённым

Подсекция «Геофизика»

набором характеристик, к одному из исследуемых типов пород. Стандартные статистические методы здесь оказались практически неприменимы: основной их недостаток в том, что они используют концепцию усреднения по всей выборке, приводящей к операциям над фиктивными величинами. Кластерный анализ также не дал значимых результатов, отделив только группы пород, различающиеся по одной или обоим рассматриваемым характеристикам, но в эти группы попали все типы пород. Алгоритмы Data Mining, реализованные в уже существующем программном обеспечении – глубокий анализ данных, получивший в настоящее время широкое распространение, также не смогли сформировать нужную функцию. При разбиении на обучающее и тестовое множества алгоритмы линейной регрессии, нейронных сетей, самообучающейся карты Кохонена и построения дерева решений не давали на тестовом множестве уровня достоверности результата выше 50%. Таким образом, возникла необходимость в выборе функции, а также в написании и реализации алгоритма вручную. Искомая функция должна была удовлетворять требованиям: в точках, соответствующих имеющимся образцам, она должна была равняться единице; в достаточно далёких от множества точках она должна равняться нулю; скорость её убывания должна отрицательно коррелировать с дисперсией соответствующего множества. Таким требованиям

удовлетворяет функция $f(x, y, i) = e^{\frac{-\mu(x, y, i)}{\sigma_i^2}}$, где $\mu(x, y, i)$ - расстояние от данной точки до ближайшей точки i -го множества (в евклидовой метрике и двумерном пространстве параметров), σ_i - дисперсия i -го множества. Тип породы в каждой точке (x, y) определялся по выражению $\{i : i \rightarrow \max f(x, y, i)\}$. Такой подход дал результаты (рис. 1), хорошо согласующиеся с данными, полученными другими методами и с имеющейся геологической информацией о регионе.

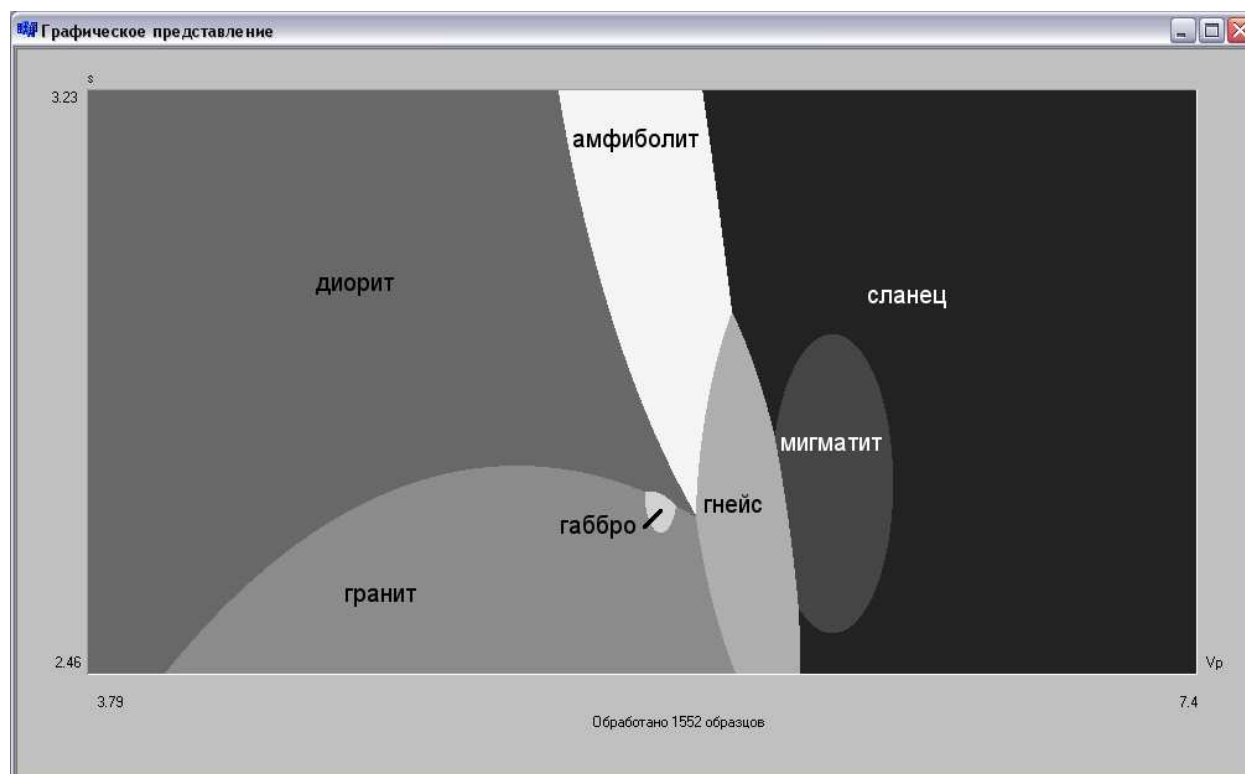


Рис. 1 Результат работы программы, реализующей алгоритм классификации

Литература

1. Афанасьев Н.С. К вопросу петрофизической классификации кристаллических горных пород (на примере ВКМ). Вестник ВГУ. – 2001. – №12.
2. Афанасьев Н.С., Кривцов И.И. Петрофизика, эволюция и металлогения земной коры и верхов мантии Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Вестник ВГУ. – 2002. – №1.
3. Глубинное строение территории СССР. Под ред. В.В. Белоусова, Н.И. Павленковой, Г.И. Квятковской. М.: НАУКА, 1991

Исследование вариаций тепловых нейтронов вблизи поверхности Земли

Громушкин Д.М.¹, Щеголев О.Б.²

¹ аспирант, ² студент

Национальный исследовательский ядерный университет «МИФИ»

Научно-образовательный центр НЕВОД, Москва, Россия

E-mail: DMGromushkin@mephi.ru

В Национальном исследовательском ядерном университете «МИФИ», на базе Научно-образовательного центра НЕВОД совместно с Институтом ядерных исследований РАН создана установка для регистрации тепловых нейтронов вблизи поверхности земли. Основной задачей этой установки является регистрация тепловых нейтронов с целью изучения влияния на их поток: давления, температуры и влажности, а также других геофизических факторов (лунных приливных волн, выхода радона из грунта и естественной радиоактивности).

Идея использования детекторов тепловых нейтронов для изучения вариаций их потока возникла в ходе создания установки для регистрации широких атмосферных ливней [1]. В процессе долгосрочного тестирования детекторов были получены предварительные данные о суточной волне и так называемой приливной волне M2, с максимумами, соответствующими моментам верхней и нижней кульминации луны, полученные простейшим, но наглядным методом – методом наложения эпох. Также была оценена примесь нейтронов, образуемых в результате распада радона [2].

Для регистрации тепловых нейтронов в данной работе используется неорганический сцинтиллятор, представляющий собой гранулированный сплав кристаллов на основе порошка ZnS(Ag) с примесью LiF, обогащенного изотопом лития-6 (светосостав СЛ6-5) [3, 4]. Заметим, что ZnS(Ag) является наиболее эффективным сцинтиллятором для регистрации тяжелых частиц с рекордным α/e – соотношением. В результате захвата одного нейтрона высвечивается 160000 фотонов, что позволяет создавать детекторы большой площади ($\sim m^2$). Такие счетчики имеют ряд преимуществ перед обычно используемыми газовыми приборами: достаточно большую эффективность и существенно лучшее быстродействие. Кроме того, они имеют очень низкую чувствительность к одиночным заряженным частицам и в этом их несомненное преимущество перед сцинтилляторами типа литиевого стекла или пластика с добавками бора (лития). По этому параметру они не уступают газовым и могут с успехом использоваться для регистрации слабых потоков тепловых нейтронов в счетном режиме.

Конструкция нейтронного счетчика представляет собой пирамиду, в основании которой расположен сцинтиллятор. Внутренняя поверхность пирамиды (диффузор) покрыта

Подсекция «Геофизика»

специальной белой краской с высоким коэффициентом диффузного отражения (95%). Эффективная площадь сцинтиллятора такого детектора составляет $\sim 0.75 \text{ м}^2$ (рис.1).

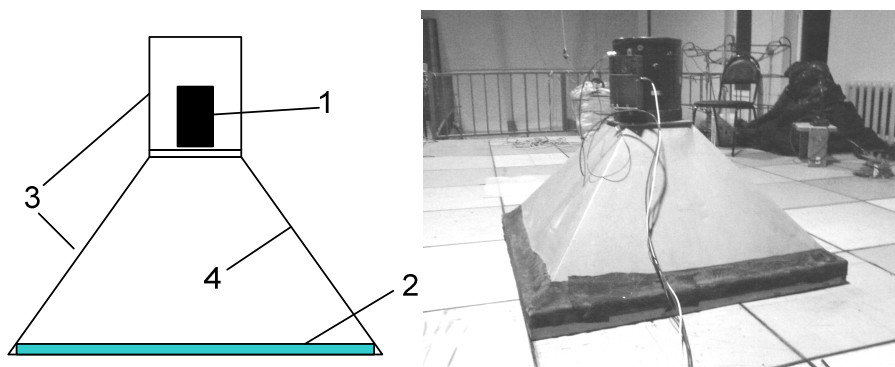


Рис 1. Схематическое изображение и фотография собранного детектора, где 1 - ФЭУ-200; 2 - сцинтиллятор $\text{ZnS(Ag)+}^6\text{Li}$; 3 - светозащитный корпус; 4 - светоотражающее покрытие.

Установка состоит из четырех детекторов расположенных на различных высотах от -4 до 10.5 м относительно уровня грунта: 1 – в подвале здания, 2 - на уровне второго этажа (в галерее не закрытой бетонными перекрытиями), 3 и 4 - на втором и третьем этажах здания. Для контроля фоновых условий эксперимента каждые 5 минут собирается мониторинговая информация о темпе счета нейтронов, температуре окружающей среды, абсолютной влажности и давлении. Каждые 24 часа сохраняются амплитудные спектры. Пример полученного спектра показан на рис. 2 (слева), из которого видно, что тепловые нейтроны хорошо отделяются от заряженных частиц и шумов ФЭУ.

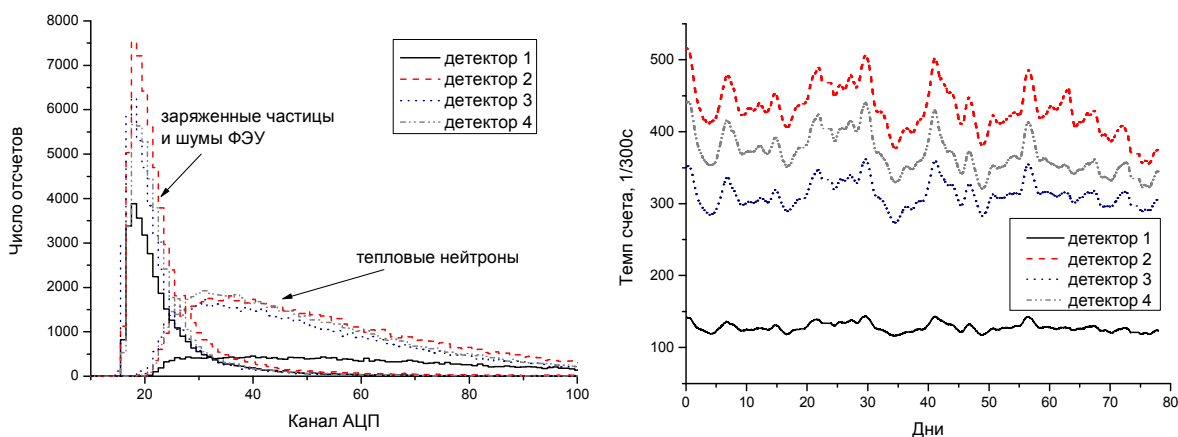


Рис. 2. Слева амплитудный спектр зарегистрированных нейтронов и заряженных частиц. Справа распределение темпа счета тепловых нейтронов от четырех детекторов в течение длительного периода времени (суточные точки, полученные из 5-минутных точек методом скользящего среднего).

Установка работает в непрерывном режиме уже более 5 месяцев. На рис. 2 (справа) показано изменение темпа счета тепловых нейтронов в течение 80 дней. Из рисунка видно, что ход темпа счета хорошо согласуется между разными детекторами, а также то, что детектор

Подсекция «Геофизика»

расположенный в галерее считает почти в 4 раза больше тепловых нейтронов, чем детектор расположенный в подвале на уровне -4 м

В докладе представлены полученные амплитудные спектры и результаты долговременных измерений содержания тепловых нейтронов вблизи поверхности Земли. Приводится расчет барометрических коэффициентов для каждого из детекторов и оценка доли содержания радоновых нейтронов. Показаны результаты обработки данных о вариациях тепловых нейтронов с использованием метода вейвлет-анализа. Продемонстрирована возможность использования таких детекторов для контроля за радиационной обстановкой.

Работа выполнена в Научно-образовательном центре НЕВОД при поддержке Министерства образования и науки, ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» и гранта ведущей научной школы НШ-5712.2010.2, а также грантов РФФИ 09-02-12380_офи_м, 09-02-92426_КЭ_а и 08-02-01208.

Литература:

1. Алексеенко В.В., Гаврилюк Ю.М., Громушкин Д.М., и др.. Связь вариаций потока тепловых нейтронов из земной коры с лунными периодами и сейсмической активностью. Физика Земли, № 8, Август 2009, с. 91-100.
2. Громушкин Д.М., Петрухин А.А., Стенькин Ю.В. и др. Регистрация потока тепловых нейтронов вблизи поверхности Земли. //Изв. РАН. Серия физич., т. 73, № 3, 2009, с. 425-427.
3. Стенькин Ю.В., Джаппуев Д.Д., Вальдес-Галисия Х.Ф. // ЯФ. 2007. Т. 70. №6. С. 1123.
4. Стенькин Ю.В. и др. // Изв. РАН. Сер. физ. 2007. Т. 71. № 4. С. 558.

Спектральный анализ вертикальной составляющей напряженности электрического поля пограничного слоя атмосферы

Закиров Александр Александрович

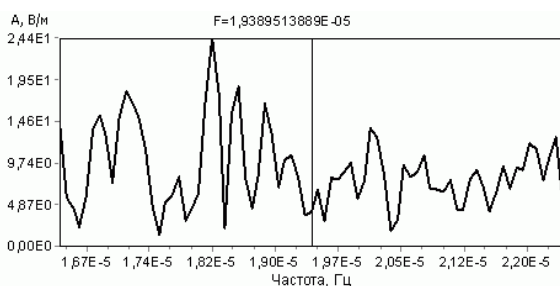
Аспирант

*Владимирский государственный университет,
факультет прикладной математики и физики, Владимир, Россия
E-mail: grunsk@vpti.vladimir.ru*

Атмосферные приливы возникают вследствие изменения атмосферного давления. Исследовалось два типа приливов: солнечные приливы, обусловленные как неоднородным нагревом солнечным излучением, так и гравитационным взаимодействием с Землей; лунные приливы, обусловленные гравитационным взаимодействием Луны с земной атмосферой. По результатам мониторинга электрического поля приземного слоя атмосферы по разнесенным в пространстве станциям созданы каталоги спектров электрического поля вблизи частот (периодов) солнечных и лунных приливов. С помощью оптимального приемника [1] выделены и оценены амплитуды гармонических компонент вариаций электрического поля пограничного слоя атмосферы на частотах, соответствующих солнечным и лунным приливам

По результатам спектрального анализа наблюдается хорошее совпадение модельных оценок амплитуд электрического поля на частотах солнечных приливов по разнесенным в пространстве станциям (S1,S2,S3,S4,K1,P1) с экспериментальными: теоретическая оценка по разработанной модели составляет $E_z \cong (10 - 15)$ В/м, экспериментальная оценка в пределах $E_z \cong (5 - 20)$ В/м, отношение сигнал/шум составило (2-5). Высокая разрешающая способность по частоте, достигнутая благодаря размерам временных рядов экспериментальных данных, позволила осуществить оценку амплитуды и отношения сигнал/шум на частотах лунных приливов. Спектральный анализ вертикальной составляющей напряженности электрического поля приземного слоя атмосферы на частотах лунных приливов (2N2, M2,M1,O1,L2) по разнесенным в пространстве станциям дал оценку амплитуды на частотах приливов в пределах $E_z \cong (0,5 - 6)$ В/м, отношение сигнал/шум составило (0,4 - 2,7). На рис. 1, 2 приведены примеры спектров лунных и солнечных приливов.

Прилив 2N2, Станция г. Обнинск 2009 г.



Прилив M2, Станция полигон ВлГУ 2004-2009 гг.

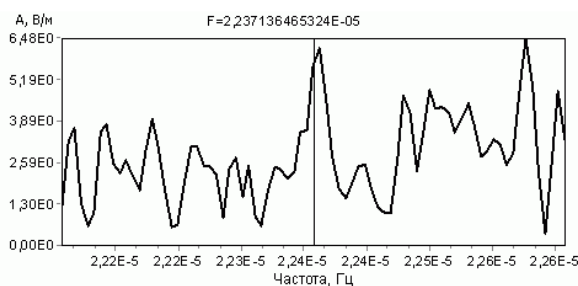


Рис. 1.

Прилив P1, Станция ГГО, Душети 1967-1980 гг.

Прилив S1, Станция Байкал, п.Монды 2007-2008 гг

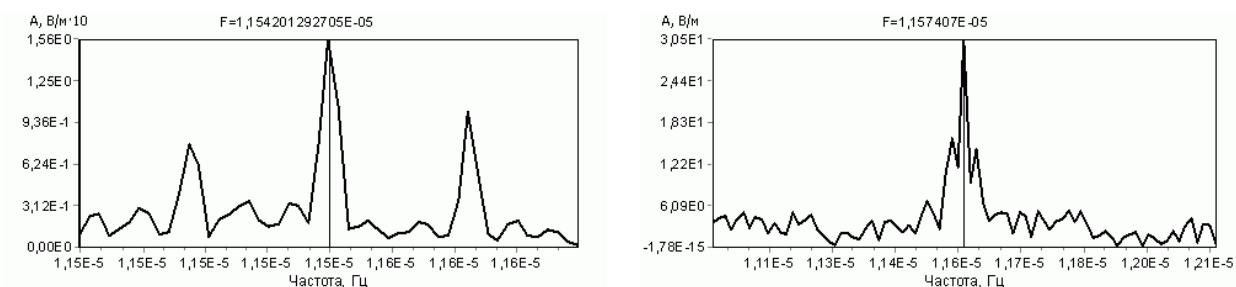


Рис. 2.

Из результатов спектральной оценки амплитуды электрического поля на частотах лунных приливов можно также сделать вывод о необходимости длительных непрерывных наблюдений электрического поля приземного слоя атмосферы для получения более достоверной оценки степени воздействия лунных приливов.

Литература

1. Грунская Л.В. Лунные приливы в электрическом поле пограничного слоя атмосферы / Л.В.Грунская, В.Н Морозов, В.А. Ефимов, А.А. Закиров // Известия вузов. Физика 2010, т.53, №1, с.22-27.

Восстановление характеристик дна мелкого моря методами акустической томографии

Прудникова А.В.

Студент (магистр)

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова,
физический факультет, Москва, Россия

E-mail: alisa_prudnikova@mail.ru

Первоначально методы акустической томографии использовались для определения характеристик глубокого океана, в котором распространение звука определяется, прежде всего, профилем гидрологии. Однако те же методы оказались применимы и для восстановления характеристик мелкого моря, для которого становится

важным учитывать глубину волновода. [1, 2]

Данная работа посвящена разработке общей схемы томографического восстановления параметров дна мелкого моря. Исследуется цилиндрическая акватория диаметром 200 км, по периметру которой находятся вертикальные антенны с приемно-передающими акустическими устройствами. В акватории задается возмущение параметров дна мелкого моря. В самом общем случае это возмущение включает в себя рельеф и "пятна" на дне, в которых значение скорости звука или затухание отличны от фоновых.

Восстановление параметров выполняется в приближении горизонтальные лучи - вертикальные моды в адиабатическом случае. Для этого сначала из решения прямой задачи рассеяния находят матрицу A возмущений в полосчатом базисе - наборе полос, расположенных под разными углами, содержащих единичное возмущение (для H , полос хребтов высотой 5м). Решение прямой задачи сводится к нахождению времен распространения различных мод в волноводе с заданным рельефом и параметрами дна. Фазовые скорости мод определяются при решении

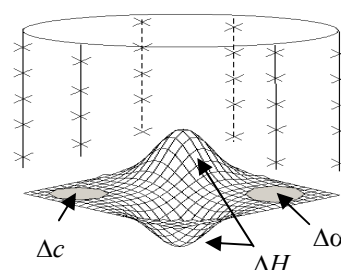
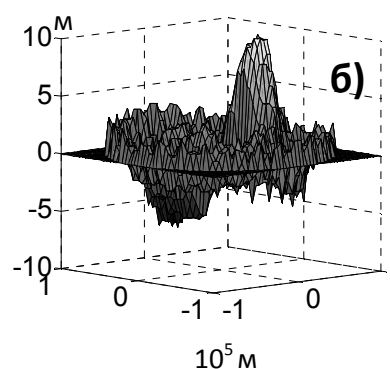
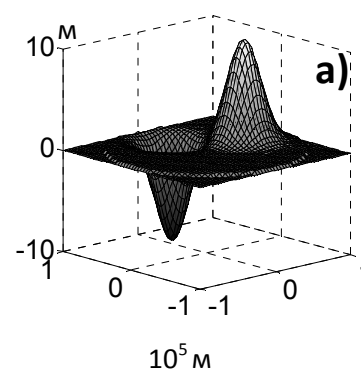


Рис.1 Исследуемая акватория



системы [3]:

$$\begin{cases} \frac{d^2 \psi_l(r; z)}{dz^2} + [k^2(r; z) - \xi_l^2(r)] \psi_l(r; z) = 0, \\ \psi_l(r; z)|_{z=0} = 0, \\ \left[\psi_l(r; z) + g(r, \xi_l) \frac{d\psi_l(r; z)}{dz} \right]_{z=H} = 0. \end{cases}$$

где ψ - моды сравнения, r - координата вдоль волновода, z - координата по глубине волновода, H - глубина в рассматриваемом сечении по r .

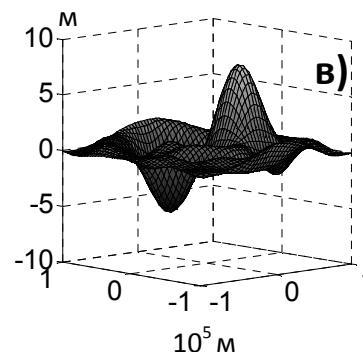


Рис.2 Восстановление рельефа жесткого дна

В качестве экспериментальных данных для решения обратной задачи рассчитывается столбец ΔP величин возмущения полей отдельных мод при распространении волны в исследуемой акватории. Восстанавливаемое возмущение находится из линейного матричного уравнения $AX = \Delta P$, где X – столбец коэффициентов разложения искомого возмущения по базисным полосам.

На рис. 2 показан пример восстановления рельефа жесткого дна. Высота поднятия и глубина впадины составляют 10 м. На рис. 2а) приведен заданный для восстановления рельеф, 2б) показывает результаты восстановления до сглаживания, 2в) - после.

На основе дисперсионных характеристик была показана возможность совместного восстановления рельефа и скорости звука в дне. Для этого необходимо учитывать возмущение полей не только для разных мод, но и для разных частот. Был определен диапазон характеристик, в котором применимо адиабатическое приближение, а также возможно решение линейного уравнения, то есть зависимость возмущения поля от возмущения соответствующего параметра дна близка к линейной.

Литература

1. В.А. Буров, Т.В. Грачева, С.Н. Сергеев, А.С. Шуруп. Двумерная модель томографического восстановления океанических неоднородностей при волновом и лучевом описании акустического поля. // Акуст. Журн., 2008, том 54, № 2, с. 291-306.
2. A. Tolstoy. Volumetric (tomographic) three-dimensional geoacoustic inversion in shallow water. // J. Acoust. Soc. Am. 124 (5), November 2008
3. Б.Г. Кацнельсон, В.Г. Петников. Акустика мелкого моря. М.: Наука, 1997, 191 с.

Использование расчетов на графических процессорах при томографии ионосферы.**Базыленко Лев Валерьевич***стажер**Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова,**Физический факультет, Москва, Россия**E-mail: levshamsu@mail.ru*

В настоящее время существующие навигационные спутниковые системы GPS/ГЛОНАСС и достаточно широкая сеть приемников их сигналов на Земле позволяют достаточно оперативно решать задачу о пространственной и временной зависимости поля электронной концентрации в ионосфере. Также ввиду вещания спутников данных навигационных систем на двух рабочих частотах и возможности измерения наземными станциями задержки импульсов и изменения фаз несущих частот радиосигналов, определяется поле вертикального полного электронного содержания (ТЕС) в областях, через которые проходят данные радиосигналы, и проводится радиотомография неоднородностей ионосферы.

В общем случае при получении наземными приемниками радиосигналов со спутников, плоскости орбит которых не совпадают, появляется информация о двумерных сечениях среды в плоскостях, наклоненных под разными углами к горизонту. На основе этих данных ввиду достаточного их объема появляется возможность восстановить трехмерную структуру исследуемой области. Однако в данной задаче присутствует существенная неполнота данных: лучи спутник–приемник проходят не через все точки пространства, а в областях с малым числом приемников образуются области отсутствия данных, что вызывает неединственность решения [1].

Данная задача достаточно успешно решается как прямыми, так и итерационными методами: ART, DART, MART, SIRT и другими [2, 3] в режиме реального времени, однако на точность решения очень сильно влияет выбор начального приближения. При этом итерационные методы с размерами входной матрицы $m * n$ требуют производительности $O(n^2)$ Флопс. Показано, что процессорной мощности в 25 ГФлопс для томографии ионосферы с использованием итерационных алгоритмов в реальном времени достаточно. При этом данная производительность процессора достигается в операциях с одинарной точностью.

Одним из наиболее успешных методов, обеспечивающих наилучшее начальное приближение, является метод сингулярного разложения (СВД). При размерах входной матрицы $m * n$ данный алгоритм требует $O(n^3)$ Флопс для его реализации — при СВД-процедуре Якоби $4m * n^2 - \frac{4n^3}{3}$ Флопс, при вращениях Хаусхолдера — $2m * n^2 - \frac{2n^2}{3}$ Флопс

Подсекция «Геофизика»

[4, 5]. Реальные размеры матриц с данными, полученными по лучам спутник-приемники, составляют $10^7 * 10^6$, что требует производительности системы в 10^{15} Флопс для томографии ионосферы в реальном времени. Однако из-за отсутствия данных, упомянутой выше, производительность системы может составлять на 2 порядка меньше. При расчетах на CPU данную задачу необходимо решать в квазиреальном времени.

Для качественного решения задачи о построении 3D-зависимости поля электронной концентрации в ионосфере по набору 2D-срезов из-за наличия шумов необходимо использовать в вычислениях операции с двойной точностью. Показано, что система с тремя графическими процессорами от Radeon HD 6900 для решения данной задачи обеспечивает производительность в 1300 ГФлопс при использовании параллельного вычисления (в однопотоковом режиме максимальная производительность достигает 550 ГФлопс). Таким образом, такую систему можно рассматривать как инструмент для томографии ионосферы в масштабах реального времени.

Литература

1. В.Е.Куницын, Е.С.Андреева, М.А.Кожарин, И.А.Нестеров. Радиотомография ионосферы с применением высокоорбитальных навигационных систем. Вестник Московского университета. Серия 3. Физика.Астрономия. 2005. №1.
2. Kunitsyn V.E., Tereshchenko E.D. Ionospheric Tomography. Springer-Verlag. 2003.
3. Куницын В.Е., Терещенко Е.Д., Андреева Е.С. Радиотомография ионосферы. М.: Наука, 2006.
4. G. W. Howell, J. W. Demmel, C. T. Fulton, S. Hammarling, and K. Marmol, Cache efficient bidiagonalization using BLAS 2.5 operators, Technical Report, Hewlett Packard Corporation, 2003.
5. Z.Drmac, K.Veselic. New fact and accurate Jacobi SVD algorithm: I. Department of Mathematics, University of Zagreb, Croatia, 2005.

Зависимость высоты нижней границы облачности от температуры и влажности воздуха**Бокова Эльмира Рафиковна***студентка**Астраханский государственный университет,**факультет физики и электроники, Астрахань, Россия**E-mail: e-bokova@mail.ru*

В работе на основе изоэнтропной модели атмосферы получено уравнение, для расчета высоты нижней кромки облаков по значениям влажности и температуры воздуха у земли. Изучение облачности относится к числу важнейших метеорологических задач [1-2], а мониторинг ее высоты особенно актуален для оценки метеоусловий в окрестности аэропортов.

Условие гидростатического равновесия позволяет установить зависимость температуры и плотности воздуха от высоты z над землей в адиабатной атмосфере. Так как диффузионные процессы являются медленными, можно предположить, что отношение масс влаги и сухого воздуха в единице объема остаются одинаковыми по всей высоте атмосферы. В этом случае зависимость абсолютной влажности воздуха от высоты будет подчиняться такому же закону, что и плотность адиабатической атмосферы:

$$\rho_g(z) = \rho_g(0) \left(1 - \frac{z}{H}\right)^{1/(\gamma-1)}, \quad (1)$$

где $\rho_g(0)$ – абсолютная влажность воздуха у земли; γ – показатель адиабаты для атмосферного газа; H – адиабатическая высота атмосферы ($0 < z < H$), равная

$$H = \left(\frac{\gamma}{\gamma-1}\right) \frac{RT_0}{g\mu}. \quad (2)$$

Здесь g – ускорение свободного падения; μ – молярная масса воздуха, R – газовая постоянная. Плотность насыщенного водяного пара зависит от температуры воздуха. Приближенно эта зависимость выражается [3] как

$$\rho_m = \frac{\mu_g \kappa}{RT} \exp\left(-\frac{\mu_g r}{RT}\right), \quad (3)$$

где κ – постоянная, имеющая размерность давления; μ_g – молярная масса воды; r – удельная теплота парообразования. Зависимость температуры от высоты в адиабатной модели

Подсекция «Геофизика»

атмосферы имеет вид $T(z) = T_0(1 - z/H)$, где T_0 – абсолютная температура воздуха у поверхности земли.

Подставив зависимость температуры воздуха от высоты в формулу (3), получим зависимость плотности насыщающих паров от высоты. Отсюда получаем зависимость от высоты относительной влажности воздуха:

$$\frac{\rho_g(z)}{\rho_m(z)} = \varphi_0 \left(1 - \frac{z}{H}\right)^{\gamma/(\gamma-1)} \exp\left(\frac{Az}{H-z}\right), \quad (4)$$

где $\varphi_0 = \rho_g(0)/\rho_m(0)$ – относительная влажность у земли, $A = \mu_g r / (RT_0)$ – безразмерный параметр, зависящий от температуры воздуха у земли.

Начиная с высоты z , выполняется необходимое условие ($\varphi = 1$) конденсации водяных паров, содержащихся в атмосфере. Именно она определяет нижнюю границу облаков и может быть найдена из уравнения

$$\frac{Az}{H-z} + \frac{\gamma}{\gamma-1} \ln\left(1 - \frac{z}{H}\right) + \ln \varphi_0 = 0, \quad (5)$$

где φ_0 – относительная влажность у земли; $A = \mu_g r / (RT_0)$ – безразмерный параметр, зависящий от температуры воздуха у земли, где r – удельная теплота парообразования воды, а μ_g – молярная масса воды. При температуре $T_0 = 288$ К у поверхности земли получаем значение $A = 29.1$.

Если относительная влажность воздуха у поверхности земли не очень мала ($A \gg -\ln \varphi_0$), то высота нижней границы облачности равна

$$z_b \approx \frac{-H \cdot \ln \varphi_0}{A - \ln \varphi_0 - \gamma/(\gamma-1)}. \quad (6)$$

Здесь параметры A и H зависят от температуры T_0 у поверхности земли. Поэтому соотношение (6) выражает приближенно зависимость высоты нижней границы облаков от относительной влажности φ_0 и температуры T_0 воздуха у поверхности земли.

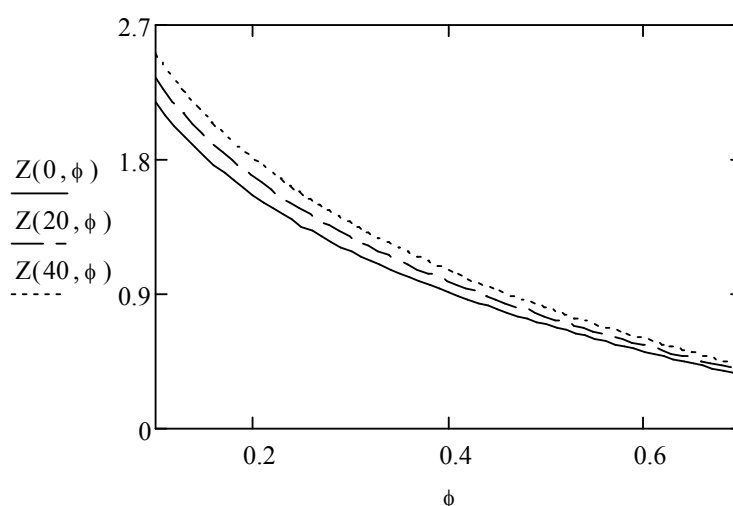


Рис. Зависимость высоты облачности от влажности у земли: сплошная линия – при $t = 0^\circ\text{C}$; штриховая – при $t = 20^\circ\text{C}$; пунктирная – при $t = 40^\circ\text{C}$.

Выше на рисунке приведена рассчитанная на основе численного решения уравнения (5) зависимость высоты нижней границы облачности от относительной влажности воздуха у земли при следующих значениях температуры: 0°C ; 20°C ; 40°C . Видно, что увеличение температуры воздуха ведет к увеличению высоты облачности, но в еще большей степени она зависит от относительной влажности.

Использованная в работе модель изоэнтропной атмосферы не является принципиальным ограничением для применения данного подхода к другим более реалистическим моделям.

В заключение автор выражает благодарность А.У. Джалмухамбетову и М.А. Фисенко, предложившим задачу.

Литература

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы.– СПб.: Гидрометеиздат, 2000.
2. Хромов С.П., Петросьянц М.А. Метеорология и климатология.– М., 1994.
3. Кубо Р. Термодинамика.– М.: Мир, 1970.

**О влиянии флуктуаций давления и энтропии на индикатрису рассеяния звуковых волн
в пограничном слое атмосферы**

Юшков Е.В., Юшков В.П.

*Аспирант, старший научный сотрудник
Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова,
физический факультет, Москва, Россия
E-mail: yushkov.msu@mail.ru, yushkov@phys.msu.ru*

В 1953 г. В.И.Татарским была получена формула, широко используемая в настоящее время и описывающая рассеяние звука в турбулентной атмосфере [1]. Экспериментальные измерения индикатрисы рассеяния звуковых волн в турбулентной атмосфере в 1959 г. М.А.Калистратовой [2], в целом подтвердили формулу Татарского. В данной работе эта формула проанализирована еще раз и показано, что если основой для разделения акустических и турбулентных флуктуаций является адиабатичность первых и несжимаемость вторых, то эти посылки приводят к появлению добавочных членов, хотя возможно и небольших в инерционном интервале турбулентности (в котором проводилась экспериментальная проверка). Появление добавочных членов связано с учетом флуктуаций давления, которые связаны с турбулентными флуктуациями скоростей формулой, аналогичной предложенной А.М.Обуховым в 1949 г.[3].

Литература

4. Татарский В.И. Распространение волн в турбулентной атмосфере. М.: Наука, 1965
5. Калистратова М.А. // ДАН, 1959, 125, N.1, С.69.
6. Обухов А.М. //ДАН, 1949, 66, N.1, С.17.

Процессы захвата крупных донных частиц вихрями в потоках прорыва плотины**Семенюк Владимир Николаевич***Аспирант**Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, физический факультет,
кафедра физики моря и вод суши.*vl.semenyuk@gmail.com

На основе экспериментального исследования придонного слоя головной части потоков, возникающих при прорыве плотины, показано, что толщина вязкого слоя превышает диаметр донной частицы d_p , растет с увеличением d_p и уменьшается при увеличении скорости потока ($d_p < 1.2$ см). Донные частицы захватываются вихрями спутниками, возникающими под основными вихрями, периодически формирующимися в вязком слое при замедлении течения в направлении движения. Если $d_p > 0.045$ см, диаметр вихря спутника меньше d_p . Вихри спутники сближаются и сливаются в один вихрь, способный вместить донную частицу, если скорость потока достигает критического значения скорости U_{dip} . Захват частицы происходит при более высокой скорости течения $U_{cr} > U_{dip}$, которая обеспечивает вращение частицы без проскальзывания.

Литература

1. О.Н. Мельникова. Вихри в волне, бегущей по сухому грунту // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 2. С. 266. *Mel'nikova O.N. Vortices in a Wave Travelling over Dry Ground. // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, 2008, Vol. 44, No. 2, pp. 250–254. © Pleiades Publishing, Ltd., 2007.*
2. О.Н. Мельникова. Захват гравия головной волной, возникающей при прорыве плотины в сухом русле. // Изв. АН. Сер. Физическая. 2008. № 12. С. 1793. *Mel'nikova O.N. Capture of Gravel by the Head of a Dam-Break Wave in a Dry Bed.// Bulletin of the Russian Academy of Sciences: Physics, 2008, Vol. 72, No. 12, pp. 1697–1700. © Allerton Press, Inc., 2008*

