

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ГОУ ВПО «СИБИРСКАЯ ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОДЕЗИЧЕСКАЯ АКАДЕМИЯ»

ГЕО-СИБИРЬ-2006

Т. 3

МОНИТОРИНГ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ, ГЕОЭКОЛОГИЯ, ДИСТАНЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ И ФОТОГРАММЕТРИЯ

Ч. 2

Сборник материалов
международного научного конгресса

Новосибирск
СГГА
2006

УДК 502:528.7
С 26

Ответственные за выпуск:
координаторы направления
«Мониторинг окружающей среды, геоэкология,
дистанционные методы зондирования Земли и фотограмметрия»
Доктор технических наук, профессор СГГА
А.П. Гук
Доктор технических наук, профессор МИИГАиК
И.Г. Журкин
Доктор физико-математических наук, член-корреспондент РАН,
директор ИВМиМГ СО РАН
Б.Г. Михайленко

С 26 ГЕО-Сибирь-2006. Т. 3. Мониторинг окружающей среды, геоэкология, дистанционные методы зондирования Земли и фотограмметрия. Ч.2 : сб. материалов междунар. научн. конгресса «ГЕО-Сибирь-2006», 24 – 28 апреля 2006 г., Новосибирск. – Новосибирск: СГГА, 2006. – 219 с.

ISBN 5-87693-198-5

В сборнике опубликованы материалы международного научного конгресса «ГЕО-Сибирь-2006» направления «Мониторинг окружающей среды, геоэкология, дистанционные методы зондирования Земли и фотограмметрия».

Печатается по решению Редакционно-издательского совета СГГА

Материалы публикуются в авторской редакции

УДК 502:528.7

ISBN 5-87693-198-5

© ГОУ ВПО «Сибирская государственная
геодезическая академия», 2006

ПРОБЛЕМЫ ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС

В работе рассматриваются теоретические, методические и экспериментальные основы создания системы мониторинга вулкана Эльбрус с применением мощных вибросейсмических источников. Предлагается концепция создания системы для изучения геометрии магматических камер, глубинных разломов в районе вулкана, динамики процессов извержения с использованием методов вибросейсмического зондирования, основанных на применении мощных контролируемых источников с усилием на грунт 40-100 тонн. Приводятся результаты расчёта сейсмического поля для очаговой зоны вулкана Эльбрус. Определенное внимание уделено разработке методики вибросейсмического мониторинга этого вулкана, которая, по нашему мнению, позволит измерить скорости подъема магмы в каналах и прогнозировать время извержения изучаемого вулкана в комплексе с другими геофизическими, геохимическими и геологическими методами. В заключение предлагается проект системы мониторинга вулкана Эльбрус с применением низкочастотного вибратора и сети сейсмологических станций Северо-Кавказского региона.

В настоящее время в мире насчитывается около 700 вулканов, считающихся активными. В среднем ежегодно извергаются 55-60 вулканов. В России к числу таких регионов относятся Камчатка и Северный Кавказ, подобные области имеются на Филиппинах, Гавайях, Италии и других регионах планеты. Катастрофические извержения вулканов являются трудно предсказуемыми, стихийными бедствиями и представляют серьезную угрозу населению, проживающему вблизи вулканов. Катастрофические извержения с разрушением постройки вулкана часто связаны с "потухшими" вулканами, например, вулканы Безымянный, Сент-Хеленс, события произошедшие в 1996 г. на Камчатке, в "древней" кальдере Академии Наук. На Европейской части России к потенциально действующим относится крупнейший вулкан Эльбрус [1,2]. Важно отметить, что площадь его ледников составляет 139 кв. км, а суммарный объем льда 6-7 куб. км [3]. При проявлении активности этого вулкана будут затоплены большие площади Краснодарского и Ставропольского краев. Известно, например, что каждый вулкан характеризуется своеобразием взаимосвязи сейсмической и вулканической активности. Например, землетрясения, предшествующие извержению вулкана Везувий начались за 16 лет, а при извержении Геклы локальные землетрясения начались всего лишь за 20 минут [4].

МЕТОДИКА ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

Предлагаемая система для активного мониторинга магматических структур с контролируемым вибросейсмическим источником позволит получить новые знания о строении вулканов и о динамике поведения магматических структур

живущих вулканов. Данный подход к мониторингу вулканов является новым и, насколько известно авторам, ранее не предлагался. Создание основ активного вибросейсмического мониторинга живущих вулканов требует проведения сложных численных расчетов, экспериментальных и методических исследований. Рассмотрим некоторые аспекты построения вибросейсмического метода и системы для мониторинга вулканов.

Отличительной особенностью предлагаемого подхода является применение контролируемых вибрационных источников, позволяющих проводить излучение сейсмических волн в различных режимах (монокроматическом, свип-сигналов и др.) с высокой степенью точности. По нашему мнению предлагаемый метод позволит использовать для обнаружения и последующего наблюдения изменений состояния сейсмоакустических параметров вулканических каналов и их окрестностей принципиальное преимущество современной вибрационной технологии сейсмического зондирования с мощными источниками. Это преимущество основано на высокой и долговременной стабильности параметров излучения вибрационных сигналов, которые обеспечиваются современными системами компьютерного управления вибраторами [5].

Обобщенная модель информационной системы для активного вибросейсмического мониторинга подробно описана в работах [6-8].

На Быстровском полигоне под Новосибирском разработаны и смонтированы несколько типов излучателей. Самый мощный стационарный центробежный вибратор ЦВ-100 обеспечивает усилия на грунт до 100 тонн в полосе частот от 5 до 8.5 Гц. Основанный на этом принципе сборно-разборный источник передвижного типа ЦВ-40 обеспечивает усилия на грунт до 40 тонн в полосе частот от 6 до 10 Гц [5]. Именно такого типа источники могут быть применены для изучения вулканических структур. Для синхронизации процессов излучения и приема вибросейсмических сигналов используются GPS-приемники.

ЧИСЛЕННЫЕ РАСЧЁТЫ

Для обоснования экспериментальных работ разработан алгоритм и на этой основе создан комплекс программ моделирования волновых полей для произвольных моделей магматических камер, произвольных расстановок вибратора, регистрирующих систем и параметров [8-10].

Для моделирования реальных очаговых зон приведён пример расчёта волновых полей для магматической камеры живущего вулкана Эльбрус. Сложная геологическая форма постройки вулкана Эльбрус и недостаточный объём информации о физико-механических свойствах магмы накладывают известные трудности в построении реальной модели исследуемого явления. На рис.1 приведены волновые поля для очаговой зоны вулкана Эльбрус для трёх положений источника (Собисевич А.Л. и др., Катастрофические процессы, Москва, 2002). Эта модель характеризуется пачкой слоёв, соответствующей осадочным породам, гранитам и базальтам. Магматическая камера взята в виде

квадратного включения. При этом очаговая зона является не поллой, а содержит среду с более низкой скоростью.

На рис.2 для сравнения приведены волновые поля для такой же модели, как и на рис.1. Но в этом случае отсутствует очаговая зона вулкана Эльбрус. Из сравнения рис.1-2. видно, что в случае наличия очаговой зоны волновая картина имеет гораздо более сложный и информативный вид.

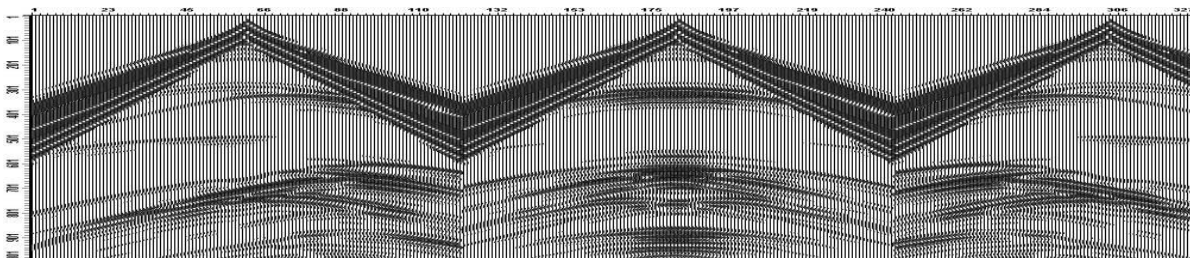


Рис. 1. Волновые поля для очаговой зоны (для расчетов взята модель Собисевича А.Л. и др.)

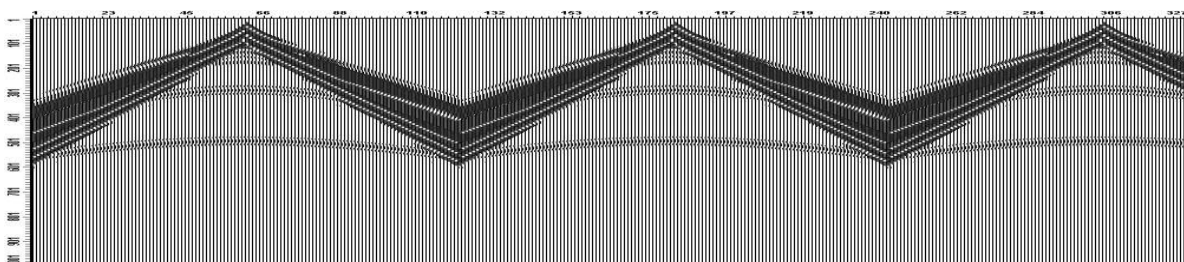


Рис. 2. Волновые поля при отсутствии очаговой зоны

ПРОЕКТ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ РАБОТ НА ВУЛКАНЕ ЭЛЬБРУС

Результаты моделирования показали, что расположение источника (в данном случае вибратора) имеет существенное влияние на формирование волнового поля. Оно максимально, если вибратор расположен над центром магматической области. При удалении вибратора от изучаемого объекта волновое поле существенно изменяется. Таким образом, целесообразно установить вибратор как можно ближе к вершине Эльбруса.

Для наблюдений в режиме мониторинга можно использовать стационарную региональную сеть сейсмических наблюдений на Северном Кавказе.

Существующая в ЦОМЭ сеть сейсмических наблюдений в регионе Северного Кавказа, позволяет без пропусков регистрировать землетрясения с $K=6-7$ только для территории Кавминводского геодинимического полигона, с $K=8$ - для Центральной части Северного Кавказа, землетрясения с $K=9$ для южной части Ставропольского края, юго-западных районов Краснодарского края, Карачаево-Черкессии, Кабардино-Балкарии, РСО-Алании и Ингушетии. Землетрясения с $K=10$, регистрируемые этой сетью, представительны

практически для всей территории Северного Кавказа (обозначены на рис. 3 пустыми треугольниками).

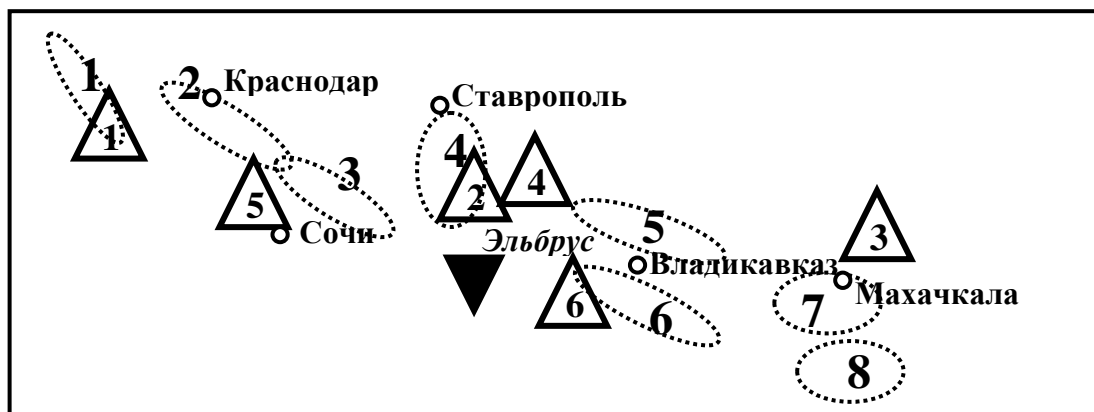


Рис. 3. Схема сети аналоговых сейсмических станций и потенциальных очагов сильнейших землетрясений Северного Кавказа. В очагах 1,3,6,7,8 - $M_{max} > 7$. В очагах 2,5 - $M_{max} < 7$

Аналоговые станции расположены в городах Анапа, Сочи, Пятигорск, Махачкала, Ессентуки и поселке Цей. Их наблюдения используются для определения параметров гипоцентров землетрясений не только в регионе Северного Кавказа, но и на телесеismicических расстояниях.

Однако аналоговые станции являются не лучшим вариантом для вибросейсмических наблюдений. Отсутствие цифровых записей сильно затруднит получение корреляционных сейсмограмм и применения методов интерферометрии, наиболее чувствительного к динамическим изменениям среды. Наиболее приемлемы цифровые станции: широкополосная цифровая сейсмическая станция KIV; сейсмическая микрогруппа KIVMA, которые являются автоматическими станциями локальной сети Кавминводского геодинамического полигона.

Производство наблюдений на станциях Северо-Кавказских сетей осуществляется Опытно-методической экспедицией ГС РАН. Потребуется согласование с этой службой для использования станций Северо-Кавказских сетей в режиме непрерывной записи при проведении мониторинга магматической камеры Эльбруса с помощью сеансов вибросейсмического зондирования.

Наилучшим решением было бы применение автономных передвижных станций типа RefTek, которые бы разворачивались вокруг Эльбруса с радиусом 15-50 км на время сеансов вибросейсмических зондирований.

К достоинствам подхода с использованием стационарной сети сейсмологических станций этого региона следует отнести возможность также вибросейсмического мониторинга сейсмоопасных зон Северного Кавказа, указанных на рис.3. Землетрясение силой около 4 баллов, которое произошло в ноябре 2004 года в районе Сочи, говорит о повышенной сейсмоопасности этого

региона. Однако эта возможность применения вибратора нуждается в детальной проработке и экспериментальном опробовании.

Таким образом, в настоящее время имеются все предпосылки для организации системы мониторинга живущего вулкана Эльбрус. Ключевым моментом для реализации этой идеи является необходимость изготовления мощного низкочастотного вибратора и установка его в непосредственной близости от вершины вулкана. В пяти километрах от вершины такая площадка имеется, а в АСОМСЭ разработан передвижной источник с усилием на грунт 40 тонн, который может быть размещен в непосредственной близости от Эльбруса, рис. 3 (перевернутый треугольник).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (№ 03-05-65292, 03-05-64402), программы РАН № 16, Интеграционного проекта СО РАН № 57.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Лаверов Н.П., Богатиков О.А., Гурбанов А.Г. и др. Геодинамика, сеймотектоника и вулканизм центрального Кавказа. //Глобальные изменения природной среды и климата. М.: Наука, 1977, С 109-130.
2. Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Мелекесцев И.В. и др. Проблема активизации вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) и возможные ее последствия. //Глобальные изменения природной среды. Мин. Науки и технологий РФ, РАН. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИИГМ, 1998, С 153-164.
3. Богатиков О.А., Нечаев Ю.В. Собисевич А.Л. Уточнение структурных особенностей материнского магматического очага и вулканической камеры Эльбруса. // М.: ОИФЗ РАН, 2001, С. 223-249.
4. Раст Х. Вулканы и вулканизм. //М.: Мир, 1982, С. 344.
5. Алексеев А.С., Глинский Б.М., Еманов А.Ф., Кашун В.Н., Ковалевский В.В., Манштейн А.К., Селезнев В.С., Сердюков С.В., Соловьев В.М., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Хайретдинов М.С., Чичинин И.С., Юшин В.И. Новые геотехнологии и комплексные геофизические методы изучения внутренней структуры и динамики геосфер. //Коллективная монография под ред. Ак. Н.П. Лаверова. Изд. "Региональная общественная организация ученых по проблемам прикладной геофизики", Москва, 2002г, с. 400.
6. Глинский Б.М. Техника и методика большемасштабных вибросейсмических экспериментов. //ИСТ 2000. Сборник статей. НГТУ, Новосибирск, 2001, С. 52-56.
7. Glinsky B.M. Architecture of Computer-telecommunication Systems for Active Seismology //Proc. 15th IMACS World Congress, Berlin, 1997, V 6,P 353-358
8. Glinsky B.M., Fatyanov A.G. Theoretical and Experimental Grounds of Vibroseismic Monitoring of Active Volcanos. // The Proceedings of “ Ist International Workshop on Active Monitoring in the solid Earth Geophysics (IWAM04)”. Task Group for Active Monitoring, Mizunami, Japan, 2004 – p. 133-136.
9. Фатьянов А.Г. , Михайленко Б.Г. Метод расчёта нестационарных волновых полей в неупругих слоисто-неоднородных средах // ДАН, 1988,т.301, №4, с. 834-839.
10. Фатьянов А.Г. Математическое моделирование волновых полей в средах с криволинейными границами // Докл. РАН, т.401, № 4, 2005. - p.529-532.

© Б.М. Глинский, А.Г. Фатьянов, 2006

НЕЛИНЕЙНЫЙ МЕТОД ВЫДЕЛЕНИЯ И ИЗМЕРЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Проблема локации разного типа сейсмических источников – землетрясений, ядерных и промышленных взрывов является одной из ключевых в современной сейсмологии. В ее основе лежит решение обратной задачи восстановления параметров (географических координат, глубины, мощности, времени в очаге) источника по результатам определения параметров сейсмических волн, регистрируемых с помощью группы пространственно разнесенных сейсмических датчиков [1]:

$$\vec{t} = \vec{\eta}(X, \theta) + \vec{\varepsilon} \quad (1)$$

где $\vec{t} = (t_1, t_2, \dots, t_N)$ – вектор времен вступлений сейсмических волн;

$\vec{\eta}(X, \theta)$ – N -мерный вектор вычисляемых времен вступлений (теоретический годограф) или функция регрессии;

$\vec{\varepsilon} = (\varepsilon_1, \dots, \varepsilon_N)^T$ – вектор невязок; здесь ε_i – взаимно независимые случайные величины, имеющие распределение с нулевым средним и заданными дисперсиями;

$\vec{\theta} = (x, y, z, v, t)^T$ – m -мерный вектор оцениваемых параметров,

$X = (\vec{x}_1, \vec{x}_2, \dots, \vec{x}_N)$ – матрица координат датчиков (или точек излучения),

N – число датчиков.

Как видно, основными параметрами являются времена вступлений основных типов волн, распространяющихся в упругой среде – продольных и поперечных волн. При этом задача повышения точности измерений является одной из основных: от точности измерений этих параметров напрямую зависит точность определения параметров источника. Трудность решения задачи усугубляется влиянием шумов, имеющих техногенную природу.

Особенно актуальна данная постановка задачи применительно к проблеме активного сейсмического мониторинга зон природных катастроф. Здесь вследствие маломощности исходного источника особенно сильно проявляется влияние шумов.

Стремление повысить точность определения моментов вступлений волн на вибрационных сейсмограммах при ограниченном числе сейсмоприёмников приводит к идее использования принципа нелинейной обработки, лежащего в основе мультипликативной антенны, используемой в радиофизике. Как известно, в отличие от антенн с линейной обработкой в этом случае достигается возможность более острого разрешения по направлению распространения волны при одном и том же числе элементов антенны.

Цель данной работы состоит в распространении идеи нелинейной обработки к решению задачи выделения и повышения точности измерения времен $\vec{t}$ вступления сейсмических волн

Группа сейсмических датчиков эквивалентна сейсмической антенне, представленной на рис.1. Здесь $u_1, u_2, \dots, u_n$ – сигналы, регистрируемые с датчиков.

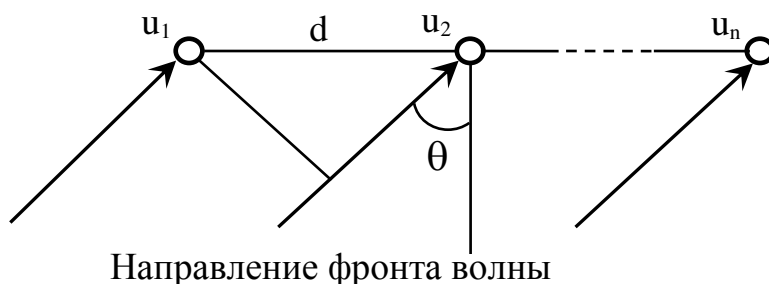


Рис. 1. Сейсмическая антенна, образованная группой сейсмических датчиков $u_1, \dots, u_n$

В частности, если сигнал на выходе первого датчика принять равным $u_1 = F_3 \cdot \cos \omega t$, то на выходе соседнего датчика, отстоящего на шаг d , $u_2 = F_3 \cdot \cos(\omega t + kd \sin \theta) = F_3 \cdot \cos(\omega t + \tau)$, где F_3 – характеристика чувствительности по направлению одного датчика, θ – угол между направлением прихода волны и перпендикуляром к линии расположения сеймоприемников, $k = 2\pi/\lambda$ – волновое число. Тогда:

$$u_{\Pi} = \overline{u_1 \cdot u_2} = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T u_1 \cdot u_2 dt = F_3^2 \cdot \cos(kd \sin \theta) \quad (1)$$

В случае линейной обработки:

$$u_{\Sigma} = \overline{u_1 + u_2} = F_3(\theta) \cdot \cos\left(\frac{kd}{2} \sin \theta\right), \quad (2)$$

т.е. максимальный выигрыш по чувствительности составляет F_3 раз. В случае n датчиков

$$u_{\Pi} = \overline{u_1 \cdot u_2 \cdot \dots \cdot u_n} \approx F_3^n \cdot \Psi_1(k, \theta, d) \quad (3)$$

$$u_{\Sigma} = \overline{u_1 + u_2 + \dots + u_n} \approx n \cdot F_3 \cdot \Psi_2(k, \theta, d) \quad (4)$$

Как известно, по отношению к вибрационным сейсмограммам, получаемым в результате зондирования среды свип-сигналами, форма волны соответствует нуль-фазовому сигналу и, соответственно, время ее вступления определяется максимумом амплитуды волны. Дисперсия оценки времени вступления волны по направлению распространения θ определяется второй производной [2] в виде: $D_{\theta} = -1 / \left(d^2 u(\theta) / d\theta^2 \right) \Big|_{\theta_0}$, где θ_0 соответствует наибольшей чувствительности регистрирующей линейки сеймоприемников,

достигаемой в направлении распространения фронта волны. Алгоритм поиска такого направления основан на вычислении $u_n^* = \max u_n$ на множестве линейных годографов, угловое положение которых заключено в пределах углового окна, выбираемого изначально с учетом ожидаемой скорости волны. Вычисление при этом осуществляется методом последовательного перебора. Для частного случая, когда $\theta_0 = 0$ (случай перпендикулярного падения фронта волны), $F(\theta_0) = 1$ и $n \gg 1$ по отношению к случаю нелинейной обработки D_{01} имеет порядок $\sim -1/n^2$, к случаю линейной обработки $D_{02} \sim -1/n$. Таким образом, погрешность определения направления распространения волны, определяемой направлением годографа вибрационных сейсмотрасс, в случае нелинейной обработки (3) в n раз меньше, чем в случае линейной (4).

В качестве примера, подтверждающего приведенное теоретическое обоснование, ниже приводятся результаты модельного эксперимента по выделению и измерению времен вступлений импульсных сигналов линейным и нелинейным методами. На рис. 2а изображены записи 5 модельных сигналов-аналогов вибрационных сейсмограмм, представляющих смесь импульсного сигнала вида $u(t) = A \exp(-9t^2) \sin(12t)$ и гауссова шума с параметрами $N(0, \sigma)$. Соотношение сигнал/шум равно 2. На рис. 2б и 2в приведены результаты обработки записей линейным (3) и нелинейным (4) методами соответственно. Как видно, момент вступления импульса в последнем случае (нелинейном) характеризуется намного более высокой контрастностью вступления волны в сравнении с линейным и соответственно более высоким значением второй производной D_0 . Отсюда обработка нелинейным методом (рис. 2в) приводит к значительно более точному результату (приблизительно на порядок более высокому) измерения момента вступления волны, что иллюстрируется на рис. 2в в сравнении с результатом линейной обработки, приведенном на рис. 2б.

Оценена эффективность нелинейной обработки в условиях натурального эксперимента применительно к выделению и измерению параметров сейсмических волн, порождаемых взрывами на открытых угольных разрезах Кузбасса. На рис. 3а представлена запись исходных сейсмических сигналов, которая характеризуется сильно выраженным нестационарным шумом. По отношению к обработке такого типа записей актуальной является задача автоматического выделения моментов вступлений сейсмических волн от удаленного взрыва (в данном случае удаление составляло 287 км), поскольку исходные записи являются многочасовыми и оператору достаточно сложно справиться с задачей выделения коротких по длительности (единицы секунд) полезных волн в режиме визуального просмотра.

Данная длительная запись от начала до конца подверглась обработке двумя методами (линейным и нелинейным). Факт наличия полезных сейсмических волн фиксировался путем определения функций (3) и (4) вдоль предполагаемых годографов волн, соответствующих предполагаемым скоростям основных типов волн. При этом времена вступлений продольных волн P и поперечных S соответствуют максимумам обеих функций.

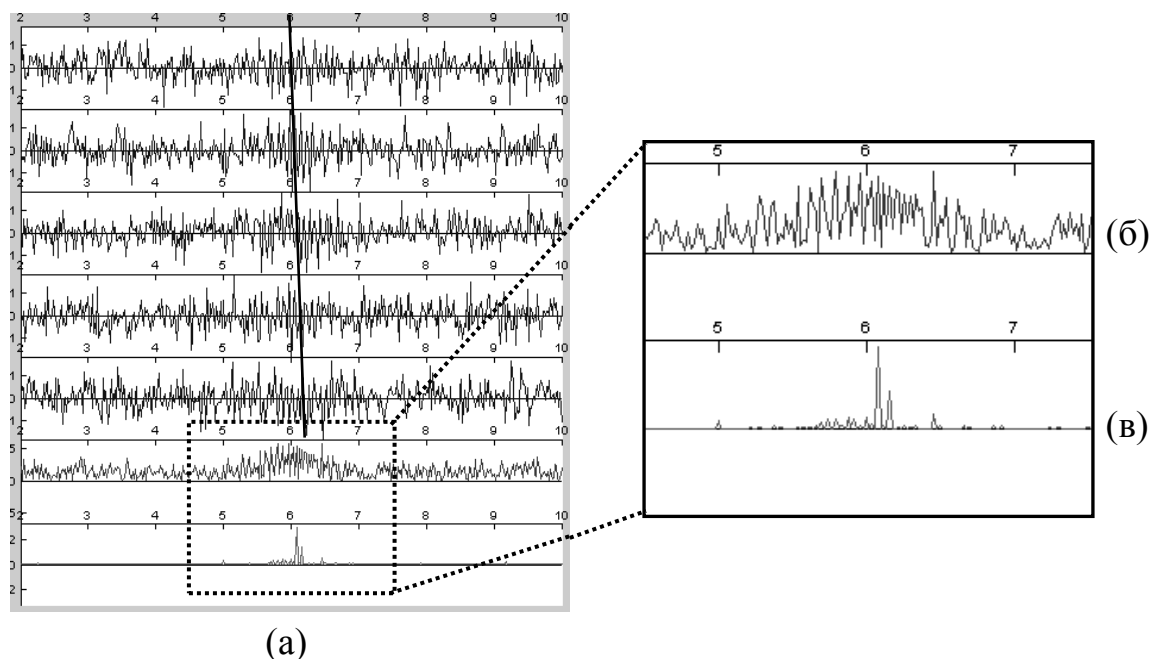


Рис. 2. Результат модельного эксперимента по вычислению времени вступления импульсного сигнала: (а) исходная сейсмограмма, соотношение сигнал/шум $A/\sigma=2$, (б)-результат выделения волны с помощью линейной обработки, (в)тоже на основе нелинейной обработки

На рис. 3б в увеличенном масштабе приведен фрагмент записи, содержащий взрывную сейсмограмму. На рис. 3в приведен результат ее выделения с помощью линейного метода, на рис. 3г тот же результат, но полученный с помощью нелинейной обработки.

Особенно остро задача повышения контрастности вступлений волн имеет место в задачах активного сейсмического мониторинга среды с помощью вибрационных источников. Острота ее вызвана тем, что в отличие от взрывов спектр вибросейсмических колебаний беднее, что приводит к затягиванию передних и задних фронтов вибрационных сейсмограмм. В результате вибрационные сейсмограммы становятся менее компактными в сравнении со взрывными. Нелинейная обработка в этом случае также дает свой эффект при определении времен вступлений волн.

Для иллюстрации его на рис.4а-4е приведены вибрационные сейсмограммы, полученные от мощного низкочастотного центробежного вибратора типа ЦВ-100 в трех последовательных пунктах регистрации на удалениях 304, 342 и 371 км. Сейсмограммы на рис. 4а-4в получены в результате синхронного сложения, на рис. 4г-4е- на основе нелинейной обработки вдоль годографа вступлений волн Р. По аналогии с рис.2 и 3 в последнем случае также наблюдается более высокая контрастность вступлений волн Р в сравнении с результатами выделения волн с помощью линейной обработки.

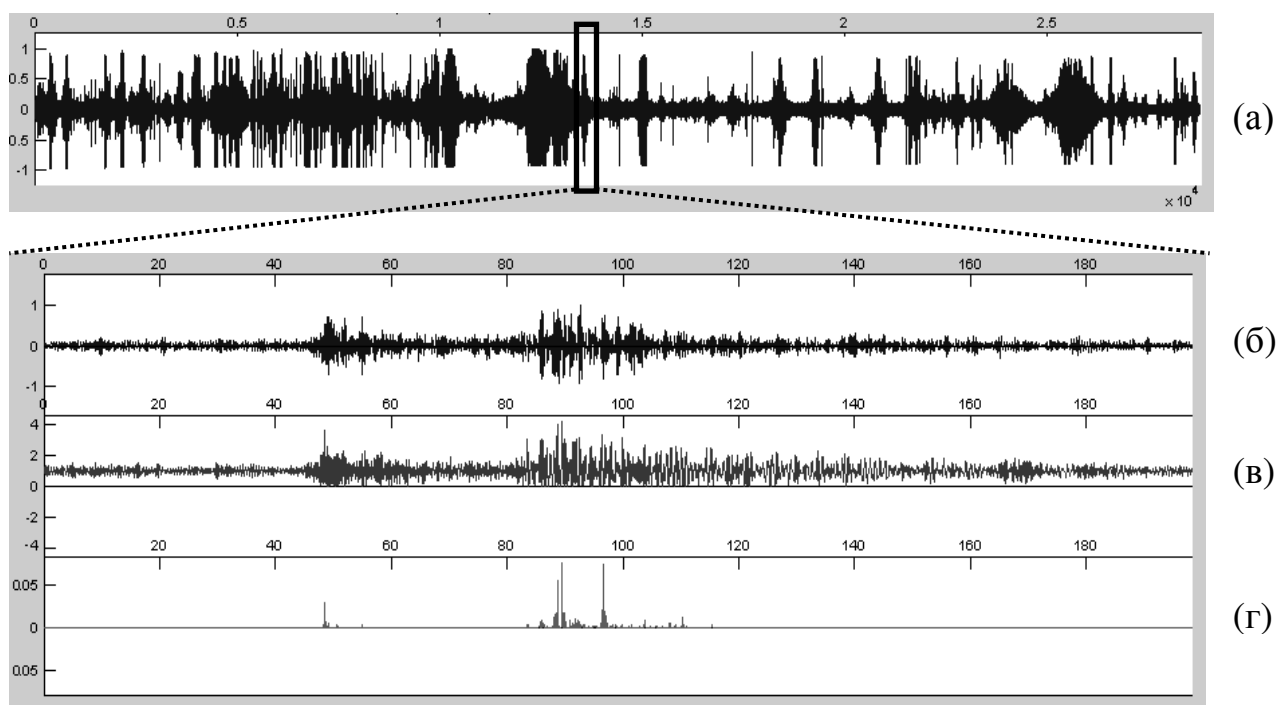


Рис. 3. Результат обработки реальной многочасовой сейсмической записи:
(а) исходная сейсмограмма; (б) результат выделения волны методом
синхронного сложения; (в) тоже с помощью нелинейной обработки

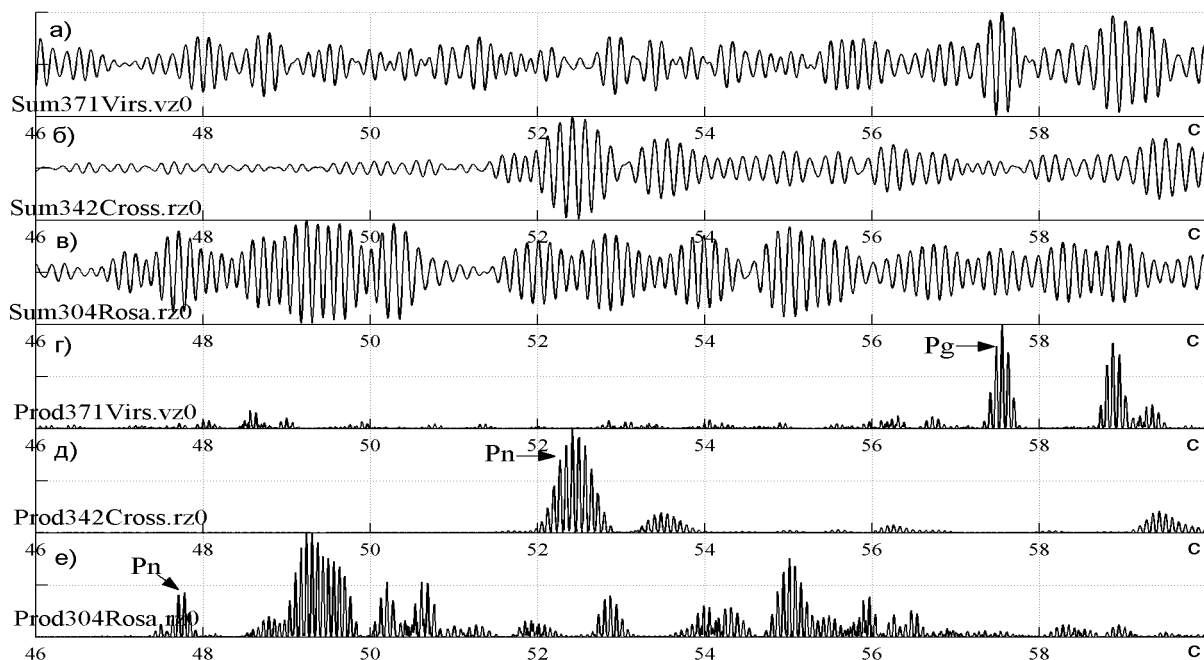


Рис.4 Результаты выделения волн Р на вибрационных сейсмограммах:
а)-в) линейным способом, г)-е) нелинейным способом

Из анализа приведенных результатов видно, что мультипликативная функция (4) является по форме намного более острой и, соответственно,

позволяет более точно оценивать времена вступлений волн. К тому же такая функция в ряде случаев оказывается более помехоустойчивой, что иллюстрируется результатами моделирования (рис.2в) и обработки данных экспериментов (рис. 3г).

Очевидно, что предоставление в распоряжение оператора подобных функций, указывающих на моменты вступления сейсмических волн, является значительной помощью в процессе углубленного анализа сейсмических записей. Реализация алгоритмов (3) и (4) возможна в реальном времени, что позволяет автоматизировать процессы выделения и измерения параметров сейсмических волн.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. M.S. Khairtdinov, O.K. Omelchenko, G.F. Sedukhina, G.M. Voskoboynikova. Numerical algorithms and results of experiments to determine the parameters of the borehole bottom and medium. Bull. Nov. Comp. Center, Math. Model. In Geoph., 10 (2005), 33-41
2. Тихонов В.И. Оптимальный прием сигналов. М., Радио и связь, 1983

© М.С. Хайретдинов, С.А. Авроров, 2006

УДК 550.344

М.С. Хайретдинов, Г.Ф. Седухина
ИВМиМГ СО РАН, Новосибирск

АКТИВНЫЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ С ПОМОЩЬЮ НАПРАВЛЕННОГО ИЗЛУЧЕНИЯ И ПРИЕМА ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

Один из подходов к решению задачи локализации и определения параметров зарождающихся и развивающихся зон аномалий (области землетрясения, магматических очагов) основан на сканировании просвечивающим сейсмическим полем сейсмо-вулканоактивных регионов [1,2]. При этом должно обеспечиваться высокое пространственное разрешение по азимутальным координатам. Для этих целей предлагается подход, основанный на использовании процессов направленного излучения и приема вибросейсмических колебаний, порождаемых группой вибрационных источников и малой сейсмической группой сейсмоприемников. Селективные свойства их характеризует диаграмма направленности ДН. Наглядное аналитическое выражение характеристики направленности на излучении получается для модели среды в виде однородного идеально упругого полупространства $Z>0$, на поверхность которого действует нормально распределенная сила. Пусть сила приложена в пределах области Ω . Зададимся теперь целью найти такое распределение $p(x,y,t)$ силы, чтобы в заданном направлении (φ_0, θ_0) для волны Р излучался максимум энергии. Это соответствует известному в радиофизике принципу синтеза антенн на основе

максимума энергии излучения в заданном направлении. Соответствующее выражение для силы во временной области примет вид:

$$p(x, y, t) \equiv f \left[t - \frac{\sin \theta_0}{v_p} (x \cos \varphi_0 + y \sin \varphi_0) \right], (x, y) \in \Omega. \quad (1)$$

Здесь $f(t)$ – произвольная функция, вид которой должен быть определен исходя из дополнительных соображений, например, из условий оптимального прохождения сигнала через среду. Соотношение (1) показывает, что источники должны работать по одному и тому же закону $f(t)$, но с задержкой, соответствующей выражению в аргументе. Если сила приложена в узлах прямоугольной сетки с координатами $\bar{r}_{nm} = (n \Delta x, m \Delta y)$, то соответствующая выражению (1) диаграмма направленности имеет вид:

$$\text{Д.Н.} = \Psi \left(\frac{\sin \theta}{v_p}, \varphi \right) \cdot W_1(\theta), \quad (2)$$

где θ – угол, образованный сейсмическим лучом с осью Z ;

$$\Psi(\alpha, \varphi) = \frac{2}{(2\pi)^3} \sum_{n=-2N}^{2N} \sum_{m=-2M}^{2M} B_1(\bar{\mu} \cdot \bar{r}_{nm}) (1/2 + 2N - |n|) \cdot (1/2 + 2M - |m|), \quad (3)$$

$$\bar{\mu} = (c_1, c_2), \quad B_1(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{df(t)}{dt} \frac{df(t+\tau)}{dt} d\tau., \quad (2N+1) \cdot (2M+1) \quad - \quad \text{число}$$

излучателей в решетке;

$$c_1 = \frac{1}{v_p} (\sin \theta_0 \cos \varphi_0 - \alpha v_p \cos \varphi_0), \quad c_2 = \frac{1}{v_p} (\sin \theta_0 \sin \varphi_0 - \alpha v_p \sin \varphi_0);$$

$W_1(\theta)$ – индикатриса распределения энергии по углу в продольной волне для одиночного излучателя [3], т.е. доля энергии, излученной в телесный угол раствора $d\theta$. При $\theta = \pi/2$ функция $W_1(\theta)$ обращается в ноль. Ширина главного лепестка диаграммы направленности (ДН) продольной волны определяется по формулам:

$$\begin{aligned} \text{в сечении } \theta = \theta_0 \quad & \left| \sin \frac{\varphi - \varphi_0}{2} \right| \leq \frac{v_p \tau_0}{2d \sin \theta_0} \\ \text{в сечении } \varphi = \varphi_0 \quad & \left| \sin \theta_0 - \sin \theta \right| \leq \frac{v_p \tau_0}{d_x |\cos \varphi_0| + d_y |\sin \varphi_0|} \end{aligned} \quad (4)$$

Здесь d – диаметр области Ω ; d_x и d_y – проекции Ω на оси X и Y соответственно; τ_0 – характерный интервал задания функции $B_1(\tau)$.

$$\text{В случае, когда } f(t) = \begin{cases} 0 & \text{при } t \notin [0, T] \\ A \sin \omega_0 t & \text{при } t \in [0, T] \end{cases}, \text{ величина } \tau_0 = \frac{3}{2} \frac{\pi}{\omega_0}.$$

Показано путем численных расчетов, что выше приведенные оценки выделяют область изменения (φ, θ) , за пределами которой мощность излучения пренебрежимо мала.

С учетом принципа подобия вопросы экспериментальной проверки характеристик направленности излучающей сейсмической антенны наиболее доступно изучать по отношению к приемной сейсмической антенне. По аналогии с (2) введем нормированный коэффициент направленного действия группы из n приемников виде

$$K.H.D._n = E_{\Sigma} / E_{\max}, \quad (5)$$

где

$$E_{\Sigma} = \int_{-\infty}^{\infty} [\mu_1 f(t) + \mu_2 f(t + \Delta t_1) + \dots + \mu_n f(t + \Delta t_{n-1})]^2 dt,$$

$$E_{\max} = \left[\sum_{k=1}^n \mu_k \right]^2 \int_{-\infty}^{\infty} f^2(t) dt$$

соответственно суммарная и максимальная энергии на выходе группы приемников, каждый из которых регистрирует в среде амплитуду колебаний μ_k .

В соответствии с соотношением (5) рассчитывались К.Н.Д. для реальных экспериментов с использованием в качестве источников мощного вибратора ЦВ-100, мощных химических взрывов «Омега-2», «Омега-3», а также модельных гармонических и свип-сигналов. Такого типа сводный график представлен на рис.1. Графики построены в зависимости от $\Delta t/T$, где T -средний период колебаний регистрируемых сейсмограмм на участке анализа (в данном случае волны P). Значение этого показателя для разного типа источников приведено под рисунком. Пояснения к графикам даны в верхней левой части рисунка. График «Дегелен» рассчитан в соответствии с (5) по отношению к 100-тонному химическому взрыву (Семипалатинский полигон, 1999). Регистрация взрыва осуществлялась двумя линейками трехкомпонентных сейсмоприемников СК1-П, располагавшихся на удалении 630 км от источника. Параметры линеек и ориентация их относительно взрыва показана в правой части рисунка. График К.Н.Д. построен по данным регистрации по компоненте Z аппаратурой ВИРС-М (линейка из 5-ти сейсмоприемников, линия расположения их ориентирована на источник) на участке записи, соответствующим волне первого вступления (преломленной волне на границе Мохоровичича) $P - 85-87с$.

Дополнительно на рис.1 представлены графики К.Н.Д., рассчитанные для модельных сигналов: гармонического с частотой 6.3 Гц (график «модель моно 6.3 Гц»), свип сигнала («модель свип») с полосой частот 5.5–12.5 Гц. Оба графика отражают результат моделирования направленного приема с помощью тех же 5-ти сейсмоприемников. Из сопоставления модельных графиков видно, что расширение полосы частот зондирующих сигналов приводит к сужению основного лепестка диаграммы направленности: во втором случае («модель свип») для $n=5$ ширина диаграммы в 1.5-1.6 раза уже, чем в первом («модель моно 6.3 Гц»).

Из анализа также следует, что относительный уровень боковых лепестков во втором случае ниже соответствующего уровня, характерного для монохроматического режима зондирования. Так например, во втором случае для

числа приемников $n=5$ соотношение максимума основного лепестка К.Н.Д к максимуму второго составляет 4.5, в то время как в первом случае это отношение равно 2.7.

Из сопоставления графиков К.Н.Д. для модельного случая («модель свип») и реального («Дегелен») следует, что ширина раскрыва основного лепестка по отношению к реальной (взрывной) сейсмограмме несколько больше, чем для модельной и соотношение уровней основного лепестка к боковому во втором случае значительно хуже, чем в первом (2 вместо 4.5). Ухудшение определяется влиянием ряда факторов: более узкой полосой частот на участке волны Р взрывной сейсмограммы в сравнении с модельной (это проверялось с помощью спектрального анализа), влиянием фонового шума, снижением значения функции корреляции волнового импульса Р вдоль регистрирующего профиля.

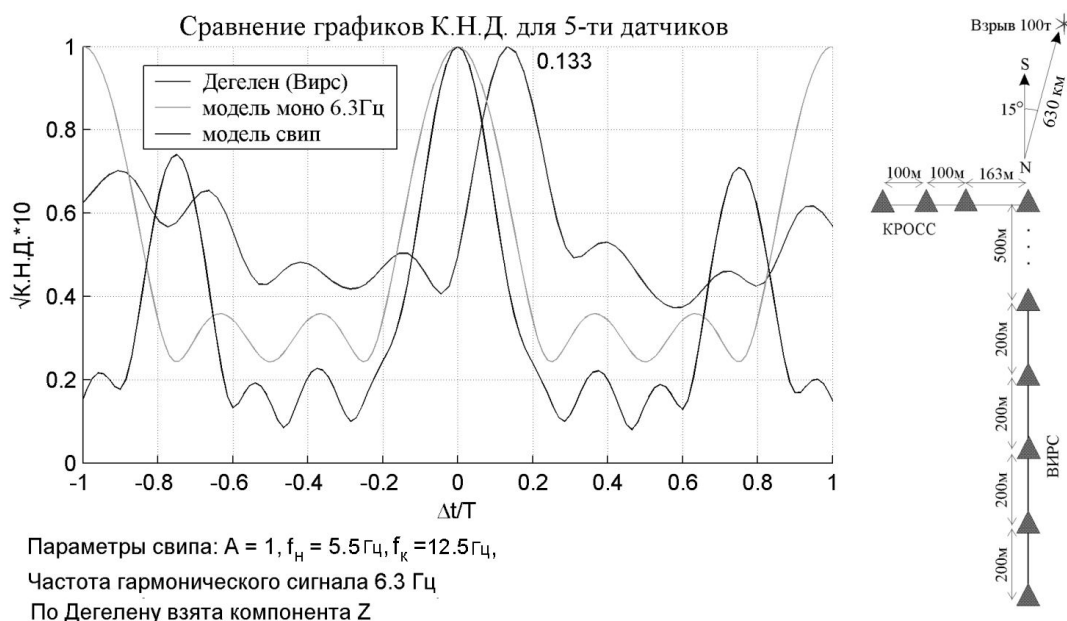


Рис.1

Представляют интерес диаграммы направленности, построенные в полярных координатах, поскольку они характеризуют количественно селективные свойства антенн и точность определения азимута на источник. На рис. 2 приведена диаграмма направленности, построенная по отношению к вибратору ЦВ-100 в режиме зондирования монохроматическим сигналом с частотой 6.3 Гц. Регистрация сигналов от вибратора осуществлялась на удалении 355 км от источника с помощью 5-ти трехкомпонентных датчиков типа СК1-П, располагавшихся на линейном профиле, ориентированном на источник. Шаг расстановки датчиков составлял 200 м.

Как следует из (4) ширина диаграммы направленности антенны в азимутальном направлении по отношению к гармоническому сигналу имеет значение порядка $\Delta\varphi = 2(\varphi - \varphi_0) \approx \lambda/d$, где λ – длина волны, d – линейный размер антенны. Для случая, рассматриваемого на рис.2 (гармонического

сигнала с частотой $f_0 = 6.3$ Гц), длина волны составляет $\lambda = V_p / f_0 = 8.1 \frac{\text{км}}{\text{с}} / 6.3 \text{ Гц} = 1280 \text{ м}$, а линейная база регистрирующего профиля равна 800 м. Отсюда получаем расчетное значение раскрыва диаграммы около 90° , в реальности из рис. 2 по компоненте X значение раскрыва составляет около 70° , а по компоненте Y – около 110° .

В более общем случае: на характеристики направленности влияют два вида ошибок – детерминированные, обусловленные неоднородностью среды, и случайные, вызванные влиянием внешних шумов. Ошибки первого рода могут быть скомпенсированы, поскольку они имеют регулярный характер. Ошибки второго рода имеют статистическую природу.

По отношению к вышеприведенным экспериментальным данным в таблице ниже представлены данные измерения погрешностей определения азимутов

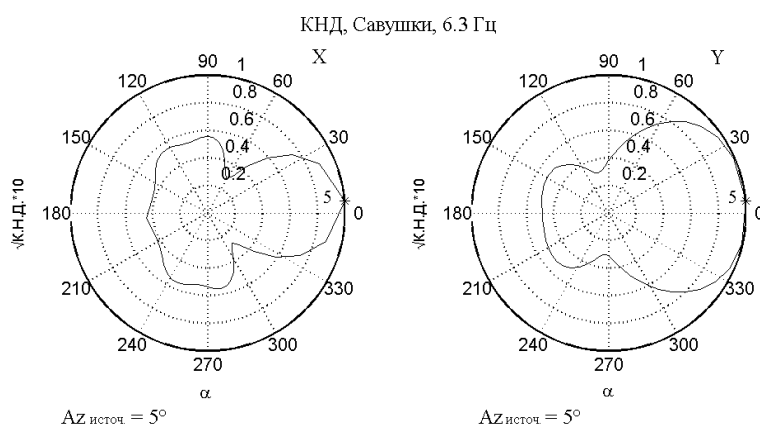


Рис.2

«приемник-источник» сейсмическим методом по отношению к географическим азимутам, рассчитанным по данным определения координат с помощью GPS. В таблице соответственно представлены ошибки в градусах и соответствующие им ошибки в виде отклонений в км. Искомая погрешность пропорциональна $1/(K.N.D._n)'$, где знаменатель является производной от функции направленности.

Пункты и расстояние источник-приемник, км	Тип источника	Географич. азимут	Расчетн. азимут	Ошибка азимута	
				град.	км
Дегелен-Быстровка, 630	Омега-2	212° 43' 16"	209°	3° 43' 16"	40.3
Дегелен-Малиновое оз., 249.3	Омега-3	210° 34' 28"	209°	1° 34' 28"	6.8
Быстровка-Савушки, 355	Вибратор ЦВ-100	4° 56' 23"	5°	4' 17"	0.43

Увеличение последней может быть достигнуто за счет сужения раскрыва диаграммы путем увеличения базы d согласно (4), хотя определяющей при этом является азимутальная погрешность ориентирования сейсмодатчиков вдоль регистрирующего профиля.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Соболев Г.А. Сейсмические свойства внутренней и внешней зоны очага землетрясения. Вулканология и сейсмология, №2, 2003, с.3-12.
2. Алексеев А.С., Глинский Б.М., Ковалевский В.В., Хайретдинов М.С. Активные методы сейсмических исследований с мощными вибрационными источниками. Науки о Земле, «Современные проблемы сейсмологии», М.: «Вузовская книга», 2001, с.5-24.
3. Уотерс К. Отражательная сейсмология. М.: «Мир», 1981, с.452.

© М.С. Хайретдинов, Г.Ф. Седухина, 2006

УДК 550.312

Г.П. Арнаутков, Е.Н. Калиш, Ю.Ф. Стусь, М.Г. Смирнов

Институт автоматизации и электрометрии СО РАН, Новосибирск

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ В СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЙОНАХ СИБИРИ: БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ И ГОРНОМ АЛТАЕ

Введение. Наиболее точными и надежными средствами исследования неприливных вариаций ускорения силы тяжести g в настоящее время являются абсолютные лазерные баллистические гравиметры [1]. Стандартная неопределенность результатов измерений разработанных нами гравиметров типа ГАБЛ составляет $2\div 4$ мкГал ($1 \text{ мкГал} = 1 \cdot 10^{-8} \text{ м/с}^2$). Это подтверждено неоднократными международными метрологическими сравнениями лучших гравиметров мира [2]. Относительные гравиметры (например, криогенные) имеют почти на порядок большую разрешающую способность, но они непригодны при наблюдении долговременных (до нескольких лет) вариаций g из-за непостоянства их нулевого отсчета после дозаправки хладагента.

Высокая точность абсолютных лазерных гравиметров позволяет регистрировать гравиметрическим методом изменения высоты пункта наблюдений (вертикальные движения земной коры), а также изменения плотности земной поверхности в районе наблюдений. Например, изменение высоты пункта наблюдений на $\Delta h = 5 \cdot 10^{-2} \text{ м}$ вызовет изменение значения g на величину $\Delta g = \gamma \cdot \Delta h \approx 1,5 \text{ мкГал}$, где $\gamma \approx 309 \text{ мкГал/м}$ - нормальное значение вертикального градиента силы тяжести для Земли. Такое изменение ускорения силы тяжести находится в пределах точности гравиметров ГАБЛ. Результаты гравиметрических измерений повышают точность и надежность спутниковых геодезических наблюдений.

Неприливные изменения силы тяжести в сейсмоактивных районах. Наибольшее число повторных наблюдений вариаций Δg проведено с помощью

лазерного гравиметра ГАБЛ-М в Байкальской рифтовой зоне на сеймостанции «Талая» (1992-2005 гг.) в Иркутской области. Для контроля результатов этих измерений и разделения локальных (региональных) и глобальных изменений Δg практически одновременно проводились наблюдения гравиметром ГАБЛ-М в платформенной области в г. Новосибирске и в г. Иркутске.

На рис. 1 показаны результаты измерений вариаций Δg ускорения силы тяжести g в Иркутской области. За нулевой отсчет вариаций Δg приняты значения g , измеренные на этих пунктах в начальный период наблюдений. Среднеквадратическая погрешность этих измерений не превышает $1 \div 3$ мкГал. Такая точность измерений достигается усреднением суточной серии наблюдений. В результат измерений Δg внесены поправки, учитывающие приливные вариации g , движение полюса Земли, притяжение изменяющихся атмосферных масс; при анализе результатов учтено изменение уровня подземных вод.

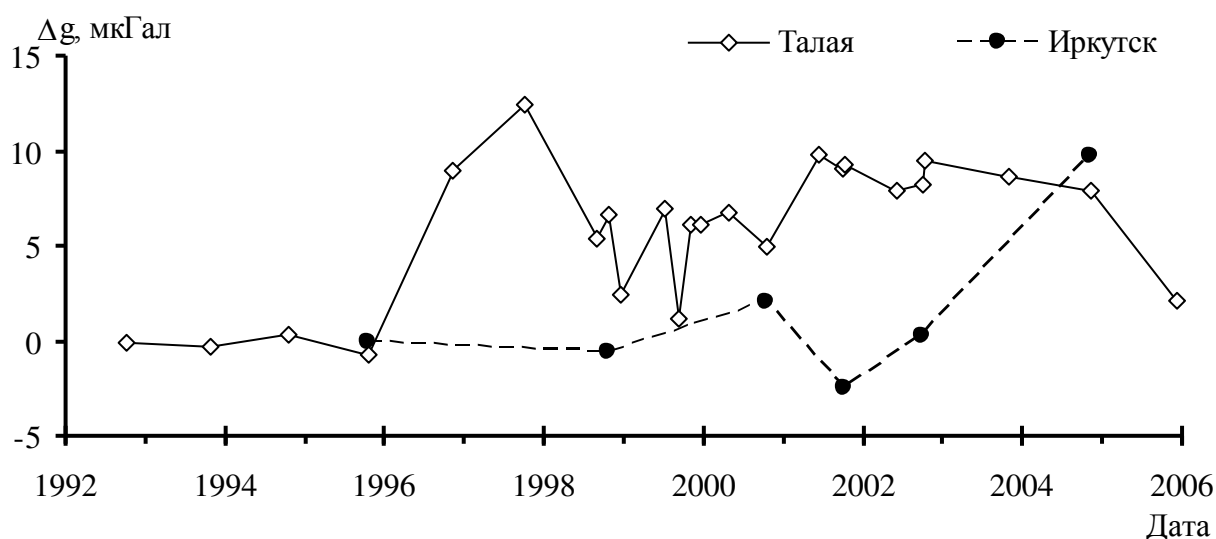


Рис. 1. Результаты измерений вариаций Δg в Байкальской рифтовой зоне

Из рис. 1 видно, что на пункте «Талая» в период 1992-1995 гг. вариации Δg не превышали $\pm 0,5$ мкГал и совпадали с такой же погрешностью с вариациями, обусловленными движением полюса Земли. В 1996-1997 гг. значение g на пункте «Талая» выросло на 12 мкГал, а в 1998-1999 гг. оно уменьшилось (по сравнению с максимальным значением, достигнутым в 1997 г.) на 9 мкГал, сопровождаясь колебаниями в виде переходного процесса с размахом до 5 мкГал. В октябре 1999 г. значение g установилось на уровне, превышающем на 7 мкГал значения, наблюдавшиеся в 1992-1995 гг., который сохранялся до конца 2004 г. с погрешностью ~ 2 мкГал. Результаты измерений 2005 г. показали уменьшение значения ускорения силы тяжести на 5 мкГал.

Обнаруженные на пункте «Талая» вариации Δg не коррелируются с результатами измерений на этом пункте вариаций наклонов, деформаций и уровня подземных вод: в периоды сильных годовых изменений наклонов и

деформаций (1992-1995 гг.) вариаций Δg не зарегистрировано, а в периоды слабого хода наклонов и деформаций отмечены значимые вариации в поле силы тяжести (1996-1999 гг.) [3]. Теоретически увеличение Δg на пункте «Талая» в 1996-1997 гг. на 12 мкГал может быть вызвано снижением уровня точки наблюдения на $\Delta h = 4$ см. По оценкам, изложенным выше, можно предположить, что в 1998-1999 гг. высота пункта наблюдений увеличилась по сравнению с 1997 г. на 3 см. Вертикальные движения земной коры в районе пункта «Талая» в настоящее время являются, по нашему мнению, единственным объяснением изменений гравитационного поля Земли на этом пункте. Возможна связь этих вариаций с землетрясениями 29.06.95 г. (с магнитудой $M = 5.3$, расстояние до эпицентра – 50 км) и 25.02.99 г. ($M = 5.9$, расстояние до эпицентра – 80 км).

Контрольные измерения в платформенной области не регистрировали вариаций g , превышающих погрешности измерений. В частности, на пункте Иркутск (рис. 1) изменения Δg не превышали ± 2 мкГал, что свидетельствует о локальном характере вариаций Δg на пункте «Талая». Однако, в результате проведенных измерений в 2004 г. на контрольных гравиметрических пунктах (в г. Новосибирске и в г. Иркутске), относящихся к платформенной области, получена противоречивая информация: в г. Новосибирске вариации Δg (по сравнению с предшествующими годами) не превосходили погрешность измерений, а в г. Иркутске зарегистрировано изменение $\Delta g = + 9,7$ мкГал. Для выяснения причин такого изменения g намечена программа исследования возможного увеличения приборной погрешности и влияния внешних факторов (в частности, изменения уровня воды в Иркутском водохранилище).

В 2000 г. начаты наблюдения вариаций Δg на двух пунктах Горного Алтая: в геофизических обсерваториях «Усть-Кан» и «Кайтанак». На рис. 2 показаны результаты этих наблюдений. Как видно из рис. 2, в течение 3 лет вариации Δg не превосходили погрешность измерений. В 2004 г. зафиксированы изменения $\Delta g = 11$ мкГал на пункте «Кайтанак», который находится в 230 км от эпицентра землетрясения, произошедшего 27-28 сентября в районе поселка Кош-Агач (через 58 дней после последней серии измерений, проведенных 29-31 июля 2003 г.).

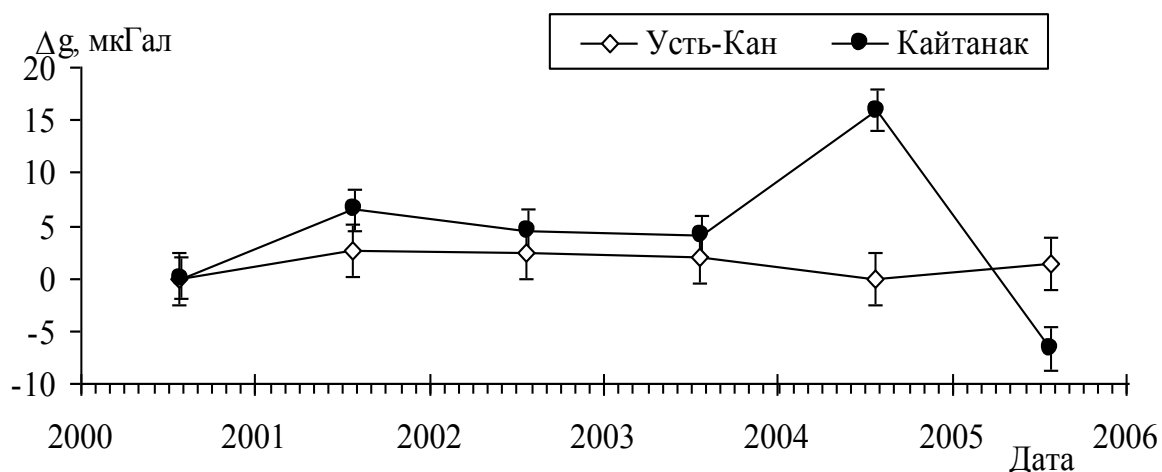


Рис. 2. Вариации Δg на Горном Алтае

Следовательно, по данным гравиметрических наблюдений, предвестников этого землетрясения (за 2 месяца до события) не зарегистрировано. Измерения, выполненные в 2005 г., показали, что значение g на пункте «Кайтанак» по сравнению с 2004 г. уменьшилось на 22 мкГал. Такие резкие изменения отмечены нами впервые и вероятно являются следствием данного землетрясения, вызвавшего как изменение высоты пункта наблюдения, так и изменение гидрологических характеристик района измерений. При этом, значение ускорения силы тяжести на пункте «Усть-Кан», расположенном в 100 км от пункта «Кайтанак» оставалось весьма стабильным, находясь в пределах точности измерений.

Заключение

1. В Байкальской рифтовой зоне за период наблюдений вариации силы тяжести достигали 12 мкГал. Причиной этих вариаций могут быть вертикальные движения земной коры со скоростью до 4 см/год.

2. Как в Байкальской рифтовой зоне, так и на Горном Алтае не зарегистрировано гравитационных предвестников землетрясений, а изменения Δg , измеренные в последующий период, могут быть следствием этих землетрясений. Для проверки этой гипотезы необходимы дополнительные исследования.

Работа поддержана грантом Президиума РАН по программе № 13 «Глобальные изменения природной среды и климата», грантами РФФИ по проектам РФФИ № 04-05-64291-а, № 05-05-79161.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Арнаутов Г.П., Калиш Е.Н., Смирнов М.Г., Стусь Ю.Ф., Тарасюк В.Г. Лазерный баллистический гравиметр ГАБЛ-М и результаты наблюдений силы тяжести // Автометрия. 1994. № 3.
2. Арнаутов Г.П. Результаты международных метрологических сравнений абсолютных лазерных баллистических гравиметров // Автометрия. 2005. т. 41. № 1.

3. Арнаутов Г.П., Калиш Е.Н., Стусь Ю.Ф., Тимофеев В.Ю. Результаты 6-летнего цикла абсолютных гравиметрических измерений в Байкальской рифтовой зоне // В сб.: Методы изучения, строение и мониторинг литосферы. Материалы к международным конференциям. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 1998.

© Г.П. Арнаутов, Е.Н. Калиш, Ю.Ф. Стусь, М.Г. Смирнов, 2006

УДК 528.4

А.П. Григорюк, Л.П. Брагинская

ИВМ и МГ СО РАН, Новосибирск

ИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТОВ С МОЩНЫМИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ ВИБРАТОРАМИ

В настоящее время активно развивается новое направление в сейсмологии, использующее в качестве источников сейсмических волн мощные механические вибраторы. В конце прошлого века в Сибирском отделении Российской академии наук были созданы сеймовибраторы на электромеханическом, гидроударном и гидрорезонансном принципах. За счет длительных (от десятков минут до нескольких часов) сеансов излучения с использованием прецизионных накопительных систем регистрации эти сеймовибраторы создавали наблюдаемый волновой эффект (сейсмограммы), сравнимый со средним землетрясением. Проведенные эксперименты показали возможность получения качественных сейсмограмм на расстояниях до 500км и регистрации гармонических сигналов на расстояниях более 2000км в зависимости от конструкции вибратора и режимов излучения. Такой источник волн оказался востребованным в сейсмологии благодаря контролируемости излучаемого сигнала, точности задания эпицентральных координат и времени включения, а также благодаря возможности использования в несейсмичных районах даже вблизи населенных пунктов при полной экологической безопасности.

Новые методы в сейсмологии, основанные на использовании мощных сеймовибраторов позволяют более точно решать ряд фундаментальных задач (например, о строении земной коры), а также ставить целый класс принципиально новых задач, таких как мониторинг реологических характеристик очаговой зоны, оценка напряженного состояния и анизотропии земной коры и мантии в сейсмоопасных районах, волновое воздействие на нефтяные пласты с целью повышения их продуктивности и т.д. [1].

Для решения указанных задач Лабораторией геофизической информатики ИВМиМГ СО РАН проводятся регулярные экспериментальные исследования по сейсмическому зондированию Земли с помощью мощных вибрационных источников. Отрабатывается методика исследований, развиваются методы обработки и интерпретации вибросейсмических данных, создаются новые схемы и модели мощных сейсмических вибраторов.

Эксперименты заключаются в регистрации волнового поля мощного сейсмического вибратора многоканальными мобильными регистраторами на расстояниях до 500 км от источника [2]. Ежегодно проводится от 2 до 5 экспериментов в Алтае-Саянском регионе и районе озера Байкал. В некоторых экспериментах по исследованию принципа эквивалентности волновых полей в качестве источника волнового поля наряду с вибраторами используются промышленные взрывы. Регистрировались замедленные взрывы в карьерах и шахтах Кузбасса, а также химические взрывы на семипалатинском ядерном полигоне.

В результате к настоящему времени было накоплено около 17000 файлов волновых форм (сейсмотрасс) и сопутствующей информации по каждому сеансу регистрации (тип сейсмического источника, параметры излучаемого им сигнала, параметры регистратора, географические координаты источника и регистратора и т.д.).

Для доступа к накопленному экспериментальному материалу всех заинтересованных лиц, среди которых геофизики, сейсмологи и научные сотрудники, занимающиеся изучением земной коры, научные сотрудники и инженеры, занятые при проведении экспериментов была создана информационно-вычислительная система (ИВС) «ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКОЕ ПРОСВЕЧИВАНИЕ ЗЕМЛИ». ИВС реализована в рамках архитектуры клиент-сервер с доступом через Интернет (рис. 1). Роль клиента выполняет Web-браузер на компьютере пользователя. На Web-сервере ОГИ <http://opg.sccc.ru> размещен файловый архив волновых форм, база данных экспериментов под управлением СУБД MySQL и Web-приложение (PHP-сценарии). Файловый архив волновых форм в настоящее время приводится к единому формату SEG-Y PASSCAL и единой иерархической структуре вида ЭКСПЕРИМЕНТЫ – СЕАНСЫ – РЕГИСТРАТОРЫ – ВОЛНОВЫЕ ФОРМЫ.

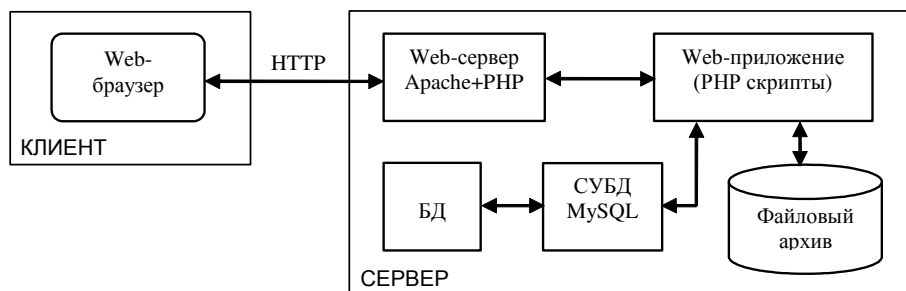


Рис.1. Структурная схема информационно-вычислительной системы

С помощью формы, доступной по адресу <http://opg.sccc.ru/db/main.php>, пользователи могут формировать запросы к базе данных по следующим параметрам:

- Дата и время сеанса регистрации (интервал значений);
- Код эксперимента, номер сеанса, номер регистратора, номер датчика, компонента датчика (данная информация, включая географическую карту с обозначенными на ней источниками и регистраторами имеется в кратком описании каждого эксперимента);

- Тип источника и параметры сейсмического сигнала (интервал значений);
- Географические координаты регистратора, расстояние и азимут источник – регистратор (диапазон значений).

Таким образом, выбирая определенный тип источника, параметры излучаемого им сигнала, расстояние и азимут или координаты, пользователи имеют возможность проводить своего рода виртуальные эксперименты. Выбранные в результате исполнения запроса трассы отображаются в графической форме непосредственно в Web-браузере (рис. 2).

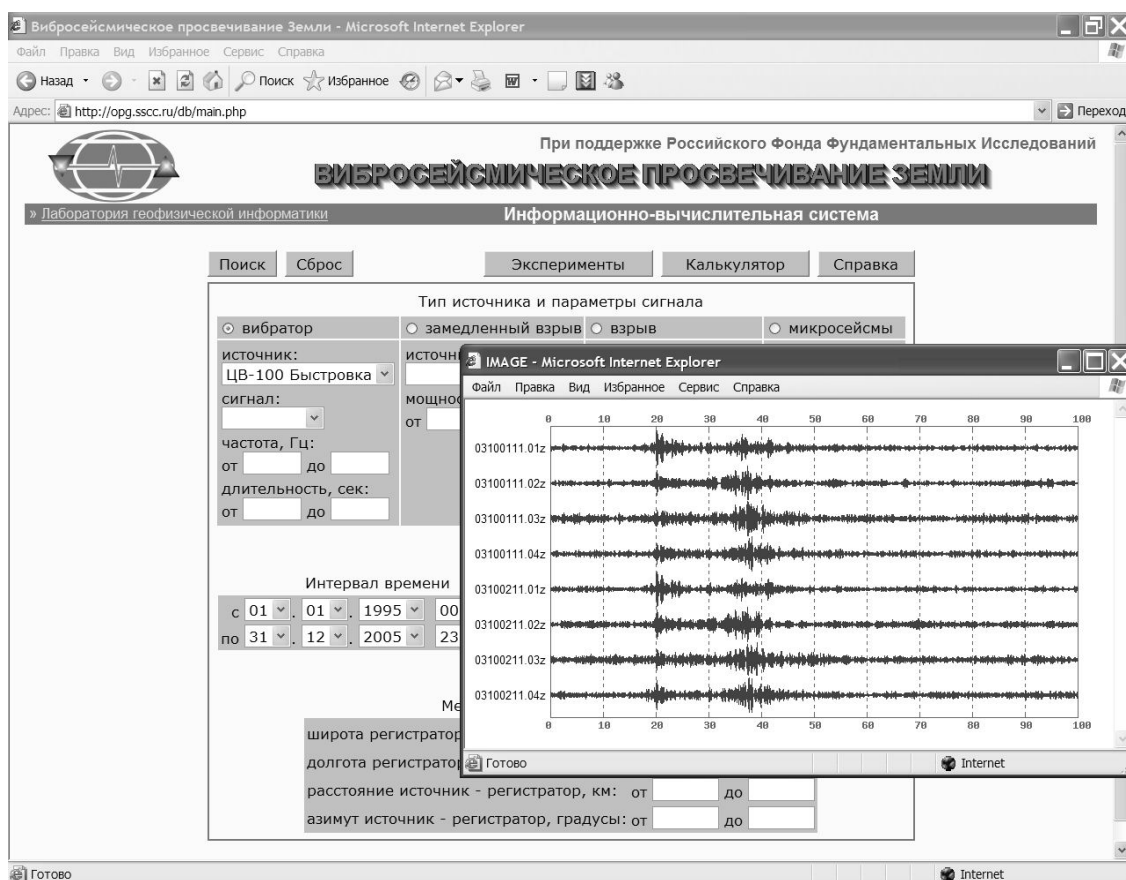


Рис.2. Форма для запросов и отображение найденных сеймотрасс в браузере пользователя

После предварительного просмотра файлы трасс могут быть загружены на компьютер пользователя. В настоящее время ведется работа по наполнению файлового архива файлами сеймотрасс, а базы данных соответствующей информацией. В дальнейшем планируется интегрировать в систему вычислительный слой для реализации on-line обработки данных по следующим алгоритмам:

- Спектральный и спектрально-временной анализ;
- Корреляционный анализ;
- Полосовая фильтрация;

- Синхронное суммирование сейсмотрасс;
- Автоматическое обнаружение основных сейсмических фаз.

В систему также будут добавлены ГИС-функции, обеспечивающие по результатам исполнения запросов, автоматическое построение карт района проведения работ с условным обозначением на них источников и регистраторов сейсмических волн.

Работа проводится при поддержке гранта РФФИ № 05-07-90081.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Алексеев А.С., Глинский Б.М., Ковалевский В.В., Хайретдинов М.С. «Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками». Монография. Коллектив авторов. Филиал «Гео» Издательства СО РАН, Новосибирск, 350 стр., 2004 г.
2. Andreev P.R., Grigoryuk A.P., Shorokhov M.N. Systems for reception and recording of vibroseismic signals. // Bulletin of the Novosibirsk Computing Center. Ser.: Mathematical Modeling in Geophysics. Iss. 7, 2002. - P. 1-12.
3. Григорюк А.П., Брагинская Л.П. Информационно-вычислительная система "Вибросейсмическое просвечивание Земли" // АКТИВНЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ: Материалы 2-го Международного симпозиума 12-16 сентября 2005 г. Академгородок, Новосибирск. Издательство СО РАН, Новосибирск, 472 стр., 2005 г.

© А.П. Григорюк, Л.П. Брагинская, 2006

УДК 550.361

С.А. Казанцев, А.Д. Дучков
ИГФ СО РАН, Новосибирск

ВЫСОКОТОЧНЫЙ МОНИТОРИНГ ТЕМПЕРАТУРЫ ПРИ РЕШЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ: АППАРАТУРА И ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ

Высокоточный мониторинг температуры в последнее время входит в обязательный комплекс исследований изменений природной среды и климата, возросли к нему научный интерес и практические потребности. Температурный мониторинг проводится на геодинамических, мерзлотных и гидрологических полигонах, он необходим в комплексных исследованиях глобальных изменений климата и природной среды [1]. В то же время аппаратная обеспеченность таких измерений значительно отстает от настоящих потребностей. В ИГФ СО РАН разработан автономный регистратор температуры (и других медленно изменяющихся параметров), который может использоваться для изучения температурного режима различных природных объектов, в том числе криолитозоны и дна глубоких водоемов [2, 3].

Основой автономного регистратора температуры являются 16-ти разрядный амплитудно-цифровой преобразователь (АЦП) и микроконтроллер

(однокристальная микро-ЭВМ), управляющий, как работой АЦП, так и операциями по переключению датчиков, записью результатов в память и обменом информацией с внешней ЭВМ.

Структурная схема регистратора приведена на рис. 1А. Сигналы с температурных датчиков (в нашем случае – термисторы) через коммутатор поступают на АЦП, преобразуются в цифровой код и записываются в память. Базовый вариант регистратора имеет восемь каналов. Используется энергонезависимая (технология Flash) память, объемом до 20 тысяч восьмиканальных измерительных сессий. Время старта и интервал между измерениями задается программно с клавиатуры компьютера и может составлять от десятков секунд до десятков часов. После измерения температуры всех датчиков, предварительной обработки и записи результатов в память, микроконтроллер переводит станцию в дежурный, “спящий”, режим. Питание регистратора осуществляется от литиевой батареи напряжением 3 вольта. Для считывания информации к регистратору через стандартный последовательный порт RS232 или USB подключается персональный компьютер. Программно определяется объем заполнения памяти, считывается и сохраняется в виде табличного файла её содержимое. Перед запуском регистратора в работу задается время старта, интервал между измерениями, при необходимости память устройства очищается. После отключения компьютера регистратор автоматически переходит в рабочий режим. Точность измерения абсолютных значений температуры составляет $0,01 \pm 0,02$ °С, относительные изменения температуры регистрируются с разрешением до 0,002 °С.

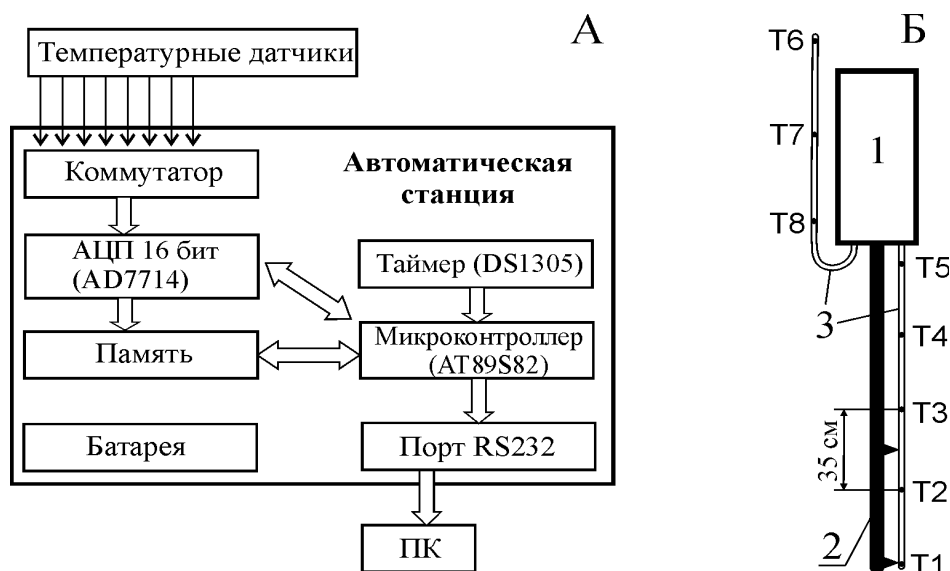


Рис. 1. А - структурная схема автономного регистратора; Б- глубоководный термозонд

Автономный регистратор температуры в настоящее время используется нами при изучении термического режима дна Телецкого озера, а также другими организациями при мониторинге температуры в скважине Камчатского прогностического полигона (КОМСП ГС РАН), в торфах Васюганского болота (ИМКЭС СО РАН), в скважинах Семипалатинского полигона (ИЯФ НЯЦ РК). Наиболее интересные результаты получены нами в процессе годичного

мониторинга температуры дна (вода и осадки) глубоководной части озера Байкал. Рассмотрим их более подробно.

Для проведения длительного температурного мониторинга на дне оз. Байкал в районе подводного метанового источника «Старый» (координаты 51°54,064' с.ш., 105°36,448' в.д., глубина дна 1350 м), был использован геотермический зонд, обычно применяемый при изучении теплового потока через дно водоемов, рис. 1Б. Оснащенный новым автономным регистратором один и тот же зонд позволяет проводить измерение температурных параметров в режимах короткого однократного зондирования или длительного мониторинга. При «полном» внедрении зонда в осадки 5 датчиков измеряют температуру осадков в интервале 10-150 см, а 3 датчика измеряют температуру воды в интервале 20-110 см выше дна.

Постановка зонда для длительного мониторинга температуры была осуществлена 28 марта 2003 г., частота опроса датчиков через 1,5 часа (16 измерений в сутки). Зонд был найден и поднят 11 марта 2004 г.

Результаты мониторинга (графики изменения температуры) приведены на рис. 2. Два нижних, практически совпадающих, графика иллюстрируют вариации температуры придонной воды (Тв) на глубине 20 и 110 см выше дна (датчики Т6 и Т8). Датчики Т2 - Т5 зафиксировали изменения температуры в осадках. Анализ экспериментальных кривых показывает, что температура дна вблизи источника «Старый» постоянно изменяется, хотя амплитуды вариаций невелики - от 0,07°C до 0,01°C и менее. Длительность вариаций Тв колеблется от нескольких месяцев до суток. По записям отчетливо различаются три периода изменения температуры дна (как воды, так и осадков): относительно «спокойный» летне-осенний период (середина июня 2003 г. – начало февраля 2004 г.) и два «нестационарных» - в начале и конце наблюдений.

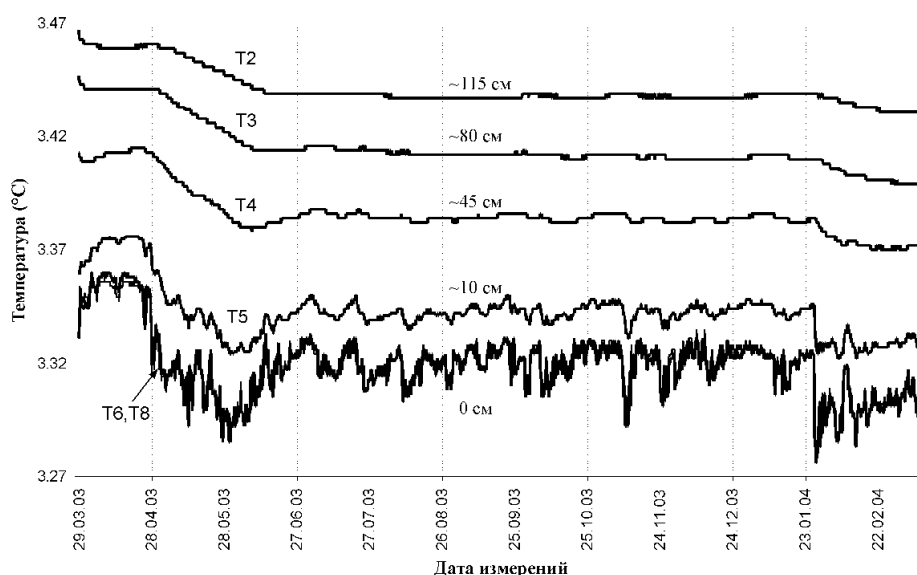


Рис. 2. Результаты мониторинга температуры дна Южно-Байкальской впадины вблизи подводного источника «Старый» Индексы кривых (T2-T8) соответствуют номерам термодатчиков. Датчики T2-T5 – в осадках, T6 и T8 – в воде

Возможно, что «нестационарные» периоды являются частями единого зимне-весеннего (от начала февраля до середины июня) этапа в температурном режиме дна озера. В «спокойный» период среднее значение T_b составляет $3,32^{\circ}\text{C}$. На этом фоне наблюдаются заметные ($0,02$ - $0,03^{\circ}\text{C}$), но короткопериодные возмущения температуры. Спектральный анализ изменений придонной температуры в «спокойный» период показал, что наиболее значимый максимум спектра соответствует периоду в 15 дней. Заметны циклы с периодами 55, 18, 11 и 8 дней. В начале первого «нестационарного» периода зафиксирована максимальная температура дна, когда (в середине марта) T_b достигала $3,36^{\circ}\text{C}$. Затем в течение 2,5 месяцев произошло аномальное уменьшение температуры воды (до $3,29^{\circ}\text{C}$ в начале июня) и последующий рост до $3,32^{\circ}\text{C}$. Суммарная амплитуда изменения T_b в первый нестационарный период составила, таким образом, $0,07^{\circ}\text{C}$. Второй «нестационарный» период начинается со скачкообразного уменьшения T_b на $0,05^{\circ}\text{C}$ в конце января.

Практически все вариации температуры придонной воды проникали в верхние 10 см осадков (график T_5 , средняя температура $3,34^{\circ}\text{C}$). Датчики, расположенные глубже (графики T_4 - T_2), отметили только самые значительные изменения T_b , которые наблюдались в «нестационарные» периоды. В «спокойный» период на глубинах 46, 82 и 118 см сохранялась постоянная температура (соответственно $3,385$, $3,41$, $3,44^{\circ}\text{C}$), нарушаемая лишь приборным шумом (скачки $T_{ос}$, не превышающие $0,002^{\circ}\text{C}$). Рассчитанные по этим данным значения геотермического градиента в интервалах 10-46 и 46-118 см составляют 120 и 75 мК/м соответственно. Столь большое различие градиентов может быть вызвано аномально низкой теплопроводностью самого верхнего слоя осадков. Расчеты показывают, что наблюдаемые изменения градиента могут быть объяснены двухслойной моделью, в которой верхний слой мощностью 25-30 см и теплопроводностью $0,6 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$ подстилается осадками с теплопроводностью $1 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$.

Простое сопоставление температурных графиков позволяет связать изменения температуры в осадках с проникновением в них вариаций T_b . Для проверки этого наблюдения было выполнено численное моделирование теплопереноса методом конечных элементов. Данные датчика T_5 брались в качестве верхнего граничного условия, и рассчитывалась температура на глубинах 46, 82 и 118 см ниже дна. Температуропроводность осадков принималась равной $2 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$. Начиная с июля 2003 г., измеренные и расчетные значения $T_{ос}$ совпадают с точностью до $0,003^{\circ}\text{C}$. Это указывает на отсутствие факторов (в том числе и температурных признаков активности источника «Старый»), осложняющих кондуктивный теплообмен между водой и осадками в этот период. Заметные различия (до $0,01^{\circ}\text{C}$) наблюдаются только в начале наблюдений (в марте-июне 2003 г.). Они свидетельствуют об аномальном прогреве верхнего слоя осадков перед началом мониторинга.

Согласно [4], резкое охлаждение T_b может быть вызвано интрузиями холодных поверхностных вод, формирующимися вдоль юго-западного побережья Южно-Байкальской впадины и затем растекающимися, постепенно прогреваясь, по дну. Этот механизм объясняет отрицательные аномалии T_b ,

наблюдаемые на кривых мониторинга в «спокойный» (середина ноября 2003) и особенно в нестационарные периоды. Однако положительная аномалия Тв, наблюдавшаяся в апреле 2003 г., не находит теоретического объяснения в [4-6]. Она может быть связана как с активностью источника «Старый», так и с какими-то иными факторами, осложняющими температурный режим придонной воды зимой 2003 года. Более достоверные выводы относительно этого периода могут быть сделаны после получения дополнительной экспериментальной информации о динамике температурного поля дна. В заключение необходимо отметить, что по данным наших наблюдений «спокойный» период (середина июня – начало февраля) является наиболее благоприятным для изучения теплового потока в Южно-Байкальской впадине. При работе в зимний период возможны значительные ошибки в оценке геотермического градиента в верхнем метровом слое осадков.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Дучков А.Д., Балобаев В.Т. Эволюция теплового и фазового состояния криолитозоны Сибири // В кн.: Глобальные изменения природной среды – 2001/ Глав. Ред.: Н.Л. Добрецов, В.И. Коваленко. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, с. 79-104.
2. Казанцев С.А., Дучков А.Д. Автономная аппаратура для режимных измерений температуры. "Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон" Москва, Наука, 1992.
3. Казанцев С.А. Станция температурного мониторинга «Модул-М»/ В кн.: Сейсмология Сибири на рубеже тысячелетий: Материалы междунар. геофиз. конф. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000, с. 114-118.
4. Wuest A., Ravens T.M., Granin T.M. et al. Cold intrusions in Lake Baikal: Direct observational evidence for deep-water renewal // Limnol. Oceanogr. 2005. V. 50. No. 1. P. 184-196.
5. Шимараев М.Н., Гранин Н.Г. Температурная стратификация и механизм конвекции в озере Байкал // Доклады АН СССР, 1991. Т. 321. С. 831-835.
6. Shimaraev M.N., Granin N.G., Zhdanov A.A. // Limnol. Oceanogr. 1993. V. 38. P. 1068-1072.

© С.А. Казанцев, А.Д. Дучков, 2006

УДК 530.4

С.А. Ефимов

ИВМ и МГ СО РАН, Новосибирск

СПОСОБ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКОЙ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СТРОЕНИЯ ВУЛКАНОВ¹

«Жизнь» вулканов привлекает внимание геофизиков как частное явление общей эволюции литосферы Земли. Поскольку «живые» вулканы представляют собой фактор разрушения инфраструктуры жизнеобеспечения этноса

¹ Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 03-05-65292

прилегающих территорий, то очевидна актуальность исследований и разработки новых методов контроля и прогноза эволюции «жизни» вулканов. По инициативе доктора Глинского Б.М., руководителя гранта РФФИ № 03-05-65292, в ИВМ и МГ СО РАН разрабатываются теоретические, методические и экспериментальные основы сейсмического мониторинга магматических структур вулканов с применением вибросейсмической технологии, т.е. с применением контролируемых источников сейсмических волн (мощных вибраторов). Структура вулкана, как объект исследования вибросейсмическими методами, имеет особенности по сравнению с исследованием структуры литосферы Земли: пространственные размеры вулкана меньше. Это определяет повышенные требования к разрешению на сейсмической фотографии вулкана (виброграмме) близкорасположенных отраженных сейсмических волн. Задача разделения этих волн является более сложной по сравнению с аналогичной задачей при исследовании литосферы Земли. При исследовании эволюции земной поверхности и вулканов существует так же задача повышения скорости обработки данных. В совокупности эти задачи инициируют поиск новых подходов и методов для обработки данных экспериментов, направленных на изучение геологических структур.

В работе [1] предложен нетрадиционный подход при обработке сигналов, основанный на использовании функционального квантования по времени. В работе [2] показана возможность использования данного подхода для повышения контрастности виброграммы. В данной работе использован данный подход для повышения скорости обработки данных и формирования нетрадиционных алгоритмов вычислений.

ТРАДИЦИОННЫЙ СПОСОБ ФОРМИРОВАНИЯ ВИБРОГРАММЫ

Технология вибросейсмического зондирования использует для формирования вибрационной сейсмограммы (виброграммы) зондирующий сигнал следующего вида:

$$s(t) = A(t) \cdot \cos(\omega_0 \cdot t + \psi(t));$$

$$\psi(t) = 0,5 \cdot \alpha \cdot t^2; \quad t = 0..T_0;$$
(1)

где $A(t)$ – огибающая сигнала; ω_0 – начальная частота; α – скорость изменения частоты; T_0 – время излучения зондирующего сигнала.

В точке регистрации формируется сейсмограмма в виде сумму сигналов $s_i(t)$, имеющих разное время прихода τ_i . Поскольку величины временных задержек τ_i значительно меньше времени излучения зондирующего сигнала T_0 , то в полученной сейсмограмме не выделены признаки времен вступления волн. Для их выделения и формирования виброграммы используется согласованный фильтр [3], реализующий процедуру свертки между $x(t)$ и $s(t)$. Для сигнала $s(t)$ автокорреляционная функция имеет вид:

$$W(t - \tau_i) = \frac{T_0}{2} \cdot \frac{\sin(\frac{\Delta\omega \cdot (t - \tau_i)}{2})}{\frac{\Delta\omega \cdot (t - \tau_i)}{2}} \cdot \cos(\omega_0 \cdot (t - \tau_i)); \quad (2)$$

$$\Delta\omega = \alpha \cdot T_0;$$

где $\Delta\omega$ - девиация частоты.

Вибрационная сейсмограмма $vg(t)$ представляет собой сумму автокорреляционных функций излученного сигнала:

$$vg(t) = \sum_i a_i \cdot W(t - \tau_i) + n(t), \quad (3)$$

где a_i – амплитуды волн; τ_i – времена прихода; $n(t)$ – измерительный шум.

Операция свертки реализуется при помощи быстрого преобразования Фурье (БПФ). На рис.1 представлена структурная схема традиционной обработки сигнала. Она содержит аналого-цифровой преобразователь 1, блоки 2 и 5, реализующие операцию БПФ, умножитель 3 и блок 4, реализующий обратное БПФ. Частота дискретизации f_0 является постоянной. На выходе блока 4 формируется виброграмма $vg(t)$.

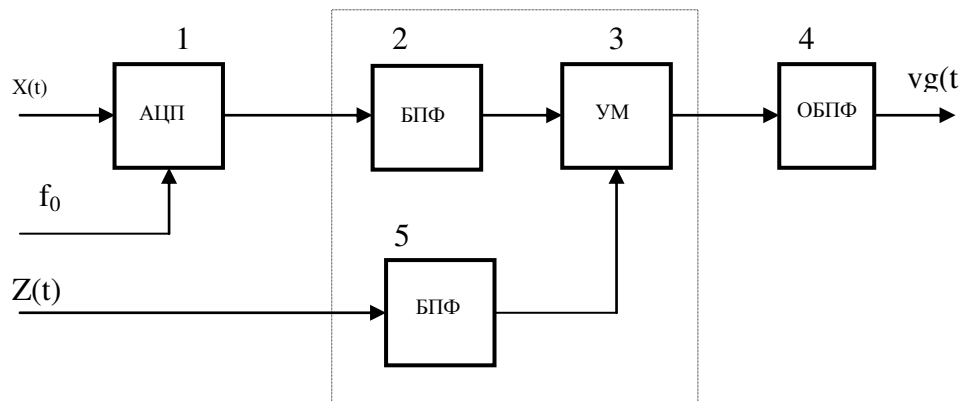


Рис.1. Структурная схема традиционной обработки вибросейсмического сигнала

Общее время T_l формирования виброграммы $vg(t)$,будет равно:

$$T_l = T_A + 2 \cdot t(F) + t(\times) + t(F^{-1}); \quad (4)$$

где T_A – время регистрации сигнала; $t(F)$ – время выполнения БПФ; $t(F^{-1})$ - время выполнения ОБПФ; $t(x)$ - время выполнения операции умножения.

НЕТРАДИЦИОННЫЙ СПОСОБ ФОРМИРОВАНИЯ ВИБРОГРАММЫ

Нетрадиционный способ формирования виброграммы представлен на рис. 2.

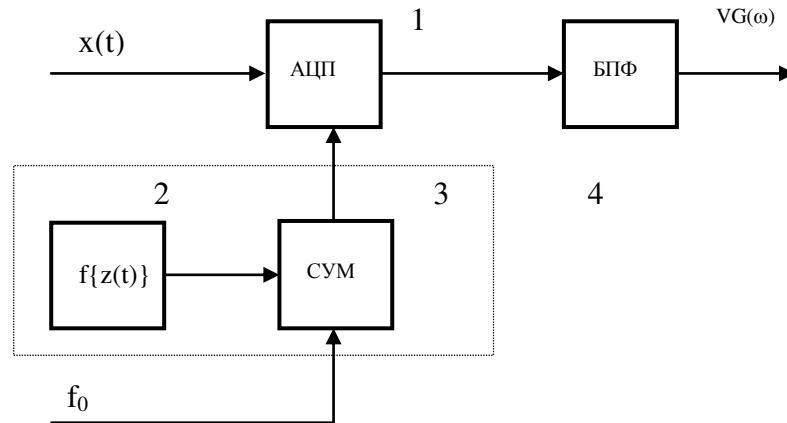


Рис.2. Структурная схема нетрадиционной обработки вибросейсмического сигнала

Рис.2 содержит аналого-цифровой преобразователь 1, блок 4, реализующий быстрое преобразование Фурье, блок 2, формирующий сигнал $f(z(t))$, сумматор 3 частот f_0 и $f(z(t))$. Частота дискретизации $f^d(t)$ будет равна:

$$f^d(t) = \frac{1}{2 \cdot \pi} \cdot \frac{d\varphi(t)}{dt} + f^0; \quad (5)$$

где f^0 – опорная частота квантования времени; $\varphi(t)$ – фазовая функция сигнала $z(t)$.

Определим функцию $\varphi(t)$:

$$\varphi(t) = (\beta \cdot t^2) / 2; \quad (6)$$

где β – коэффициент изменения скорости частоты.

В АЦП сигнал $x(t)$ преобразуется, и каждый сигнал $s_i(t)$, приходящий в точку приема с задержкой τ_i , приобретает фазовую характеристику $\theta(t)$:

$$\theta(t, \tau_i) = (\psi(t) - \varphi(t + \tau_i)) = (\omega_0 + \beta \cdot \tau_i) \cdot t + \frac{(\alpha - \beta) \cdot t^2}{2} + \frac{\beta \cdot \tau_i^2}{2}; \quad (7)$$

При выполнении условия $\beta = \alpha$ сумма узкополосных сигналов $x(t)$ превращается в сумму монохроматических сигналов. При этом частота ω_i каждого сигнала $s_i(t)$ и время задержки τ_i будут определяться в соответствии с формулой:

$$\omega_i = \omega_0 + \beta \cdot \tau_i; \quad \tau_i = (\omega_i - \omega_0) / \beta. \quad (8)$$

Общее время T_2 формирования виброграммы $VG(\omega)$, будет равно:

$$T_2 = T_A + t(F) \approx T_A; \quad (9)$$

где T_A – время регистрации сигнала; $t(F)$ – время выполнения Фурье-преобразования.

Вышеизложенный подход позволяет формировать виброграммы на основе амплитудно-частотной характеристики сигнала $x(t)$, полученной после квантования по времени с функциональным периодом дискретизации.

Рассмотренный подход позволяет увеличить скорость обработки данных. Сравнение формул (4) и (9) показывает эффективность предлагаемого подхода как более производительного. Это преимущество в полной мере реализуется в случае обработки данных в реальном времени с использованием алгоритма дискретного преобразования Фурье. В этом случае значение T_2 в формуле (9) будет равно T_A .

Автор выражает благодарность участникам семинаров отдела геофизической информатики ИВМ и МГ СО РАН и руководителю гранта РФФИ № 03-05-65292 доктору Б.М. Глинскому, усилия которого создают возможность исследования «жизни» вулканов.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Efimov S.A. «Modern methods of processing the numerical signals and architectural perspective information system particularities in the geophysics», Material the 6 Russian-Korean International Symposium on Science and Technology “KORUS-2002”, 2002 At the Novosibirsk State Technical University Russia.
2. Ефимов С.А. «Метод оптимальной фильтрации зондирующих сигналов с частотной модуляцией в цифровых геофизических системах», Труды VII Международной научно-технической конференции «Оптические методы исследования потоков», - Москва, Изд-во: МЭИ, 2003.- 435 с.
3. Тихонов В.И. Оптимальный прием сигналов. - М.: Радио и связь, 1983.-320 с.

© С.А. Ефимов, 2006

УДК 550.34.01

Н.В. Кайсина, В.В. Ковалевский, Б.М. Пушиной
ИВМиМГ СО РАН, Новосибирск

О ПРИНЦИПАХ ПОСТРОЕНИЯ СИСТЕМ АКТИВНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫХ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СЕЙСМООПАСНЫХ ЗОНАХ

В последнее время важное практическое значение приобретает использование систем активного сейсмического зондирования в задаче обнаружения и исследования процессов, непосредственно приводящих к возникновению катастрофических событий: землетрясений, оползней вулканических извержений и др. Многочисленными исследованиями установлена связь условий распространения волн с деформирующими напряжениями в среде.

Существующие сейсмические системы получают информацию о пространственном распределении сейсмогеологических границ между областями с неоднородной плотностью, используя наблюдения волнового поля сейсмического сигнала, прошедшего по глубинным областям от излучателей к приёмникам, расположенным на поверхности. Переход от наблюдения состояний, к наблюдению вариаций требует переориентации систем на новую

задачу. Вместо построения геометрической конфигурации, выражающей структуру среды, нужно анализировать и моделировать процессы, которые прежде относились к мешающим факторам.

Развитие вибрационных систем позволило обеспечить необходимую стабильность характеристик аппаратуры при многократном повторении сеансов излучения. Это позволило провести эксперименты по непосредственному обнаружению и исследованию вариаций сейсмической среды во времени. Проанализированы изменения динамики среды в течение года на базе 50 км [1]. Большая серия наблюдений изменчивости среды проведена в Байкальской сейсмоактивной зоне [2]. Проведено измерение вариаций скорости волн, вызываемых Лунно - Солнечными приливными эффектами на базе 320 км [3].

Результаты подтвердили перспективность вибрационного зондирования и позволили конкретизировать направления дальнейших исследований. Получены достоверные результаты на коротких базах при достаточно интенсивных сезонных вариациях динамики сейсмической среды. Обнаружение предельно слабых «приливных» вариаций на больших базах удалось осуществить с применением монохроматических сигналов, дающих системе предельно высокую помехоустойчивость, и использованием периодичности приливного ускорения в качестве информативного признака. Анализ результатов, наблюдений на Байкале привёл к выводу о необходимости дальнейшего снижения погрешностей от микросейсмических помех и выработке критериев отделения вариаций глубинных сейсмических волн от искажающего влияния изменчивости рыхлой приповерхностной «зоны малых скоростей».

Следует заметить, что в этих экспериментах использовались методы обработки данных с традиционным преобразованием продолжительных вибрационных сигналов к форме, соответствующей записям зондирующих волн «взрывного» возбуждения, что обеспечивается применением сигналов, с «короткой» функцией автокорреляции. Получаемые при этом волновые пакеты соответствуют возбуждению волн этой функцией, которая гораздо длиннее «взрывного» импульса. Свойствами этого преобразования объясняется недостаточная помехоустойчивость и разрешающая способность вибрационных систем.

Так как возможности улучшения этих характеристик исчерпаны, пришлось искать принципиально иные альтернативные методы анализа вибрационных сигналов без приведения записей к «каноническому» виду.

При вибрационном зондировании длительность сигнала многократно превышает время распространения волн, проходящих по различным путям, и вместо движущихся импульсных фронтов на волновом поле образуется сложная интерференционная картина. Она столь же сложна, как и структура неоднородностей среды. При продолжительном излучении монохроматического сигнала эта картина представляет собой стационарное поле фаз и амплитуд. Оно доступно для регистрации методом накопления при малых отношениях сигнал/шум. Но даже небольшие вариации сейсмической среды вызывают резкие изменения поля фаз и амплитуд. Эта особенность использована как принципиальная основа специального интерференционного метода

зондирования для наблюдения вариаций [4]. Он применялся при наблюдении приливных эффектов. При последовательном или одновременном зондировании на различных частотах анализ интерференционного поля позволяет вычислить время распространения гармонических волн по различным путям. Время распространения представляется как подлежащий вычислению параметр математической модели интерференции [5]. В этих методах активно используются статистические методы параметрического оценивания, что обеспечивает максимальный эффект ослабления микросейсмических помех.

Гармонический сигнал постоянной частоты полностью описывается вектором с двумя параметрами. В этих параметрах содержится информация о свойствах зондируемой среды. Микросейсмические помехи, сопровождающие регистрируемый сигнал, описываются случайным многомерным вектором. Все методы выделения полезного сигнала сводятся к различным вариантам вычисления проекции многомерного вектора на двумерное подпространство, в общем случае – на подпространство, размерность которого равна количеству независимых параметров математической модели сигнала. Широко применяемый в вибрационной технологии зондирующий сигнал с линейно изменяющейся частотой (ЛЧМ) определяется тремя параметрами. В принципе, их значения могут извлекаться из под шума с такой же точностью. В реальных условиях помехозащищенность сигналов ЛЧМ многократно слабее. Причина в том, что при зондировании монохроматическим сигналом интерференционное поле стационарно, и параметры вектора в течение сеанса зондирования сохраняют постоянное значение. Сигнал ЛЧМ возбуждает нестационарное поле, и координаты его трехмерного вектора изменяются на сеансе, что существенно затрудняет их измерение. Заметим, что в упомянутом изменении вектора содержится информация о структуре сейсмической среды, которую может извлечь из неё сигнал ЛЧМ. Многолетний опыт показывает, что сигнал ЛЧМ способен достаточно полно представлять структуру среды, но с недостаточной «разборчивостью» по сравнению с импульсным зондированием.

Возникает задача определения изменяющихся информативных параметров сигнала ЛЧМ с такой же точностью, как в случае монохроматического сигнала. Общий принцип решения задач такого рода состоит в построении математической модели, описывающей «закономерность возможных изменений» параметров сигнала с последующим определением параметров модели, соответствующих конкретному характеру наблюдаемых изменений. В идеальном случае модель сигнала есть не что иное, как описание изменений сигнала ЛЧМ, которые в нём должны произойти в процессе его прохождения по математической модели исследуемой среды. Если модель среды достаточно близка к реальности, модельный сигнал будет практически совпадать по форме с реальным сигналом, содержащимся в «зашумлённом» зарегистрированном колебании. В этих условиях реализуется предельно эффективный «когерентный» алгоритм выделения полезного сигнала [6]. Отсюда следует вывод о том, что обработка сигналов в перспективных системах сейсмозондирования должна производиться по единому алгоритму, в котором

построение и последующее уточнение модели исследуемой среды совмещается с «первичной» обработкой записей зондирующих сигналов [7,8].

Задача «геодинамического» зондирования содержит ряд особенностей, облегчающих приближение к описанному идеальному варианту. Прежде всего, с использованием сформированной ранее сейсмической модели среды выделяется одна или несколько типов волн, «информативных» для анализа вариаций. Нас будет интересовать не конкретное значение времени распространения выбранной волны, а его изменение во времени. Это же относится к спектральным или временным параметрам, описывающим форму данной отдельной волны. Построение модели ЛЧМ-сигнала в данном случае можно осуществить без привлечения общей сейсмической модели среды, ограничиваясь подходящей аппроксимацией, так как форма и спектр «одионой» волны относительно просты. Уточнение параметрического описания сигнала должно производиться в итерационном процессе при многократном повторении сеансов зондирования. Этим обеспечивается совмещение процесса накопления энергии сигналов с когерентным методом регистрации. Модель сигнала дополняется параметрами, выражающими тенденцию ожидаемых изменений. Так как в данной задаче не требуется вносить дополнительную информацию в структуру сейсмической среды, можно проводить оптимизацию системы выбором специальных зондирующих сигналов, наиболее «восприимчивых» к вариациям.

Использование когерентного метода оказывается полезным для задачи отделения вариаций глубинных сейсмических волн от искажающего влияния изменчивости рыхлой приповерхностной зоны малых скоростей. Описанный выше процесс приближения модельной функции к ЛЧМ-сигналу относится к одионому сейсмоприёмнику. Но в обычных системах используют группу, пространственно – распределённую по поверхности зоны малых скоростей с её изменчивой мешающей неоднородностью. Следует предусмотреть в структуре модельной функции введение дополнительных параметров, выражающих «невязки» между записями от разных элементов группы, возбуждаемых «общей» глубинной волной. Задача коррекции сигналов на основе анализа невязок сводится к решению системы нелинейных уравнений численными методами [9].

В данном случае мы «приписываем» погрешности «от среды» к погрешностям сейсмического датчика, который обычно имеет очень хорошие «паспортные» характеристики. Такой приём «включения свойств прилегающей среды в состав технических характеристик» давно применяется при исследовании процесса взаимодействия вибраторов со средой. Остаётся заметить, что к числу источников «искажающих» помех относится также область зоны малых скоростей в окрестностях вибратора. Вычисление необходимых поправок можно производить с использованием рассмотренных здесь принципов.

В развитии большинства экспериментальных систем научно исследовательского назначения можно выделить два этапа. Первый можно условно назвать обзорным. На примере сейсмики его основная задача –

получение возможно более подробной информации о пространственном распределении неоднородностей среды. По мере совершенствования аппаратуры и теоретических представлений о строении среды расширяется область практического применения систем. На втором этапе возникает необходимость более детального анализа отдельных элементов пространственной структуры, например, наблюдения за накоплением напряженного состояния среды в очагах землетрясений. На этом этапе формулируются новые задачи, для решения которых создаются системы специального назначения.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Еманов А.Ф., Селезнёв В.С., Соловьёв В.М., Чичинин И.С., Капцов О.В., Кашун В.Н., Жемчугова И.В., Дучков А.Д. Исследование динамических особенностей сезонных изменений волновых полей при вибросейсмическом мониторинге среды // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 3, с. 474-486.
2. Юшин В.И., Велинский В.В., Геза Н.И. Саввиных В.С. Экспериментальная оценка тензочувствительности коры в районе Байкала по данным активного вибросейсмического мониторинга и упругого прилива // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 3, с. 395-408.
3. Глинский Б.М., Ковалевский В.В., Хайретдинов М.С. Взаимосвязь волновых полей мощных вибраторов с атмосферными и геодинамическими процессами. // Геология и геофизика. – 1999. Т. 40, № 3. с. 431-441.
4. Алексеев А.С., Глинский Б.М., Ковалевский В.В., Пушной Б.М. Метод вибросейсмической интерферометрии для исследования геодинамических процессов. Сб. Развитие методов и средств экспериментальной геофизики. –М.: ОИФЗ РАН, 1997. – Вып. 2- с. 205-210.
5. Пушной Б. М. О фазовом методе вибрационного сейсмического зондирования. Сейсмология в Сибири на рубеже тысячелетий. Материалы международной геофизической конференции 27-29 сентября 2000 г., Изд. СО РАН, Новосибирск, 2000. с.185-189.
6. Пушной Б. М. О когерентном методе регистрации вибрационных сейсмограмм в итерационном режиме зондирования. Международная научно- техническая конференция "Информационные системы и технологии", 22-25 апреля 2003 г., Изд. НГТУ, Новосибирск., 2003. с 154- 159.
7. Пушной Б. М. О системном подходе к задачам обработки наблюдений Труды Международной конференции по вычислительной математике МКВМ-2004. Рабочие совещания. (Новосибирск 21 – 25 июня 2004 года). – с. 110-118.
8. Алексеев А.С., Пушной Б.М., Кайсина Н.В. Некоторые методы обработки зондирующих сигналов в задачах геодинамического мониторинга. Активный геофизический мониторинг литосферы Земли. Материалы 2-го Международного симпозиума 12-16 сентября 2005 г. – Новосибирск: Изд. СО РАН, 2005. с. 38-41.
9. Пушной Б.М., Чейдо Г.П. Использование структурной избыточности для определения параметров погрешностей измерительной системы. Труды второго симпозиума «Использование избыточности в информационных системах», Ленинград, 6 – 10 июня 1966 г. «Наука», Ленинград, 1970. - с. 163-170.

© Н.В. Кайсина, В.В. Ковалевский, Б.М. Пушной, 2006

СИСТЕМА МОНИТОРИНГА СЕЙСМИЧЕСКОЙ И ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ КАМЧАТКИ

Камчатка и Командорские острова относятся к регионам мира, где сейсмичность и вулканическая активность достигают наивысшей интенсивности на нашей планете. В среднем, землетрясения с магнитудой 7.0 и выше происходят на Камчатке каждые три года.

На Камчатке 29 действующих вулканов, среди которых вулкан Ключевской (4750 м) – самый высокий действующий вулкан Евразии. Ежегодно происходит несколько извержений, пепловые выбросы которых угрожают безопасности полетов в северной части Тихого океана, в том числе на авиатрассах между США, Россией и Японией.

По уровню угрозы природных катастроф Камчатка, наряду с Курильскими о-вами, является наиболее опасной территорией России. Нет никаких сомнений в том, что природные катастрофы на Камчатке будут возникать и впредь. На 2005-2017 г. вблизи Южной Камчатки сильное (8 баллов или более) землетрясение ожидается с вероятностью около 50%.

Для снижения опасности и уменьшения тяжелые последствия природных катастроф (гибель людей, разрушение инфраструктуры, материальные потери), необходим постоянный мониторинг опасных природных явлений, накопление данных, научные исследования их природы, поиск средств снижения опасности.

В Камчатском Филиале Геофизической Службы РАН создана уникальная система мониторинга сейсмической и вулканической активности, которая позволяет вести непрерывные наблюдения за землетрясениями и действующими вулканами в режиме реального времени.

Созданная система мониторинга включает в себя:

- Сети сейсмических станций;
- Визуальные и видео наблюдения за действующими вулканами;
- Технические и программные средства сбора, обработки и хранения данных;
- Методические и программные средства обработки сейсмических сигналов в автоматическом и автоматизированном режимах;
- Оценку сейсмической обстановки по ряду параметров;
- Оценку состояния действующих вулканов по спутниковым данным.

Система оперативного контроля сейсмичности Камчатки основывается на радиотелеметрических сейсмических станциях (РТСС). В настоящее время их на Камчатке насчитывается 30. Каждая станция РТС оборудована трехкомпонентным комплектом короткопериодных сейсмометров СМ-3 ($T_s=1.2$ с) для регистрации скорости смещения грунта в полосе частот 0.8-30 Гц; передача информации осуществляется по радиоканалу в УКВ диапазоне.

Информация о сейсмических сигналах поступает на Приемные центры в г. Петропавловске-Камчатском, г. Ключи и п. Козыревск в реальном масштабе времени. Здесь производится преобразование аналогового сейсмического сигнала в непрерывный цифровой поток данных.

Система цифровой регистрации сигналов работает на базе персональных компьютеров под управлением операционной системы Windows.

Основные функции системы мониторинга:

- Преобразование аналоговых сигналов сейсмометрических каналов радиотелеметрической системы в непрерывный цифровой поток данных в режиме реального времени;
- Организация кольцевого буфера для хранения текущих данных на жестком диске персонального компьютера в формате SEED (Standard for the Exchange of Earthquake Data), размер буфера 1 Гб, что позволяет хранить около 18 часов непрерывных данных по 64 каналам с частотой дискретизации 128 Гц;
- Обеспечение оперативного доступа к текущим данным через локальную компьютерную сеть для анализа и обработки;
- Создание архива текущих данных и организация доступа к нему внешних пользователей;
- Организация архива данных на CD-R и DVD.

Приемные центры радиотелеметрической системы соединены выделенными телефонными каналами, что позволяет, находясь в Петропавловске, иметь доступ ко всем станциям радиотелеметрической сети. На сервере приемного центра в г. Петропавловске-Камчатском сохраняются непрерывные данные всех станций РТСС глубиной более 15 суток.

Система обработки сейсмологической информации в зависимости от времени выходных данных имеет три уровня:

- Служба срочных донесений (задержка 20-30 мин.);
- Оперативная обработка (задержка до 24 часов);
- Окончательная (сводная) обработка (задержка 1 год).

Оценка параметров землетрясений Камчатки с $M > 4.0$ производится в автоматическом и автоматизированном режимах. Результаты обработки в автоматическом режиме, которые получаются через 10-15 минут после произошедшего землетрясения, рассылаются безотлагательно по электронной почте (телефону) в ГС РАН, МЧС, ФЦПЗ и в Администрацию Камчатской области, а также доступны через Internet и в виде SMS сообщений. Для автоматизированной обработки сейсмических сигналов используется разработанный в КФ ГС РАН пакет программ DATAAN, предназначенный для визуализации и детального анализа цифровых сейсмических сигналов в операционных системах Windows и Windows NT. Программа не имеет ограничений на количество каналов регистрации сейсмических сигналов и число отсчетов по каждому из них, имеет простое функциональное меню. Программа ориентирована на стандартный формат данных SEED, но может работать и с другими форматами представления сейсмометрических данных: SEGY, DATAMARK, POSEIDON, WAV, SAC, GSE, VISEIS, ASCII, BYNARY.

В основе всех работ по сбору, обработке и хранению сейсмологической и геофизической информации лежит корпоративная компьютерная сеть КФ ГС РАН.

- По компьютерной сети организована непрерывная передача информации о землетрясениях с удаленных сейсмических станций радиотелеметрической сети.

- Кроме сейсмологической информации, сеть обеспечивает передачу низкоскоростных видео потоков с систем наблюдения за вулканами, расположенных в г. Ключи и п. Козыревск.

Разработка и внедрение оригинальных методических и программных средств обработки сейсмических сигналов позволили создать систему контроля сейсмичности в регионе в режиме реального времени. Включение корпоративной компьютерной сети в Internet дало возможность обмена информацией на всех уровнях без ограничения количества пользователей.

Система мониторинга внедрена в повседневную научно-производственную деятельность КФ ГС РАН и используется в режиме реального времени для комплексной оценки сейсмической и вулканической опасности на Камчатке:

- Ежегодно в регионе регистрируется 5-6 тысяч землетрясений, связанных с процессами, происходящими в зоне субдукции, и около 7 тысяч землетрясений, связанных с вулканической деятельностью;

- Оценка сейсмической обстановки в районе Камчатки производится по параметрам, характеризующим состояние сейсмичности: сейсмическая активность A_{10} ; наклон графика повторяемости γ ; параметры, определяемые по прогностическим методикам RTL и Z-тест; вариации площади сейсмогенных разрывов ΔS ; форшоковая кластеризация;

- Мониторинг состояния вулканов ведется дистанционными методами в трех направлениях: сейсмический мониторинг, визуальные и видео наблюдения и спутниковый мониторинг. Установленные и включенные в корпоративную компьютерную сеть видеокамеры позволяют наблюдать в реальном времени за состоянием вулканов Шивелуч, Ключевской и Безымянный - <http://data.emsd.ru/video/video.htm> ;

- Ежедневно информация о происшедших в регионе землетрясениях и о состоянии вулканов передается по установленному регламенту в заинтересованные организации и размещается на сервере КФ ГС РАН в Интернете:

<http://data.emsd.iks.ru/regquake/> - карта эпицентров землетрясений Камчатки, Северных Курильских и Командорских островов;

<http://data.emsd.iks.ru/klyquake/index.htm> - карта эпицентров землетрясений Северной группы вулканов;

<http://data.emsd.iks.ru/avhquake/index.htm> - карта эпицентров землетрясений Авачинско-Корякской группы вулканов;

<http://emsd.iks.ru/~ssl/monitoring/main.htm> - информация о состоянии активных вулканов Камчатки.

Основные результаты работы системы.

- Срочные донесения о сильных землетрясениях Камчатки и мира
 - Оперативный каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов
 - Оценки состояния сейсмичности и активности действующих вулканов
- Эффективность работы системы была неоднократно продемонстрирована:
- При возникновении в регионе сильных землетрясений и их афтершоков для своевременной оценки сейсмической опасности;
 - Работой по программе обеспечения безопасности авиа полетов в северной части Тихого океана;
 - За 2000-2005 гг. по служебным каналам связи передано более 170 срочных донесений об ощутимых землетрясениях на Камчатке.

Информация о сейсмической и вулканической активности в регионе рассылается:

- В Камчатское отделение Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений;
- В администрацию Камчатской области;
- В Главное управление по делам ГО и ЧС по Камчатской области;
- Представителю Президента РФ по Камчатской области;
- В рамках научно-технического сотрудничества с Вулканологической Обсерваторией Университета штата Аляска (США), Центрами Слежения за Пепловыми Облаками в Токио (Япония) и Анкоридже (США) ведется обмен информацией о состоянии вулканов Камчатки, Северных Курил и Аляски для обеспечения безопасности полетов в северной части Тихого океана;
- В средства массовой информации.

Решение о состоянии контролируемых вулканов принимается на основе:

- Результатов автоматической и автоматизированной оперативной обработки сейсмических данных;
- Получения основных параметров вулканических землетрясений;
- Распознавания физических явлений на контролируемых вулканах;
- Базы знаний извержений.

Через Камчатскую группу реагирования на вулканические извержения (KVERT - Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team) информация о состоянии вулканов Камчатки еженедельно (а в случае начала сильного извержения - несколько раз в сутки) передается во все крупнейшие авиакомпании мира и распространяется в России через Федеральную Авиационную Службу России.

В 2005 г. по комплексу дистанционных методов были зарегистрированы извержения и прослежены активизации следующих вулканов: Безымянный – 2 извержения, Авачинский – 1 активизация, Шивелуч – 2 сильных извержения и непрерывная активность, Ключевской – сильное продолжительное (несколько месяцев) извержение, Карымский – непрерывное извержение. Обзорные статьи по сейсмичности вулканов Камчатки печатаются ежегодно в сборниках научных трудов “Землетрясения Северной Евразии”, издаваемых Геофизической службой РАН.

Разработка выполнена в соответствии с приоритетными направлениями фундаментальных исследований в области наук о Земле, утвержденными Постановлением Президиума РАН № 233 от 01.07.2003 г., в том числе анализ и оценка природного риска, вулканизм; сейсмичность и сейсмический прогноз; исследования, мониторинг и прогноз состояния природной среды; природные катастрофы. Инновационные разработки КФ ГС РН «Система мониторинга сейсмической активности Камчатского региона» и «Система оперативного дистанционного контроля вулканов Камчатки» отмечены золотой и серебряной медалями на Международном Московском салоне инноваций и инвестиций в 2005-2006 гг.

Основные публикации приведены в списке литературы. Обзорные статьи по сейсмичности Камчатки печатаются ежегодно в сборниках научных трудов «Землетрясения Северной Евразии», издаваемых Геофизической службой РАН.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Гаврилов В. А., Малкин А. П., Чебров В. Н., Сорокин В. В. Радиотелеметрическая система сбора сейсмической информации на Авачинско-Корякском полигоне // Бюл. вулканол. станций. 1978, № 54, с. 22-26.
2. Федотов, С.А., В.Д. Феофилактов, Е.И. Гордеев, В.А. Гаврилов, В.Н. Чебров. Развитие сейсмометрических наблюдений на Камчатке // Вулканология и сейсмология, № 6, 1987.
3. Гордеев, Е.И., В.Н. Чебров, А.В. Викулин, В.И. Левина, В.И. Сеницын, В.В. Ящук. Система сейсмологических наблюдений на Камчатке (состояние, развитие, перспективы) // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 г.: Предвестники, особенности, последствия, Петропавловск-Камчатский, 1998, с. 12-24.
4. Гордеев Е. И., Чебров В. Н., Левина В. И., Сеницын В. И., Шевченко Ю. В., Ящук В. В. Система сейсмологических наблюдений // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки, Петропавловск-Камчатский, 2004, с. 11-42.
5. Гордеев Е. И., Чебров В. Н., Дроздин Д. В., Козырева Н. П., Левина В. И., Сергеев В. А., Сеньюков С. Л., Ящук В. В. Сбор, обработка и хранение сейсмологической информации // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки, Петропавловск-Камчатский, 2004, с. 43-61.
6. Сеньюков С. Л. Мониторинг активности вулканов Камчатки дистанционными средствами наблюдений // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки, Петропавловск-Камчатский, 2004, с. 279-291.
7. Салтыков В.А., Кравченко Н.М. Параметры сейсмичности Камчатки в 2003 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004, №3, с.36-45.

© В.Н. Чебров, Ю.А. Кугаенко, В.А. Салтыков, С.Л. Сеньюков, 2006

УДК 528.481:551.24(571.53/55+517)

А.В. Лухнев, В.А. Саньков, А.И. Мирошниченко, С.В. Аишурков
ИЗК СО РАН, Иркутск

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ МОНГОЛО-БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ GPS ГЕОДЕЗИИ

Концепция тектоники плит позволяет описывать крупные тектонические структуры, их движение в направлениях и скоростях. Такой современный геодезический метод, как GPS геодезия, дает возможность с достаточной точностью и в сжатые сроки определять не только направления и скорость движения литосферных плит, но и дать оценку тектонических деформаций сегодняшнего времени на границах взаимодействия этих структур. Ярким примером изучения территорий с активно протекающими тектоническими процессами, могут служить работы по Японии (*Ito et al., 1999; Malaimani et al., 2000; Shimazaki et al., 2000; Altis 2001*), Индонезии (*Argus & Heflin., 1995*), Центральной и Восточной Азии (*DeMets et al., 1990; Avouac et al., 1993; Hall R. 1997; England & Molnar, 1997; Heki et al., 1999; Larson, 1999; Wu et al., 2001; Li et al., 2002; Yang and Liu 2002; Calais et al., 2003; Bock et al., 2003; Zhang et al., 2004*) и некоторым другим регионам. Как правило, районы активных современных движений располагаются в пределах зон взаимодействия двух или более тектонических плит. Разнонаправленность и интенсивность движений таких тектонических структур вызывают активность сейсмичности, вулканизма и других природных процессов, приводящих к катастрофическим последствиям, гибели людей. Одним из таких районов является зона коллизионного взаимодействия между Индийской и Евразийской континентальными плитами. Исследуемая нами северная периферийная часть коллизионной зоны, территориально охватывает северную часть Китая (Восточный Тянь-Шань), Монголию (структуры Монгольского и Гобийского Алтая, Хангая и др.), южную часть Сибири (Русский Алтай, Тувинское нагорье, Западный и Восточный Саяны, южная часть Байкальского рифта). Регион характеризуется активными тектоническими деформациями, проявляющимися в частых слабых и редких сильных землетрясениях, активизации разломных зон. Разломы центральной части Монголии преимущественно характеризуются сдвиговыми движениями (*Хилько и др., 1985; Calais et al., 2002*), реже сбросами (*Cunningham, 2001*), а активные структуры Монгольского (*Хилько и др., 1985; Cunningham, 1998*) и Гобийского (*Хилько и др., 1985; Cunningham et al., 1997*) Алтая описываются как преимущественно право-сдвиговые и лево-сдвиговые, соответственно с элементами надвига.

Многочисленные работы последних лет дают оценки скоростей сближения Индийской и Евразийской плит (*DeMets et al., 1990; Argus&Heflin, 1995; England&Molnar, 1997; Larson et al., 1999; Flesch et al., 2001; Soofi&King, 2002*). Разработанная и наблюдаемая нами сеть GPS пунктов позволила детализировать картину движений и получить оценки действующих деформаций, вызванных взаимодействием этих плит.

ОБРАБОТКА GPS ДАННЫХ

Начиная с 1994 года в Байкальской рифтовой системе, с 1997 года - на территории Монголии, а с 2000 года - в Туве нами организованы геодинамические полигоны и проведены измерения методом GPS-геодезии. На сегодняшний день сеть насчитывает более 50 пунктов, на большинстве из которых измерения проведены более четырех раз. Станции, расположенные в

Иркутске (с 1996 года) и Улан-Баторе (с 1995 года), входят в Международную GPS службу (IGS). Измерения производились двухчастотными GPS приемниками спутникового сигнала типа Ashtech Z12 с применением антенн Geodetic II и Geodetic III, на некоторых пунктах с 1998 года использовались антенны Choke Ring. Ежегодные измерения на полевых пунктах составляли не менее трех дней в течение 23 часов. На трех станциях (IRKT, ULAZ, ULAB) наблюдения производились в постоянном режиме. Все записи были трансформированы в независимый формат данных (RINEX).

Анализ и расчет псевдодиапазоновых и фазовых записей за каждый день измерений производился программным пакетом GAMIT (*King&Bock, 2002*). Используя метод двойных разностей, мы получили координаты региональных станций и их приращения, параметры движения спутников, 13 зенитных задержек для каждой станции и дня измерений, а также фазовые неопределенности. Для получения решения мы использовали финальные орбиты спутников, полученные IGS (*Beutler et al., 1993*), параметры ориентации вращения Земли (IERS), таблицы зависимостей фазовых центров от азимута и угла прихода спутникового сигнала, таблицы параметров Солнца и Луны, а также все материалы, рекомендованные Международной GPS службой. Для уравнивания нашей GPS сети с Международной системой отсчета (ITRF2000) мы использовали 18 глобальных станций IGS (ARTU, CHUM, FAIR, GRAZ, IRKT, KIT3, KOKB, NRIL, NVSK, ONSA, POL2, SELE, TIDB, TSKB, ULAB, URUM, USUD) (*Altamimi et al., 2002*).

Поправочные коэффициенты положений станций и орбитальных параметров, рассчитанные за каждый независимый день измерений и их вариационно-ковариационные матрицы, были объединены с результатами, полученными для глобальных станций Институтом Океанографии (SIO) и затем обработаны фильтром Кальмана (GLOBK) (*Herring et al., 1990*). Мы уравнивали региональную GPS сеть с сетью ITRF2000, и рассчитали ориентацию, трансляцию и масштабную трансформацию сети, на основе станций IGS имеющих многолетний, непрерывный ряд наблюдений (IGS-core).

ПОЛЕ СКОРОСТЕЙ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Результаты расчетов скоростей и направлений движения GPS пунктов относительно станции IRKT представлены на рис. 1. Район исследований включает две разных по своей кинематической и геодинамической обстановке области. Коллизионная обстановка распространяется от Восточного Тянь-Шаня вплоть до юго-западного края Сибирской платформы, а неотектонические структуры юго-восточного обрамления платформы представлены рифтогенными впадинами и поднятиями. Пространственное сочетание деформаций при переходе от обстановки сжатия к обстановке растяжения неоднозначен и достаточно сложен.

Поле скоростей горизонтальных движений GPS пунктов, расположенных в западной части полигона (Монгольский Алтай, Тува), характеризуется значениями от 10.46 мм год⁻¹ (HOVD) до 3.9 мм года⁻¹ (TANZ). Заметное уменьшение скорости наблюдается в направлении станции KSTU от станции

URUM, расположенной на южной границе Джунгарского блока. По направлению движения выше упомянутых пунктов достаточно выдержанны - в среднем на СВ 25°. Все эти пункты расположены в районах со сдвиговой и надвиговой кинематикой разломов.

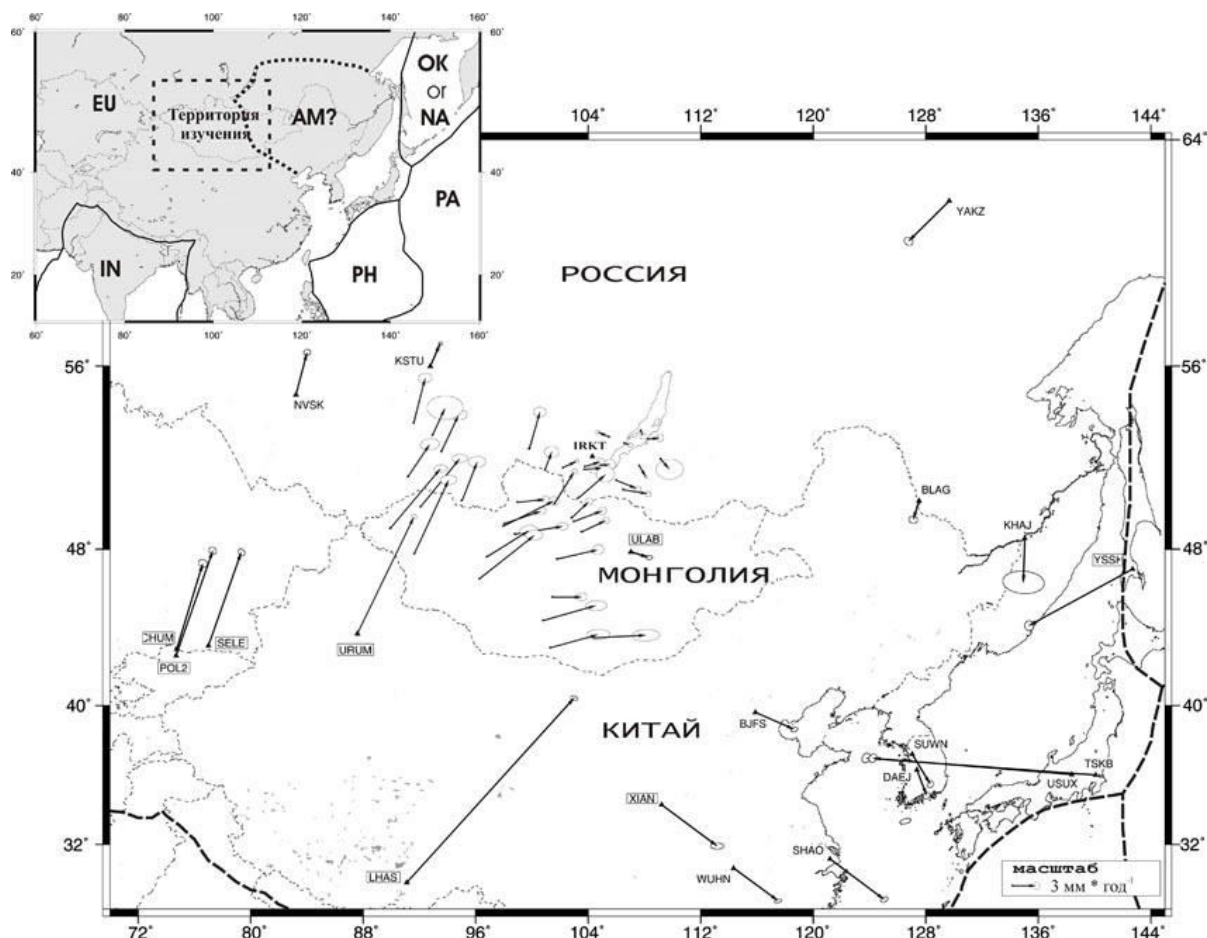


Рис. 1. Поле горизонтальных скоростей GPS пунктов 1994-2004 гг. измерений с эллипсами 95% доверительного интервала

Группа точек, расположенных в районе Гобийского Алтая, имеет меридиональное выдержанное направление 74° - 87° со скоростями около 6 мм год^{-1} , за исключением пункта ТЕЕГ, скорость горизонтальных смещений которого составляет $3.8 \pm 0.3 \text{ мм год}^{-1}$. Движения сдвигового типа ярко представлены в зоне активного Болнайского разлома. Пункты, расположенные на разных крыльях разлома (BOL1, BOL2) характеризуются значениями скоростей горизонтальных движений 5.08 ± 0.29 и $7.24 \pm 0.33 \text{ мм год}^{-1}$, соответственно. Направление движения пунктов указывает на левосдвиговую кинематику разлома со скоростью относительного смещения крыльев $\sim 2 \text{ мм год}^{-1}$.

Горизонтальные движения пунктов, расположенных на южной границе Хангайского блока (ALTA, ULIA) имеют северо-восточное направление 51.6° и 58.1° при скорости в 9.01 ± 0.5 и $6.37 \pm 0.67 \text{ мм год}^{-1}$, соответственно. Разнонаправленность движения пунктов, оконтуривающих Хангайский блок с

южной и северо-западной сторон, указывает на относительную монолитность этой структуры, и скорее всего, на разворот ее по часовой стрелке под действием деформаций, возникающих за счет движения Индийской плиты в сторону стабильной части Северной Евразии (Сибирской платформы). Обращает на себя внимание серия точек расположенная в северной части Монголии (BULG, SSEL, NSEL, ERBL) а также пункты Байкальской GPS сети западной ее части (ZAKM, MOND, ORLK). Скорости движений группы пунктов BULG, SSEL, NSEL имеют сопоставимые значения, равные 3.5 ± 0.2 , 3.9 ± 0.3 и 3.1 ± 0.3 мм год⁻¹, соответственно. Отмечается некоторое уменьшение значения скорости движения для станции NSEL. По-видимому, здесь сказывается влияние разлома, разделяющих пункты SSEL и NSEL, на что косвенно указывают и направление векторов - 69.3° (SSEL) и 46.7° (NSEL). Зона активных деформаций, приуроченных к Тункинскому сдвигу-сбросу, влияет на направления движений и пунктов MOND и ORLK. На западном сегменте разлома, разделяющем указанные пункты, превалирует сдвиговая кинематика, что отражается в скорости (2.51 ± 0.49 мм год⁻¹) и направлении (CB 20.7°) пункта MOND, расположенного в 10 км от трассы разлома. Вектор движения пункта ORLK остается выдержанным по направлению (15.9°), но то скорость составляет 4.97 ± 0.41 мм год⁻¹, поскольку станция равноудалена от Тункинского разлома и Главного Саянского сдвига.

Группа точек, расположенных в зонах влияния разломов, Тункинского, Северо-Хамардабанского (BADA – 1.92 ± 0.14 мм год⁻¹), Главного Саянского разлома и Обручевского сброса (SLYU – 2.43 ± 0.27 мм год⁻¹, KULT – 2.15 ± 0.27 мм год⁻¹), а также в зоне сочленения Обручевского сброса, Приморского и Ангарского разломов (LIST – 1.18 ± 0.39 мм год⁻¹), характеризуются выдержанным субширотным направлением векторов движения и малыми скоростями.

Пункты расположенные как в зоне влияния Приморского разлома (ANGA, UZUR), так и на Забайкальской плите (HORN, ULAZ, UDUN, KIAT) характеризуются юго-восточными направлениями векторов $\sim 110^\circ$ и относительно малыми скоростями движения ~ 2 мм год⁻¹ (рис.1). Направления векторов, отличающихся от векторов станций расположенных в западной части рифтовой зоны, центральной и западной частях Монголии, а также на территории Тувы, указывают на их принадлежность к различным блокам (микроплитам).

Пункты, расположенные на юго-востоке Китая (XIAN, WUHN, BJFS, SHAO, DAEJ, SUWN), имеют такие же выдержанные по направлению вектора движения, что и пункты расположенные на Забайкальской плите и имеют азимут $\sim 133^\circ$ со скоростями до 8.86 ± 0.37 мм год⁻¹ (XIAN). По всей видимости они расположены в пределах одного жесткого блока или Амурской плиты (Зоненшайн, Савостин, 1979).

ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В ТРИАНГУЛЯЦИОННОЙ GPS СЕТИ

Деформационный анализ сети GPS пунктов Байкальского и Монгольского геодинимических полигонов проводилось с использованием программного пакета FONDA (Dong, 1998) по стратегии расчетов, описанной в (Ferhat et al., 1998). Триангуляционная GPS сеть для изучаемой территории насчитывает 73 фигуры, изображенные на рис. 2.

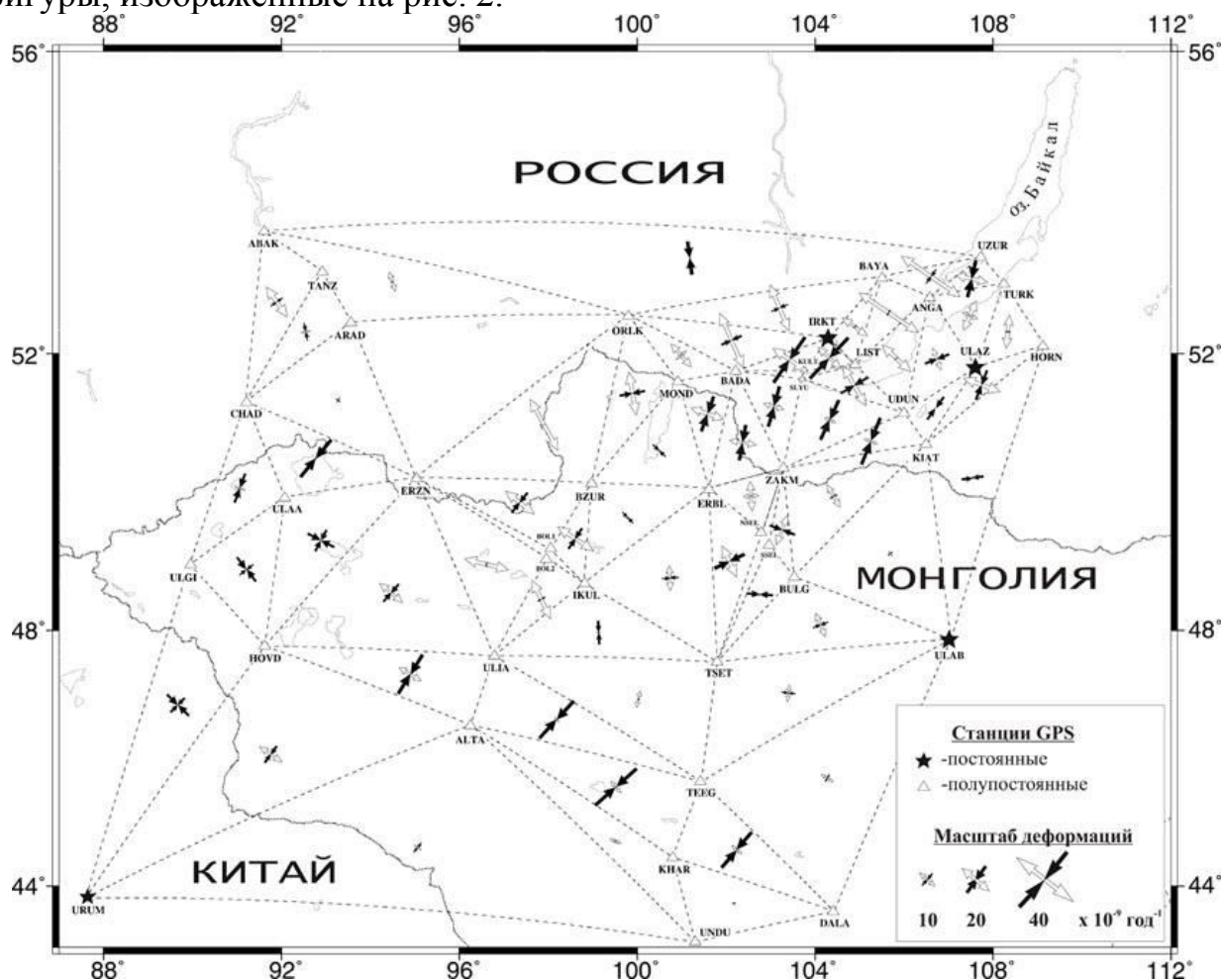


Рис. 2. Относительные горизонтальные деформации триангуляционной GPS сети

Южная часть Монгольской сети, охватывающая тектонические структуры, расположенные между Гобийским Алтаем и Хангаем, характеризуется выдержанной направленностью оси укорочения $40.9^\circ \pm 3.9^\circ$ и значениями в $-21.9 \pm 3.5 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$ (DALA-KHAR-TEEG). Сопоставимые значения скоростей и направления главных осей деформаций дают и треугольники между станциями ALTA-KHAR-TEEG и ALTA-TEEG-ULIA: $-25.8 \pm 3.1 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$ при ориентировке СВ $48.3^\circ \pm 2.5^\circ$, и $-23.7 \pm 3.9 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$ при ориентировке СВ $42.3^\circ \pm 3.6^\circ$, соответственно.

Южная часть Хангая покрывается треугольником ALTA-TEEG-ULIA с ориентировкой главной сжимающей осью направленной в $42.3^\circ \pm 3.6^\circ$ и значением $-23.7 \pm 3.9 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$. Ось укорочения в треугольнике станций IKUL-TSET-ULIA, покрывающего северную часть Хангая, имеет простирание в $357.5^\circ \pm 8.2^\circ$ и значение $-11.0 \pm 2.2 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$, а в центральной части заметно

преобладание значения оси удлинения равной $7.7 \pm 1.5 \times 10^{-9}$ год⁻¹ с ориентировкой $192.6^\circ \pm 8.6^\circ$. Разница в направлениях и деформационной характеристике, видимо, связано с поднятием Хангая и развалом его в центральной части, в то время как сжимающие усилия локализуются на границах этого блока.

На юге-западе Монголии, треугольники, охватывающие южную часть Монгольского Алтая, южную и центральную части Долины Больших озер, а также западную часть предгорий Хангая и западную часть зоны Болнайского разлома, характеризуются приблизительно равными по значениям относительными деформациями укорочения и удлинения. Так, в треугольнике ALTA-HOVD-URUM (южная часть Монгольского Алтая) скорость деформации по оси укорочения равна $-9.6 \pm 0.7 \times 10^{-9}$ год⁻¹ при ориентировке в 34.8° , а по оси удлинения - $12.6 \pm 1.4 \times 10^{-9}$ год⁻¹. Южная часть Долины Больших озер (ALTA-HOVD-ULIA) характеризуется значением скорости деформаций удлинения в $12.3 \pm 1.7 \times 10^{-9}$ год⁻¹, а укорочения - в $-21.5 \pm 3.7 \times 10^{-9}$ год⁻¹, ориентированной на СВ $31.3^\circ \pm 2.9^\circ$. Треугольник ERZN-HOVD-ULIA, охватывающий центральную часть Долины Больших озер, западные предгорья Хангая и зону Болнайского разлома, имеет ориентировку оси укорочения на СВ $40.3^\circ \pm 2.4^\circ$ со значением скорости - $11.2 \pm 1.4 \times 10^{-9}$ год⁻¹, и значением скорости удлинения $14.0 \pm 1.6 \times 10^{-9}$ год⁻¹.

Центральная часть зоны Болнайского разлома (BOL1, BOL2) характеризуется однообразными направлениями главных осей деформаций. Ось укорочения в треугольниках ориентирована в северо-восточном направлении, а значения приближаются к 10×10^{-9} год⁻¹.

Ярким представителем структур сжатия являются районы Хамар-Дабана и восточного борта впадины оз. Хубсугул, где ориентировка главной оси укорочения направлена на северо-восток ($\sim 20^\circ$) и значениями скорости в пределах от -16.9×10^{-9} до $-23.6 \pm 3.2 \times 10^{-9}$ год⁻¹. Характерной особенностью является уменьшение значений скорости деформации о оси удлинения (от $16.1 \pm 4.6 \times 10^{-9}$ до $5.7 \pm 1.8 \times 10^{-9}$ год⁻¹) с запада на восток при северо-западной ориентировке этой оси.

Структуры растяжения, приуроченные в основном, к центральной части Байкальского рифта, характеризуются преобладанием деформаций удлинения (от $14.6 \pm 5.1 \times 10^{-9}$ до $33.4 \pm 2.6 \times 10^{-9}$ год⁻¹) над деформациями укорочения (от $-17.6 \pm 3.9 \times 10^{-9}$ до $-1.4 \pm 1.7 \times 10^{-9}$ год⁻¹). Оси удлинения имеют выдержанное северо-западное направление.

Представленная работа обобщает исследования современных тектонических деформаций Монголо-Байкальского региона по результатам GPS измерений, проведенных в период с 1994 по 2004 гг.

По стилю деформаций выделяются несколько характерных участков. Это районы Монгольского Алтая, где значения скорости относительной деформации укорочения составляют -10×10^{-9} год⁻¹ при ориентировке оси на СВ 35° , а скорости деформации удлинения составляют 12.6×10^{-9} год⁻¹. В сдвиговых структурах Гобийского Алтая значения скорости деформации укорочения выше - до -25×10^{-9} год⁻¹ при ориентировке оси на СВ 50° .

На границах Хангайского блока преобладают деформации укорочения, в то время как центральная его часть подвержена растяжению. Это, по-видимому, связано с современным поднятием Хангая, вызанным воздействием аномального мантийного вещества на подошву коры этого блока (Zorin et al., 2002).

Относительные деформации в центральной и южной частях Байкальского рифта по результатам наших исследований указывают на преобладающее растяжение со значениями оси удлинения порядка $15-30 \times 10^{-9}$ год⁻¹, и направленностью вкрест простираения основных тектонических структур.

Разница в направлениях движений GPS пунктов расположенных на Забайкальской плите и Китае по сравнению со станциями Монголии, Тувы и Сибирской платформы, указывает на существование тектонической границы между Индийской, Евразийской и Амурской микроплитой, по которой проходят скорее пластические деформации, нежели хрупкие.

Одним из возможных объяснений картины деформаций исследуемой территории является выжимая Амурской плиты в юго-восточном направлении за счет движения Индостана по направлению на СВ 20° в сторону стабильной Северной Евразии. Возможен и иной движущий механизм ЮВ смещения Амурской плиты, например за счет конвекции в астеносфере, вызванной погружения Восточнотихоокеанского слэба. Оба варианта не противоречат единонаправленным горизонтальным движениям забайкальских GPS пунктов и пунктов на территории Китая. Частично горизонтальные движения в западной части региона исследований реализуются в левосторонних сдвиговых смещениях по разломам Гобийского Алтая, правосторонних смещениях по сдвигам Монгольского Алтая, взбросах и надвигах, сопровождающих эти сдвиговые зоны, а также в современных структурах сдвига и сжатия на юго-западном фланге Байкальской рифтовой системы. Хангайский блок в данной геодинамической обстановке выступает самостоятельной структурной единицей. Горизонтальные деформации как бы обтекают данный блок, реализуясь вдоль его контактов.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М., Недра, 1979, 311 с.
2. Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука. 1985. - 224 с.
3. Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher, ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications // J. Geophys. Res., 107(B10), 2214, doi:10.1029/2001JB000561, 2002.
4. Argus, D.F. & Heflin, M. Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the Global Positioning system. // Geophys. Res. Lett., 22, 1973-1976, 1995.
5. Avouac, J.P., & Tapponnier, P. Kinematic model of active deformation in central Asia // Geophys. Res Lett., 20, 895-898, 1993.
6. Beutler G., J.Kouba and T.Springer Combining the orbits of the IGS processing centers // Proceeding of the IGS Analysis Center Workshop, edited by J.Kouba, pp.20-56, Geodin. Surv. of Can., Geomatics Can., Nat. Resour. Can., Ottawa, Ontario, 1993.

7. Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Genrich, J.F., Stevens, C.W., McCaffrey, R., Subarya, C., Puntodewo, S.S.O., and E. Calais Crustal motion in Indonesia from Global Positioning System measurements // *J. Geophys. Res.*, Vol. 108, B8, 2367, doi:10.1029/2001JB000324, 2003.
8. Calais, E., Vergnolle, M., San'kov, V., Lukhnev, A., Miroshnichenko, A., Amarjargal, S., and Derverche' re, J. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994 2002): Implications for current kinematics of Asia // *J. Geophys. Res.*, Vol. 108, B10, 2501, doi:10.1029/2002JB002373, 2003.
9. Calais, E., Vergnolle, M., Deverchere, J., Sankov, V., Lukhnev A. and S. Amarjargal Are post-seismic effects of the M=8.4 Bolnay earthquake (1905 July 23) still influencing GPS velocities in the Mongolia Baikal area? // *Geophys. J. Int.*, 149, 157-168, 2002.
10. Cunningham, W.D. Lithospheric controls on late Cenozoic construction of the Mongolian Altai // *Tectonics*, Vol.17, No.6, pp.891-902, December 1998.
11. Cunningham, W.D. Cenozoic normal faulting and regional doming in the southern Hangay region, Central Mongolia: implications for the origin of the Baikal rift province // *Tectonophysics* 331, 389-411, 2001.
12. Cunningham, W.D., Windley, B.F., Owen, L.A., Barry, T., Dorjnamjaa, D., Badamgarav, J. Geometry and style of partitioned deformation within a late Cenozoic transpressional zone in the eastern Gobi Altai mountains, Mongolia // *Tectonophysics* 277, 285-306, 1997.
13. DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S. Current plate motions // *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478, 1990.
14. Dong, D., Herring, T.A., King, R.W.K. Estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data. // *J. Geodesy*. 72, 200-214, 1998.
15. England, P.C. & Molnar, P. The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults // *Geophys. J. Int.* 130, 551-582, 1997.
16. Ferhat, G., Feigl, K.L., Ritz, J.F., Souriau, A. Geodetic measurement of tectonic deformation in the Southern Alps and Provence, France, 1947-1994. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 159, 35-46, 1998.
17. Flesch, L.M., Haines, A.J., Holt, W.E. Dynamics of the India-Eurasia collision zone // *J. Geophys. Res.*, Vol.106, B8, pp.16,435-16,460, August 10, 2001.
18. Hall R. Cenozoic plate tectonic reconstructions of SE Asia // *Petroleum Geology of Southeast Asia*, Geol. Soc. of London Special Publication No.126, pp.11-23, 1997.
19. Heki, K. et al., The Amurian plate motion and current plate kinematics in eastern Asia // *J. Geophys. Res.*, 104, 29147-29155, 1999.
20. Herring, T.A., J.L. Davis, and I.I. Shapiro Geodesy by radio interferometry: The application of Kalman filtering to the analysis of very long baseline interferometry data // *J. Geophys. Res.*, 95, 12,561- 12,581, 1990.
21. Ito, T., Yoshioka, S., Miyazaki, S. Interplate coupling in southwest Japan deduced from inversion analysis of GPS data // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, V. 115, pp.17-34, 1999.
22. King, R.W. and Bock, Y. Documentation for the GAMIT GPS software analysis, release 10.5, Mass. Inst. Tec, 2002.
23. Larson, K., Burgmann, R., Bilham, R. and J.T. Freymueller Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements // *J. Geophys. Res.* 104, 1077-1094, 1999.
24. Li, P., Cui, J., Li, L., Gao, R. Estimation of shortening between the Siberian and Indian plates since the Early Cretaceous // *Journal of Asian Earth Sciences* 20, 241-245, 2002.
25. Malaimani, E.C., Campbell, J., Gorres, B., Kotthoff, H., and S. Smaritschnik Indian plate kinematic studies by GPS-geodesy // *Earth Planets Space*, 52, 741-745, 2000.
26. Shimazaki, K. and Y. Zhao Dislocation model for strain accumulation in a plate collision zone // *Earth Planets Space*, 52, 1091-1094, 2000.
27. Soofi, M.A and King, S.D. Oblique convergence between India and Eurasia // *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, NO. B5, 10.1029/2001JB000636, 2002.

28. Wu, J.C., Xu, C.J., Chao, D.B., Liu, J.N., Li, Y.X. Research on an intraplate movement model by inversion of GPS data in North China // Journal of Geodynamics 31, 507-518, 2001.
29. Yang, Y. and Liu, M. Deformation of convergent plates: Evidence from discrepancies between GPS velocities and rigid-plate motions // Geophys. Res. Lett., Vol.29, No.10, 10.1029/2001GL013391, 2002.
30. Zhang, P., Shen, Z., Wang, M., Gan, W., Burgmann, R., Molnar, P., Wang, Q., Niu, Z., Sun, J., Wu, J., Hanrong, S., Xinzhao, Y. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data // Geology: September 2004: v.32, no.9, p.809-812; doi: 10.1130/G20554.1
31. Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Turutanov E.Kh., V.G.Belichenko, A.A.Artemyev, G.L. Kosarev, S.S.Gao. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication // Tectonophysics, 2002, 359. – Pp.307– 327.

© А.В. Лухнев, В.А. Саньков, А.И. Мирошниченко, С.В. Ашурков, 2006

УДК 550.34

Г.М. Воскобойникова

ИБМиМГ СО РАН, Новосибирск

ВЫДЕЛЕНИЕ И ИЗМЕРЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ КВАЗИПЕРИОДИЧЕСКИХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН МЕТОДОМ ДИНАМИЧЕСКОГО ПРОГРАММИРОВАНИЯ

Точность определения сейсмических параметров околоскважинного пространства – пластовых сейсмических скоростей и геометрии границ – во многом определяется данными о траектории скважины в трехмерном пространстве. Обе задачи являются взаимосвязанными: точность решения последней зависит от точности решения первой. Определение траектории ствола скважины достаточно трудоемкая операция, особенно, инклинометрия наклонно направленных скважин. Как известно, сложность решения ее возрастает при реализации требования решения задачи в реальном масштабе времени. Для решения ее разработаны алгоритмы и программы автоматизированного измерения времен вступления прямых и отраженных волн по данным регистрации сигналов от источника с помощью площадной системы наблюдений, а также решения обратной задачи восстановления параметров скважинного источника – времени в источнике и его координат, а также сейсмической скорости в среде.

1. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Пусть в декартовой системе координат x, y, z оси x, y направлены вдоль поверхности земли, а ось z вниз к центру земли. Среднюю скорость распространения сейсмической волны в окрестности скважины обозначим через v . Датчики, регистрирующие (или излучающие) сейсмические сигналы, расположим на поверхности земли или в мелких скважинах в точках с координатами (x_i, y_i, z_i) . И пусть t_i – время распространения сейсмического сигнала от источника в забое скважины (например, долота) до i -й точки (или

наоборот). Требуется определить координаты (x^*, y^*, z^*) забоя скважины и скорость v . Возможна также постановка задачи, в которой время излучения сейсмического сигнала зафиксировать затруднительно и приходится включать его в число определяемых неизвестных. Тогда будет требоваться определить координаты (x^*, y^*, z^*) забоя скважины, время в источнике t^* и скорость v [1].

Для определения координат забоя скважины требуется точность вычисления моментов вступления первых волн в сейсмограммах и скоростная модель среды

Целью данной статьи является определение во взрывных сейсмограммах моментов вступления первых волн и оценивание их формы, которые определяются алгоритмом, описанным в статье [2].

2. ЦЕЛЕВАЯ ФУНКЦИЯ И АЛГОРИТМ ОПТИМИЗАЦИИ

В качестве критерия максимизации выбрано выражение вида:

$$\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M \sum_{k=0}^{q-1} y_{n_i+k} y_{n_j+k} \rightarrow \max_{\Omega}, \quad (1)$$

где $n_i, n_j, i, j = \overline{1, M}$, – моменты вступления первых волн,

M – количество сейсмограмм,

$y_{n_i+k}, y_{n_j+k}, i, j = \overline{1, M}, k = \overline{0, q-1}$, – волны заданной длительности q ;

$\Omega = \{(n_1, \dots, n_M) \mid 0 \leq n_1 \leq T_{\max} - q - 1, N - T_{\max} - q \leq n_M \leq N - q - 1,$

$q \leq T_{\min} \leq n_i - n_{i-1} \leq T_{\max}, i = \overline{2, M}\}$

Критерий (1) основан на методе максимального правдоподобия [3], [4]. Для решения задачи максимизации (1) был предложен алгоритм, основанный на задаче динамического программирования, который описан в статье [2]. В результате решения этой задачи находятся моменты вступления сейсмических волн и оценки формы этих волн.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Алгоритм реализован в среде Matlab 7.0. Для проверки эффективности алгоритма были использованы взрывные сейсмограммы, полученные на аппаратуре «Лакколит-М». Для каждой 12-ти канальной расстановки сейсмоприемников (рис.1) осуществлялась регистрация взрывов небольшой мощности (пороха упаковками по 12.5 г, 30 г.), произведенных на глубинах до 120 м. С помощью вышеуказанного алгоритма автоматически определялись времена вступлений первых волн. Невязки (ΔT) между временами вступления первых волн, вычисленных по годографу и алгоритмом, указаны в таблицах 1, 2.

На рис. 2, 3 на взрывных сейсмограммах указаны моменты вступления первых волн, вычисленные алгоритмом.

В результате были найдены во взрывных сейсмограммах моменты вступления первых волн, которые определялись апостериорным алгоритмом, основанном на методе динамического программирования. Проведенные исследования показывают высокую эффективность предлагаемого алгоритма обработки сейсмических данных

Таблица 1

14 Октября 2004 г. Сборка-07 Глубина: 100 м.			
№ канал а	Времена вступлений первых волн		ΔТ, сек
	Т годограф, сек	Т алгоритм, сек	
5	0.0452	0.0460	0.008
4	0.0472	0.0480	0,008
3	0.0472	0.0480	0,008
2	0.0504	0.0500	0,0004
1	0.0516	0.0520	0,004
7	0.0546	0.0540	0,0006
8	0.0548	0.0560	0.0012
9	0.0564	0.0560	0.0004
10	0.0582	0.0580	0.0002
11	0.0594	0.0580	0.0014
12	0.0606	0.0600	0.0006

Таблица 2

14 Октября 2004 г. Сборка -06 Глубина: 25 м.			
№ канал а	Времена вступлений первых волн		ΔТ, сек
	Т годограф, сек	Т алгоритм, сек	
5	0.034	0.0340	0.
4	0.039	0.0380	0,001
3	0.042	0.0400	0,002
2	0.045	0.0440	0,001
1	0.048	0.0520	0,004
7	0.050	0.0460	0,004
8	0.052	0.0520	0.
9	0.053	0.0540	0.001
10	0.054	0.0560	0.002
11	0.056	0.0580	0.002
12	0.057	0.0600	0.003

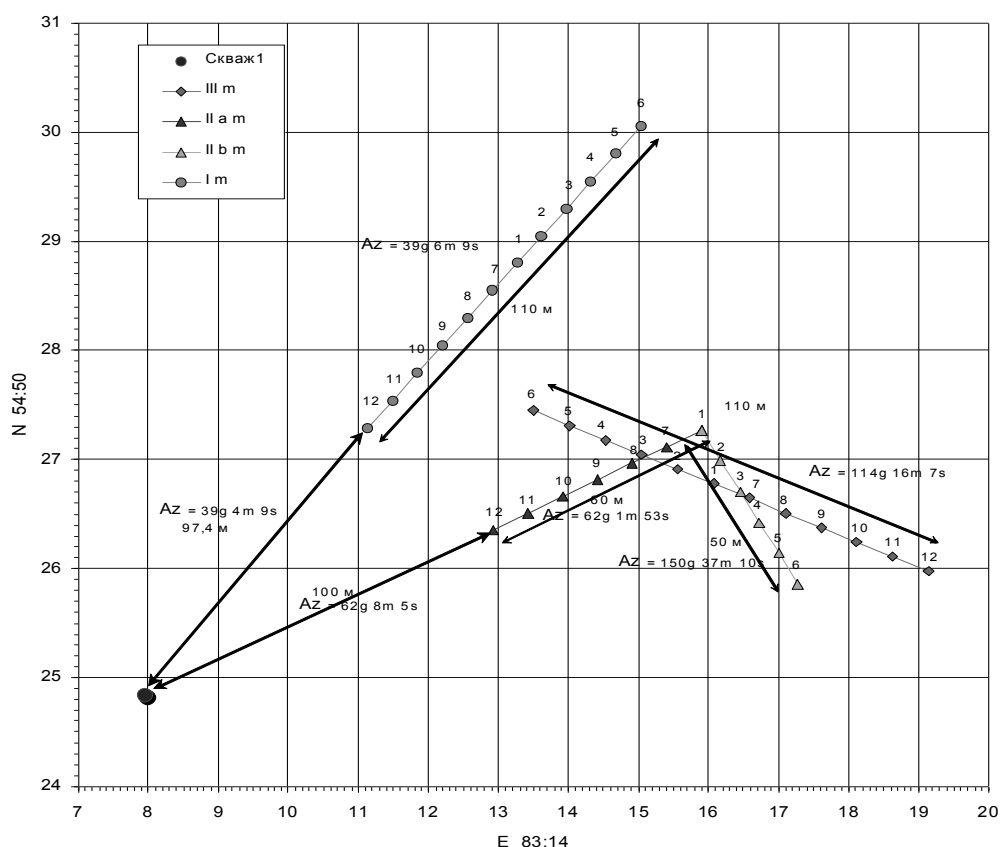


Рис.1. Схемы расстановки датчиков на профилях

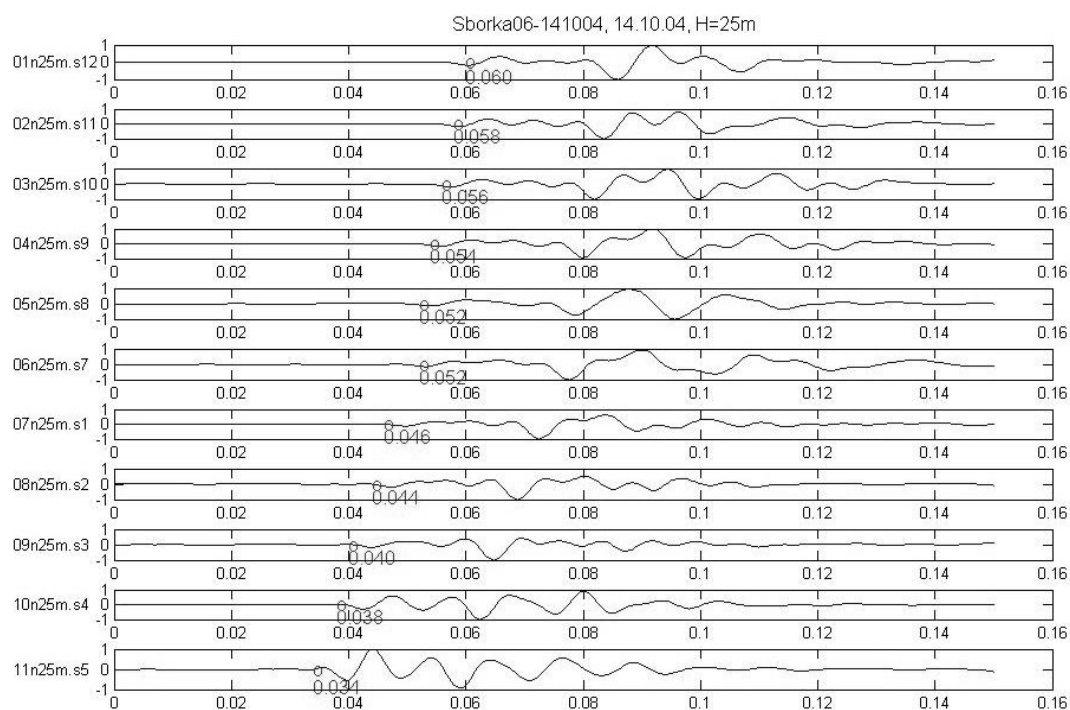


Рис.2. Моменты вступления первых волн, вычисленные алгоритмом на глубине 25 м

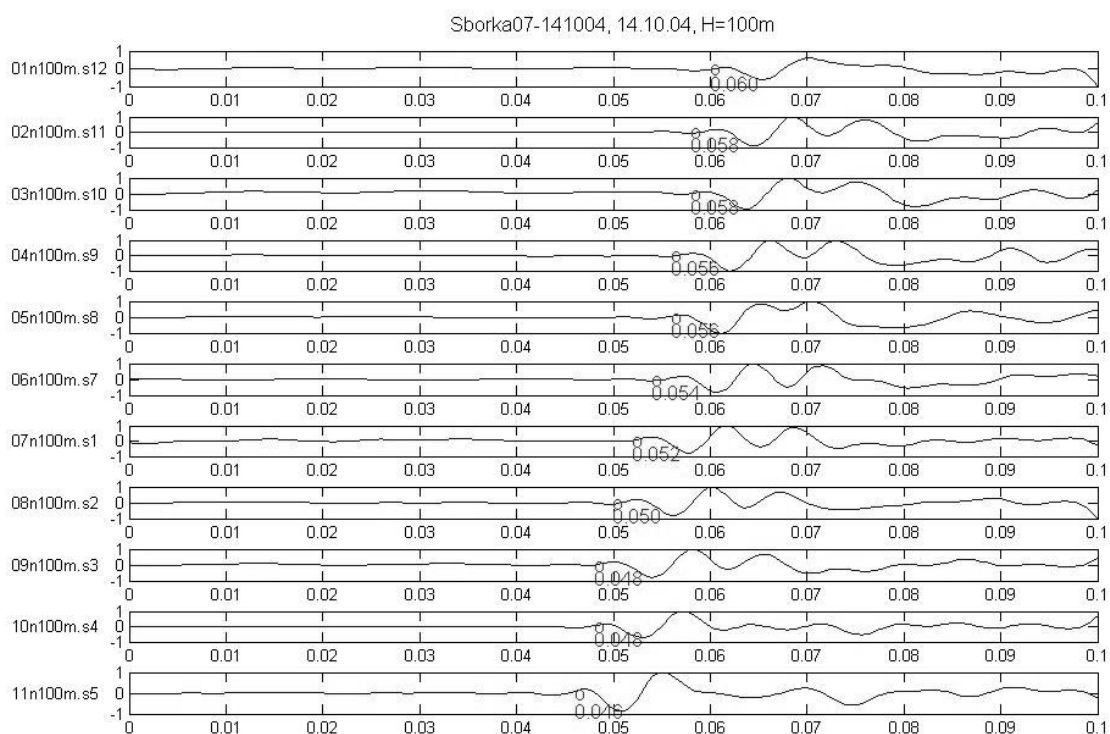


Рис.3. Моменты вступления первых волн, вычисленные алгоритмом на глубине 100 м.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 05-07-90081.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Omelchenko O.K., Sedukhina G.F., Khairtdinov M.S. A computing technology to determine the parameters of the borehole bottom and medium // 9th Korean-Russian International Symposium on Science & Technology, KORUS 2005, June 26 – July 2, 2005, Novosibirsk State Technical University, Novosibirsk, Russia, pp 666-669
2. Воскобойникова Г.М. Алгоритм выделения и измерения параметров вибросейсмических последовательностей // Матер. междунар. Конф. «Математические методы в геофизике», Новосибирск, 2003. – с. 554-561.
3. James D. Wise, James R. Caprio and Thomas W. Parks. Maximum Likelihood Pitch Estimation. IEEE Transaction on acoustics, speech, and signal processing, October 1976.
4. Кельманов А.В., Кутненко О.А. Алгоритм распознавания квазипериодической последовательности импульсов и обнаружения моментов их начала в гауссовом шуме. // Искусственный интеллект и экспертные системы. - Новосибирск, 1996.- Вычислительные системы, вып.157.- с.137-180.

© Г.М. Воскобойникова, 2006

УДК 519.24.8

В.И. Знак, С.М. Панов

ИВМиМГ СО РАН, Новосибирск

ВЕРОЯТНОСТНО-СТАТИСТИЧЕСКИЙ МЕТОД ВОССТАНОВЛЕНИЯ ФОРМЫ ВОЛНЫ ЗАШУМЛЕННОГО ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКОГО СИГНАЛА

Интерпретация результатов геофизических исследований и степень доверия к ней определяется, в основном, качеством исследуемого материала и точностью соответствующих оценок. Данный тезис в полной мере относится и к интерпретации данных активного вибросейсмического мониторинга. В предлагаемой работе излагаются основы кофазной медианной фильтрации и предлагается метод восстановления формы волны зашумленного вибросейсмического сигнала. В качестве основы метода использован последовательный статистический анализ временных рядов.

Медианные фильтры интересны тем, что они позволяют сохранять разрывы и ступени сигнала, которые теряются при использовании линейных фильтров, в том числе и свертки. Интерес к ним отражен в работах многих авторов, среди которых отметим только работы [1, 2].

Однако на периодических сигналах поведение медианных фильтров подобно поведению линейных (с ростом длины фильтра растет его сглаживающий эффект). Данное свойство медианных фильтров значительно ограничивает их возможности в части обработки вибро-сейсмических данных, в основе которых лежат либо гармонические, либо частотно модулированные сигналы. Из работ, посвященных проблеме адаптации медианных фильтров к обработке периодических сигналов, отметим работы [3, 4]. В частности, в [3] соответствующая проблема более четко формулируется как способность фильтра «отбраковывать те образцы в окне, которые не совпадают по фазе с

центром окна». Рассмотрим сейчас такую модификацию медианного фильтра, который ориентирован как раз на «отбраковку» нежелательных образцов, что позволяет значительно ослабить названное выше ограничение медианных фильтров. Предлагаемая модификация принадлежит классу взвешенных медианных фильтров. Специфика подхода – в признании правомочности нулевых весов.

Рассмотрим фильтр, длина которого равна n периодам сигнала, зарегистрированного в эквидистантные моменты времени t_i ($i=1, 2, \dots$) с фиксированным периодом квантования Δt (n – четное: 2, 4, и т.д.), как на рис. 1.

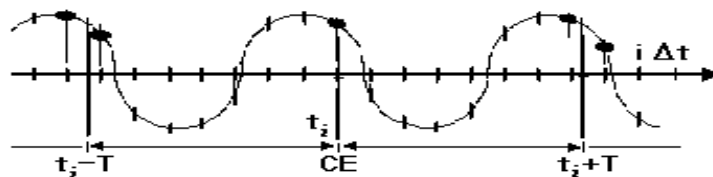


Рис. 1. Выборка значений сигнала, наиболее близких фазе СЕ

Положим, на входе фильтра присутствует соответствующая последовательность значений сигнала. Если события, определяющие поведение сигнала в "соседних" периодах сейсмозаписи с высокой степенью вероятности повторяют друг друга, тогда текущему значению сигнала в момент $i\Delta t$ (рис.1, центр окна – СЕ) можно присвоить единичный вес и ненулевые положительные веса тем значениям, которые отстоят от текущего на длину периода, при равенстве нулю весов прочих членов выборки. Тем самым значимыми (ненулевыми) весами отмечены статистически однородные члены выборки. Используемая здесь гипотеза о подобии последовательности событий в соседних периодах сигнала отдельной сейсмозаписи аналогична гипотезе о подобии последовательности событий в соседних (относительно близких по времени) сейсмотрассах, используемая в алгоритме накопления. Назовем такой фильтр ко-фазно (или синфазно) взвешенным и обозначим как СФВ фильтр. Вопросы выбора ко-фазных (синфазных) значений сигнала и отклика фильтра на дискретные периодические сигналы были исследованы в работах [5, 6].

Здесь мы не будем останавливаться на формальных определениях. Отметим только, что основные характеристики фильтра и принципы его конструирования изложены в отмеченных работах [5, 6].

Как показано в работе [6], СФВ фильтр радиуса $R=\{1, 2\}$ (длины 2, 4 периода соответственно), позволяет сохранять удовлетворительное качество сигнала в полосе частот $\Delta f \sim 1$ Гц (1.5 Гц – в случае повышения веса СЕ относительно прочих). В работах [7 – 9] предложены схемы алгоритмов для того случая, когда область частот свип-сигнала превышает отмеченную полосу, т.е., $\Delta f(\text{FM}) > \Delta f(\text{СФВ})$. В их основу положен единый принцип: распараллеливание обработки сигнала, где отдельная ветвь обработки проектируется для обработки сигнала в полосе частот $\Delta f_i^{(fl)}$ при условии

$f_i^{(fl)} \in f(\text{FM}), i=\overline{1, n}$ (i – номер ветви). При этом сигнал вне полосы данной ветви (кроме кратных частот) трактуется фильтром как помеха. Пример динамики формы волны чистого свип-сигнала на выходах ряда соседних ветвей представлен на рис.2. Частотный диапазон сигнала – 5 Гц ÷ 10.5 Гц с шагом частоты 0.1 Гц.

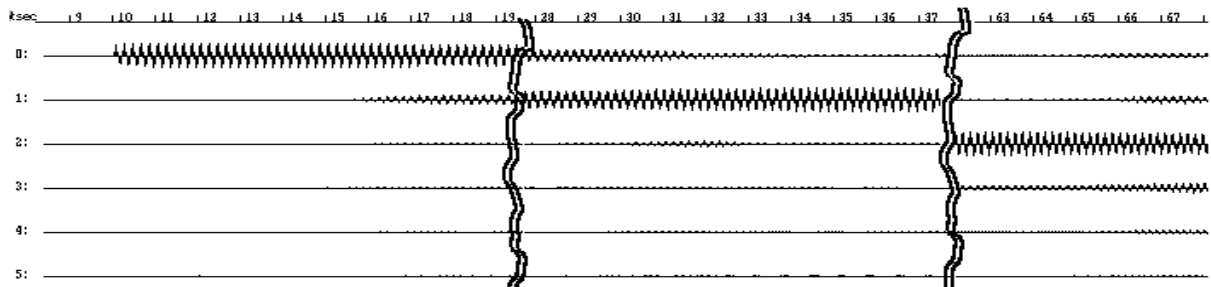


Рис. 2. Динамика формы волны свип-сигнала на выходах ветвей СФВ фильтра

Реконструкции сигнала во всей полосе производится в два последовательных этапа. На первом вычисляется (для каждой ветви алгоритма) оценка дисперсии на некотором скользящем базисе L значений сигнала $\sigma(L) = \sqrt{\sum_{j \in L} (x_j(i) - M_k^{(i)}(L))^2} / L$, L нечетное, $k=L/2, \dots, N-L/2$ (N – длина вибросейсмозаписи). Пример распределения дисперсии по ветвям представлен на рис. 3.

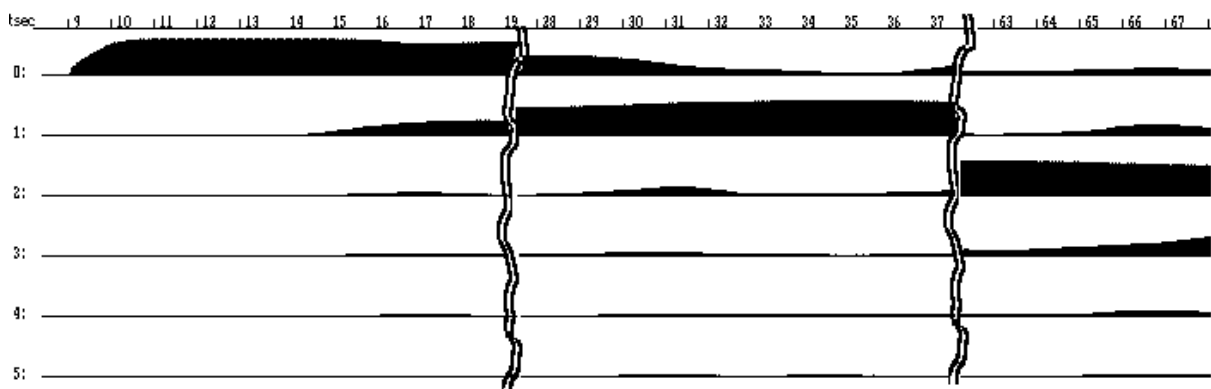


Рис. 3. Распределение дисперсии свип-сигнала по ветвям СФВ фильтра ($L=51$)

На втором этапе, в приведенных ранее работах, восстановление сигнала производится на основе сопоставительного анализа распределения дисперсии $\sigma_k^{(i)}$ ($i=1, \dots, n$) в текущий момент времени k . Рассмотрим метод последовательного статистического анализа с привлечением формулы Байеса.

Для этих целей введем вектор $\vec{S}^T = | S_k^{(1)}, \dots, S_k^{(n)} |$ значений сигнала и вектор $\vec{\sigma}^T = | \sigma_k^{(1)}, \dots, \sigma_k^{(n)} |$ значений дисперсии на момент k . В принципе,

соответствующие значения сигнала и дисперсии представляют собой случайные величины. В этих условиях определим событие A : «значение $S_k^{(i)}$ сигнала является представителем реального сигнала на момент k ($i=1, \dots, n$) при условии принятия одной из n гипотез H_i (по числу ветвей)».

Для оценки вероятности $P(A|H_i)$ предлагается привлечь распределение дисперсии по ветвям алгоритма: $P(A|H_i) = \sigma_k^{(i)} / \sum_i \sigma_k^{(i)}$. Как видно, мы имеем здесь полную группу событий.

Для оценки вероятности гипотез $P(H_i)$, в качестве априорной информации, воспользуемся распределением дисперсии по ветвям алгоритма за некоторый период времени, предшествующий моменту k . В соответствии с этим сведем предшествующие оценки дисперсии в матрицу

$$\Xi = \begin{vmatrix} \dots & \sigma_{k-m}^{(1)} & \dots & \sigma_{k-1}^{(1)} \\ \dots & \sigma_{k-m}^{(n)} & \dots & \sigma_{k-1}^{(n)} \end{vmatrix}$$

и оценку вероятности гипотез представим в форме:

$$P(H_i) = \sum_{j=1}^m \sigma_j^{(i)} / \left(\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m \sigma_j^{(i)} \right) = \xi_i / \sum_i \xi_i.$$

Тогда приходим к выражению

$$P(H_i|A) = (\sigma_k^{(i)} * \xi_i) / (\sum_i \sigma_k^{(i)} * \xi_i).$$

Форма волны свип-сигнала, восстановленного в соответствии с последним алгоритмом, представлена на рис. 4.



Рис. 4. Динамика формы волны восстановленного свип-сигнала

Результаты проверки алгоритма на модели свип-сигнала, искаженного шумами, сведены в табл. 1. В качестве модели шума использован аддитивный белый шум с нулевым математическим ожиданием.

Таблица 1. Значения коэффициентов корреляции исходного сигнала с сигналами на входе фильтра (k_o), и выходе для различных уровней шума

Уровень шума	k_o	$\tilde{k}_1$
0	1.0	0.993
5	0.444	0.80
10	0.242	0.351
20	0.128	0.131

Как видно, с ростом уровня шума монотонно падает качество восстановления сигнала.

Представляется, через вариацию параметров алгоритма (величину базиса L оценки дисперсии и числа столбцов матрицы Ξ) методами динамического программирования можно достичь их оптимальности в зависимости от уровня шумов. Однако в данной работе ставилась цель только разработка вероятностно-статистического подхода к решению задачи восстановления зашумленного свип-сигнала. Всестороннее исследование полученного решения представляет собой отдельную задачу.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Duncan, G. and Beresford, G., 1995, Median filter behaviour with seismic data: Geophysical Prospecting, v. 43, p. 329-345.
2. Justusson B.I. Median filtering: statistical properties: Two-dimensional digital signal processing II, In T-transforms and Median Filters (Springer-Verlag, Berlin, 1981, p.161-196).
3. Yin and Y. Neuvo, Fast adaptation and performance characteristics of fir-wos hybrid filters, IEEE Transactions on signal processing, 42(7), 1994, 1610-1628.
4. G. R. Arce, A general weighted median filters structure admitting negative weights, IEEE Transactions on signal processing, 46(12), 1998, 3195-3205.
5. В.И. Знак. Синфазно-взвешенный медианный фильтр и некоторые вопросы оценки качества его отклика на частотно-модулированный сигнал. Сибирский журнал вычислительной математики, Т. 6, 2003 г., № 3, с. 31-40.
6. V. I. Znak, Co-Phased Median Filters, Some Peculiarities of Sweep Signal Processing, Mathematical Geology, 37(2), 2005, 207–221.
7. В. И. Знак. Синфазные взвешенные медианные фильтры и обработка вибросейсмических данных. Геофизический журнал, № 6, Т. 27, 2005, с. 44–53.
8. V. Znak. Some questions of adaptation of the median filters to periodic signal processing, Proc. 1st International Workshop on Active Monitoring in the Solid Earth Geophysics, Mizunami, Japan, 2004, 212-217.
9. V. I. Znak. One way of organizing N-tap co-phased weighted median filters. Proceedings of the Second IASTED Informational Multi-Conference on Automation, Control, and, Information Technology – Signal and Image Processing (ACIT-SIP), June 20-24, 2005, Novosibirsk, Russia, p. 137-143.

© В.И. Знак, С.М. Панов, 2006

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КАЧЕСТВЕННЫХ СЕЙСМОГРАММ ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ МОНОХРОМАТИЧЕСКИХ ЗОНДИРУЮЩИХ СИГНАЛОВ

В докладе представлены результаты исследования возможности формирования качественных сейсмограмм при использовании монохроматических зондирующих сигналов. Рассмотрен способ улучшения корреляционной характеристики зондирующих сигналов при обработке монохроматических сигналов после регистрации сейсмических данных. Основным элементом предлагаемого способа является функциональный преобразователь данных. На примере двухслойной модели вибросейсмического эксперимента с нормальным стационарным шумом представлены результаты моделирования средствами пакета MathCAD в виде вибросейсмических сейсмограмм (виброграмм). Основным результатом данного способа улучшения корреляционной характеристики зондирующих сигналов является возможность «виртуального» расширения частотного диапазона источника сигнала.

Монохроматический зондирующий сигнал имеет ограниченное применение в технологии вибросейсмического исследования поверхности земли. Это обстоятельство, по мнению многих специалистов вибросейсмической технологии, определяется невозможностью построения временного годографа при использовании монохроматического зондирующего сигнала [1]. Однако такой «неуловимый» в своих временных проявлениях и загадочный в способности распространения на дальние расстояния монохроматический сигнал в технологии вибросейсмического просвечивания земли вызывает обоснованное любопытство геофизиков. Этот интерес является прагматическим, и объясняется теми успешными экспериментами, которые позволили обнаружить этот сигнал на расстоянии более 1400 км после представления данных регистрации в виде спектральных оценок. В то время как экспериментальное зондирование поверхности земли узкополосным сигналом позволяет получить аналогичного качества сейсмограммы на расстояниях только 300-400 км [2].

В данной работе на примере математической модели вибросейсмического эксперимента, разработанной средствами пакета Mathcad, показана возможность использования монохроматического зондирующего сигнала для формирования виброграмм. При этом использованы подходы обработки сигналов, изложенные в работах [3,4,5,6]. Основная идея формирования виброграммы на основе монохроматического зондирующего сигнала заключается в том, что сигнал в точке регистрации, как совокупность монохроматических волн, преобразуется в совокупность узкополосных сигналов с аналогичными временами задержки. Аналитическое выражение

преобразователя в операторной форме $\Psi(s)$ получено в работе [3] и представляет собой следующее выражение:

$$\Psi(s) = \frac{s^2 + \omega_k^2 \cdot (1 + (1 - \Delta) / (\exp(T_s \cdot s) - 1))}{s^2 + \omega_k^2}; \quad (1)$$

$$\alpha = 1 - \Delta; \quad \Delta = \omega_0^2 / \omega_k^2;$$

где ω_0 - частота монохроматического сигнала; ω_k - параметр преобразователя; T_s - время зондирующего сигнала.

Рассмотрим основные элементы математической модели вибросейсмического эксперимента с использованием монохроматического сигнала.

Модель вибросейсмического эксперимента. Основным элементом технологии обработки вибросейсмических сигналов является определение времен пробега (задержки) сейсмических волн. Ключевым элементом вибросейсмических экспериментов является мощный источник зондирующего сигнала, формирующий сейсмическую волну с прецизионными параметрами. Стабильность параметров вибросейсмических волн дает возможность использовать в технологии обработки вибросейсмических сигналов математическую модель опорного сигнала для процедуры свертки. Математическая модель монохроматического зондирующего сигнала в точке регистрации описывается выражением:

$$SBO(t - \tau_i) = \{\Phi(t - \tau_i) - \Phi(t - \tau_i - T_s)\} \cdot \cos(\omega_0 \cdot t); \quad (2)$$

где ω_0 - частота сигнала; τ_i - время задержки i -ой волны; T_s - время сигнала $SBO(t)$; $\Phi(t)$ - функция Хевисайда.

Из формулы (2) при значении времени задержки волны $\tau_i = 0$ получаем математическую модель опорного сигнала для процедуры свертки:

$$SB(t) = \{\Phi(t) - \Phi(t - T_s)\} \cdot \cos(\omega_0 \cdot t); \quad (3)$$

Математическая модель экспериментальных записей сейсмических волн в точке регистрации во временном пространстве описывается выражением:

$$SS(t) = \sum_{i=1}^n A_i \cdot SBO(t - \tau_i); \quad (4)$$

где A_i - амплитуда i -ой волны; n - количество волн в точке регистрации.

Способы выделения времени вступления вибросейсмических волн.

Реальные записи вибросейсмических экспериментов представлены в виде сигналов временного пространства. Поэтому при традиционной обработке сейсмических данных используется процедура свертки между сигналами, представленных во временном пространстве. В этом случае для формирования вибросейсмической сейсмограммы $VGT(t)$ используется преобразование:

$$VGT(t) = \int_{-\infty}^{\infty} SB(\tau) \cdot SS(t - \tau) d\tau; \quad (5)$$

Преобразование (5) при монохроматическом зондирующем сигнале формирует виброграмму, в которой каждая волна представлена монохроматическим импульсом с огибающей в виде равнобедренного треугольника и длительностью $2T_s$. Это обстоятельство порождает проблему «корреляционных хвостов», которая практически исключает возможность определения времен вступления волн.

Для решения проблемы «корреляционных хвостов» предлагается ввести дополнительную процедуру свертки с использованием функции (1). В этом случае для формирования виброграммы $VGT(t)$ от монохроматического зондирующего сигнала используется преобразование:

$$VGT(t) = SS(t) \otimes \Psi(t) \otimes SB(t) \otimes \Psi(t); \quad (6)$$

где $\Psi(t)$ - оригинал изображения $\Psi(s)$.

Моделирование вибросейсмического эксперимента средствами пакета MATHCAD. Модель вибросейсмического эксперимента с нормальным стационарным шумом для двух слоев отражения вибросейсмических волн представлена выражением:

$$SSN(t) = \sum_{i=1}^2 A_i \cdot SBO(t - \tau_i) + n(t); \quad (7)$$

где $SSN(t)$ - модель экспериментальных записей; $n(t)$ – сейсмический шум.

В дальнейшем использованы следующие обозначения параметров модели эксперимента: время сигнала $SBO(t) - T_s$; частота монохроматического сигнала $SBO(t) - f_0$; параметр преобразователя $\Psi(s) - f_k$; время задержки сигнала $SBO1(t) - \tau_1$; время задержки сигнала $SBO2(t) - \tau_2$, дисперсия шума – $D\{n(t)\}$.

Формирование виброграммы для модельного вибросейсмического сигнала по формуле (7) проведено в соответствии с формулой (6). При этом в программе, разработанной с помощью пакета MathCAD, использованы следующие соотношения для непрерывных функций $f_1(t)$ и $f_2(t)$, вытекающие из теоремы о свертке [7]:

$$F\{f_1(t) \otimes f_2(t)\} = F\{f_1(t)\} \cdot F\{f_2(t)\}; \quad F\{f_1(t) \cdot f_2(t)\} = F\{f_1(t)\} \otimes F\{f_2(t)\}; \quad (9)$$

где $F\{*\}$ - операция преобразования Фурье; $\otimes$ - операция свертки.

Рассмотрим результаты формирования виброграммы на примере двухслойной модели вибросейсмического эксперимента с нормальным стационарным шумом для случая волн без наложения во времени и следующих параметрах:

$T_s = 3$ с; $f_0 = 2$ Гц; $f_k = 10$ Гц; $\tau_1 = 3$ с; $\tau_2 = 6,6$ с; $D\{n(t)\} = [0,1; 0,8]$; $A_1 = A_2 = 1$.

Результаты формирования виброграммы для этих условий представлены на рис.1.

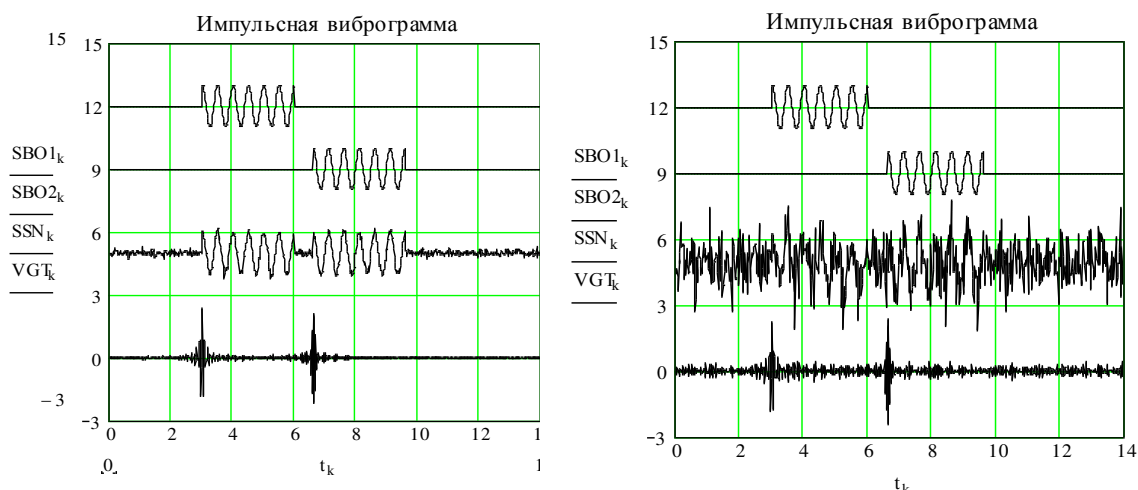


Рис.1. Графики сигналов $SBO(t)$, $SSN(t)$ в точке регистрации, временная виброграмма $VGT(t)$ для случая малого (слева) и большого (справа) сейсмического шума и волн без наложения во времени

Рассмотрим результаты формирования виброграммы для случая волн с наложением во времени и следующих параметрах:

$T_s=3$ с; $f_0=2$ Гц; $f_k=10$ Гц; $\tau_1=3$ с; $\tau_2=5$ с; $D\{n(t)\}=[0,1; 0,8]$; $A_1=A_2=1$.

Результаты формирования виброграммы для этих условий представлены на рис.2.

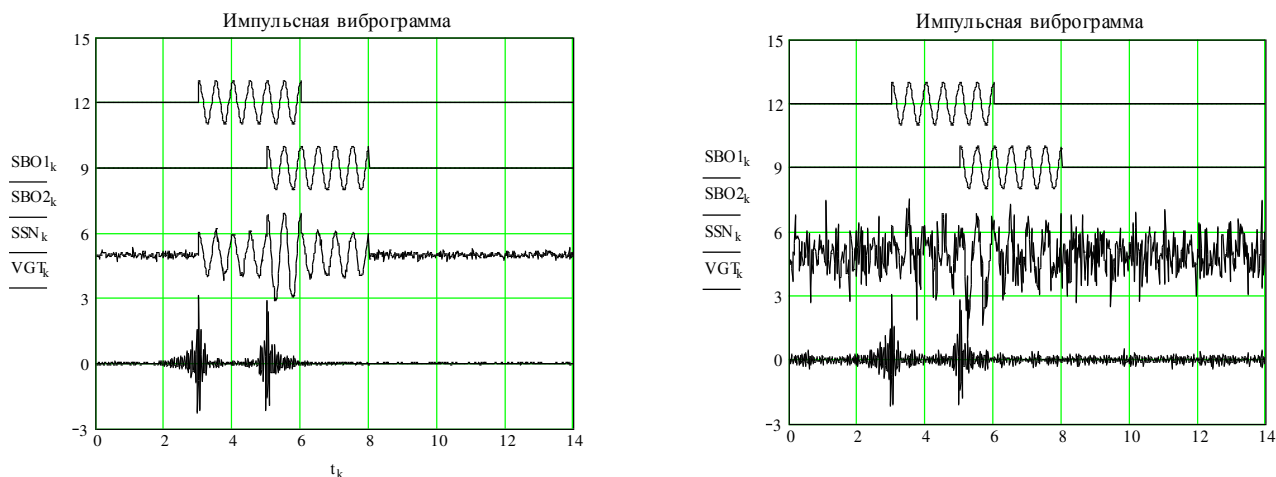


Рис.2. Графики сигналов $SBO(t)$, $SSN(t)$ в точке регистрации, временная виброграмм $VGT(t)$ для случая малого (слева) и большого (справа) сейсмического шума и волн с наложением во времени

Заключение. Анализ графиков временной виброграммы, формируемых на основе математической модели вибросейсмического эксперимента при различных параметрах, показывает: использование преобразования по формуле (6) приводит к улучшению корреляционной характеристики монохроматического зондирующего сигнала и подавлению «корреляционных хвостов»; полученная виброграмма идентифицирует времена вступлений

вибросейсмических волн; достигнутое улучшение корреляционной характеристики зондирующих сигналов эквивалентно «виртуальному» расширению частотного диапазона источника сигнала; изменение параметра f_k преобразователя по формуле (1) дает возможность изменения разрешающей способности виброграммы. Исследование свойств преобразователя по формуле (6) на примере двухслойной модели вибросейсмического эксперимента с нормальным стационарным шумом показывает справедливость вышеизложенного утверждения.

Автор выражает благодарность всем участникам семинаров лаборатории геофизической информатики ИВМиМГ СО РАН за обсуждение проблем обработки геофизических данных. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №03-05-64614, №03-05-65292.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Юшин В.И. Преобразование вибросейсмических сигналов при широкополосном и монохроматическом зондировании // Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками / Отв. Ред. Г.М. Цибульчик. – Новосибирск: ИВМиМГ СО РАН, Филиал «Гео» Издательства СО РАН, 2004. – 387 с.
2. Еманов А.Ф., Селезнев В.С., Соловьев В.М., Чичинин И.С., Кашун В.Н. и др. Особенности изменений во времени волновых полей при вибросейсмическом мониторинге земной коры // Сейсмология в Сибири на рубеже тысячелетий: Материалы междунар. геофиз. Конф. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2000 – 395 с.
3. Ефимов С.А. Способ обработки для улучшения корреляционной характеристики зондирующих сигналов, применяемых при вибросейсмическом просвечивании земли для исследования структуры вулканов // Современные проблемы радиоэлектроники: Сб. науч. тр./ Под ред. А.И. Громыко, А.В. Сарафанова; Отв. за вып. В.И. Ризуненко. Красноярск: ИПЦ КГТУ, 2004. 731 с.
4. Efimov S.A. Mathematical simulation of invariant seismic experiments for research into requirements of equivalence conditions of sounding signals. // Bulletin of the Novosibirsk Computing Center, Math. Model. in Geoph. 8 (2003), 27-34, NCC Publisher, Novosibirsk.
5. Ефимов С.А. Метод оптимальной фильтрации зондирующих сигналов с частотной модуляцией в цифровых геофизических системах // Оптические методы исследования потоков: Труды VII Международной научно-технической конференции / Под ред. Ю.Н. Дубнишева, Б.С. Ринкевичюса. – М.: Издательство МЭИ, 2003 – 516 с.
6. Ефимов С.А. Нетрадиционный подход повышения эффективности вибросейсмической технологии при исследовании земной коры и строения вулканов // Проблемы сейсмологии III – ого тысячелетия: Материалы междунар. геофиз. конф., г. Новосибирск, 15-19 сент. 2003 г. - Новосибирск: Издательство СО РАН, 2003. – 310-314 с.
7. Краснопевцев Е.А. Математические методы физики. Избранные вопросы: Учебник. – Новосибирск: Изд-во НГТУ, 2003. – 244 с. – (Серия «Учебник НГТУ»).

© С.А. Ефимов, 2006

МОНИТОРИНГ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ GPS МЕТОДОМ

ВВЕДЕНИЕ

Исследования современных движений Горного Алтая начиная с 2000 года проводятся с использованием технологий космической геодезии. Целью работы являлось получение поля скоростей современных движений земной коры. Точность полученных результатов при использовании геодезических двухчастотных приемников TRIMBLE 4700 при одновременном многосуточном сетевом опросе и последующей обработке может достигать десятых долей миллиметра. Известно, что изучение современных движений Горного Алтая до последнего времени проводилось только нивелированием, т.е. изучалась только вертикальная компонента. Построение полей 3D-смещений важно для изучения природы и закономерностей распределения тектонических сил, а также особенностей сейсмического процесса.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Алтайская геодинамическая сеть, простирающаяся от Новосибирска до монгольской границы, с учетом дополнений 2001 и 2003 годов насчитывает 21 пункт, включая одну базовую постоянную станцию [1]. В целом изучаемая территория простирается от 49 градуса на юге до 55 градуса на севере и от 81 градуса на западе до 92 градуса на востоке, охватывая структурные элементы Горного Алтая и его окружения. Высоты пунктов измерений от сотни метров на севере в равнинной части до 2.5 тысяч метров на юге исследуемой территории.

Обработка результатов измерений проводилась с использованием специальных программ анализа: GPSurvey, GAMIT-GLOBK. Результаты по пяти циклам измерений обрабатывались с использованием данных по мировой сети постоянных станций. Рассматривались решения для трех станций Алтайской сети (NVSK, KRUT, ELTS), расположенных на севере от Горного Алтая в равнинной части исследуемой территории. Ошибка при определении значений горизонтальных скоростей 0.6-1.2 мм (трехлетний цикл), для вертикальных скоростей 2.5 мм (четырёхлетний цикл) и 4 мм (трехлетний цикл). В эпоху 2000-2003 гг. перед Чуйским землетрясением большинство полученных значений горизонтальных скоростей лежат в диапазоне от 0.5 до 4 мм в год. Только для станций на крайнем юге скорости достигают 5-11 мм. (рис. 1). Значения вертикальных скоростей лежат также в этих пределах (рис. 2).

Рассматривая поле скоростей, следует учитывать, что последний цикл измерений закончен в августе 2003 года, а в конце сентября на юге исследуемого региона произошло катастрофическое землетрясение (27.09.2003, 50.064 с.ш. и 87.731 в.д., $M = 7.3$) [2, 3].

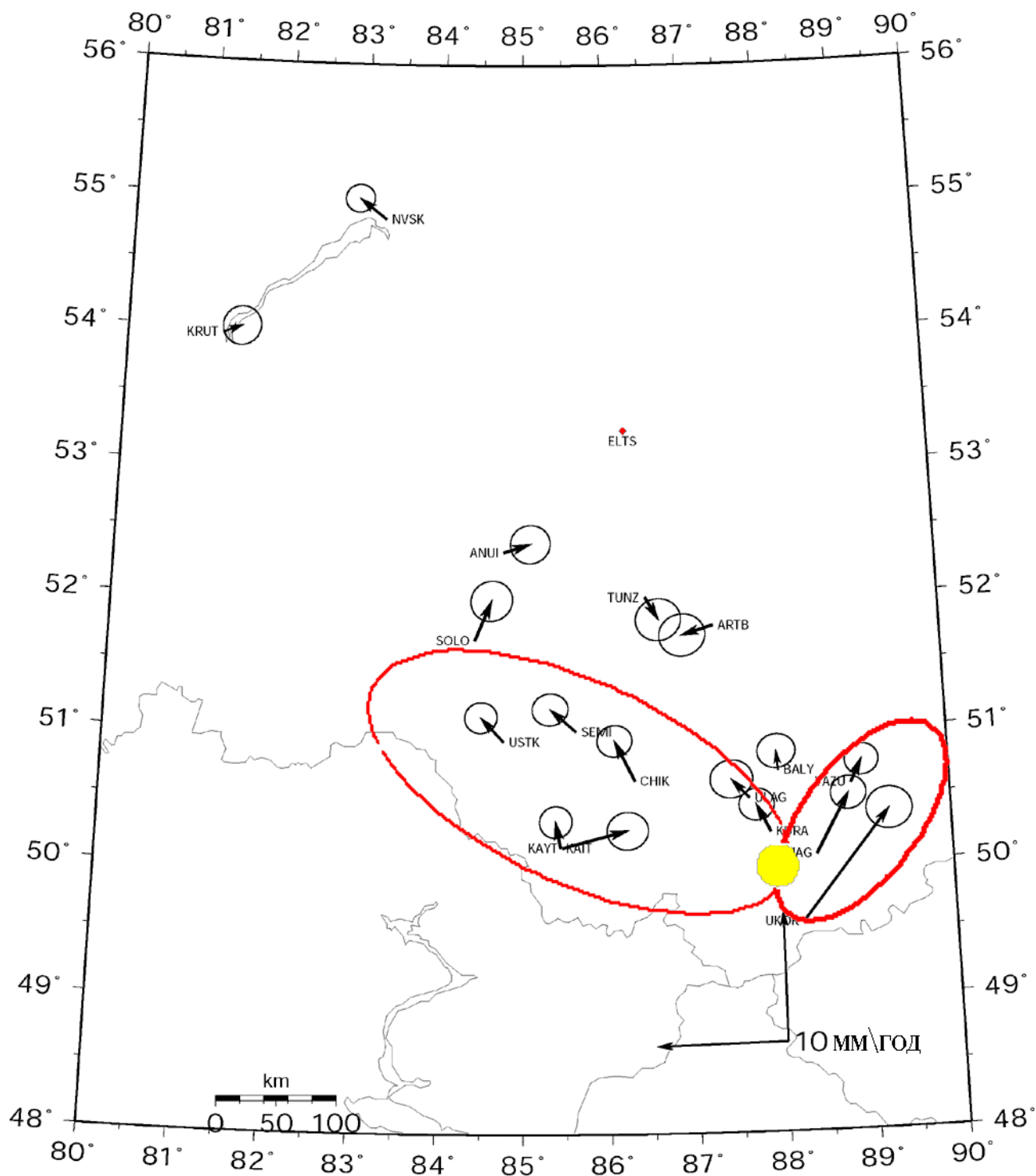


Рис.1. Поле скоростей горизонтальных движений Горного Алтая и окрестностей относительно пункта Ельцовка (2000-2003 гг.)

В результатах GPS измерений, полученных за четыре года предшествующие сильному землетрясению естественно ожидать отражение процессов подготовки землетрясения на фоне поля тектонических скоростей, характерного для северной границы зоны активных деформаций Центральной Азии. Решение для очага землетрясения показывает наличие сжатия в азимуте север-юг и растяжение по широте. Положение нодальных плоскостей (38 и 130

градусов) определяет положение секторов сжатия (к югу и северу от эпицентра) и растяжения (к востоку и западу от эпицентра).

Решение для скоростей относительно станции ELTS показывает наличие смещений в С-З направлении и появление в южной и юго-восточной части смещений на С-В (рис.1).

Поле горизонтальных скоростей для эпицентральной части свидетельствует о наличии растяжении по долготе, что соответствует модели очага землетрясения. Выделяется область эпицентра, где происходит резкий поворот векторов скоростей. В южной части (вблизи монгольской границы) направление скоростей меняется на северо-восточное, что согласуется с направлением движений по GPS данным в северо-западной части Монголии (5-6 мм в год) и Китая (Урумчи, 10 мм в год).

Эпоху 2003-2004 гг. можно рассматривать как косейсмические смещения связанные с Чуйским землетрясением и его афтершоками. Результаты обработки данных GPS измерений для горизонтальных смещений приведены на рис. 3.

В зоне очага землетрясения отмечено правостороннее смещение по разрыву (130°N). Максимальные горизонтальные смещения отмечены для пунктов KURA, CHAG, UKOK расположенных в 15-30 км от линии разрыва. Смещения достигают 0.35 м в 15 км от очага. Максимальные вертикальные смещения отмечены также вблизи очаговой области (рис. 4). Они на порядок меньше горизонтальных, что позволило выбрать в первом приближении двумерную модель смещений на вертикальном разрыве (рис. 5) [4] и получить параметры разрыва в очаге (смещение 2 м и средняя глубина очага 8 км). Полученные параметры хорошо согласуются с данными сейсмологов и геоморфологов.

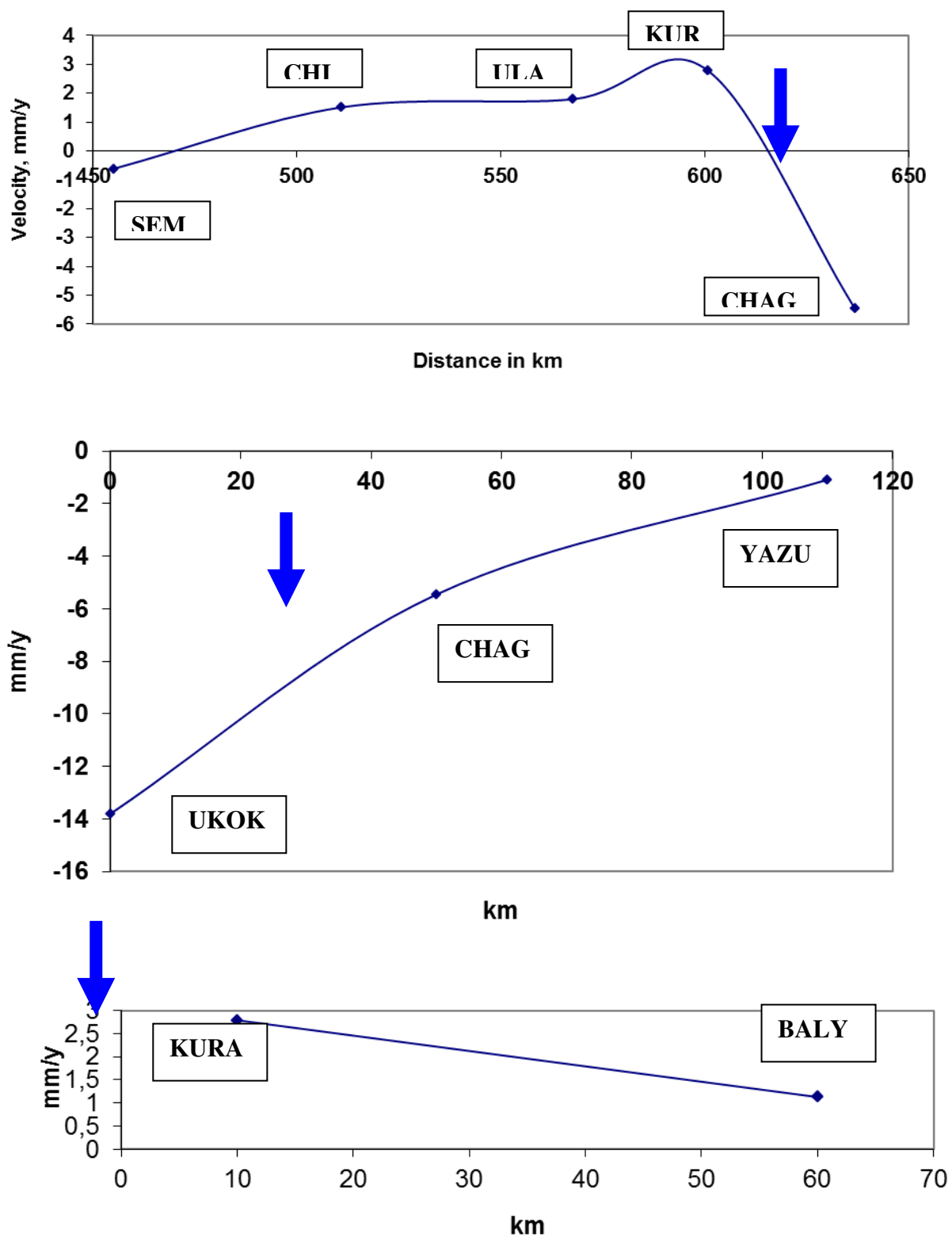
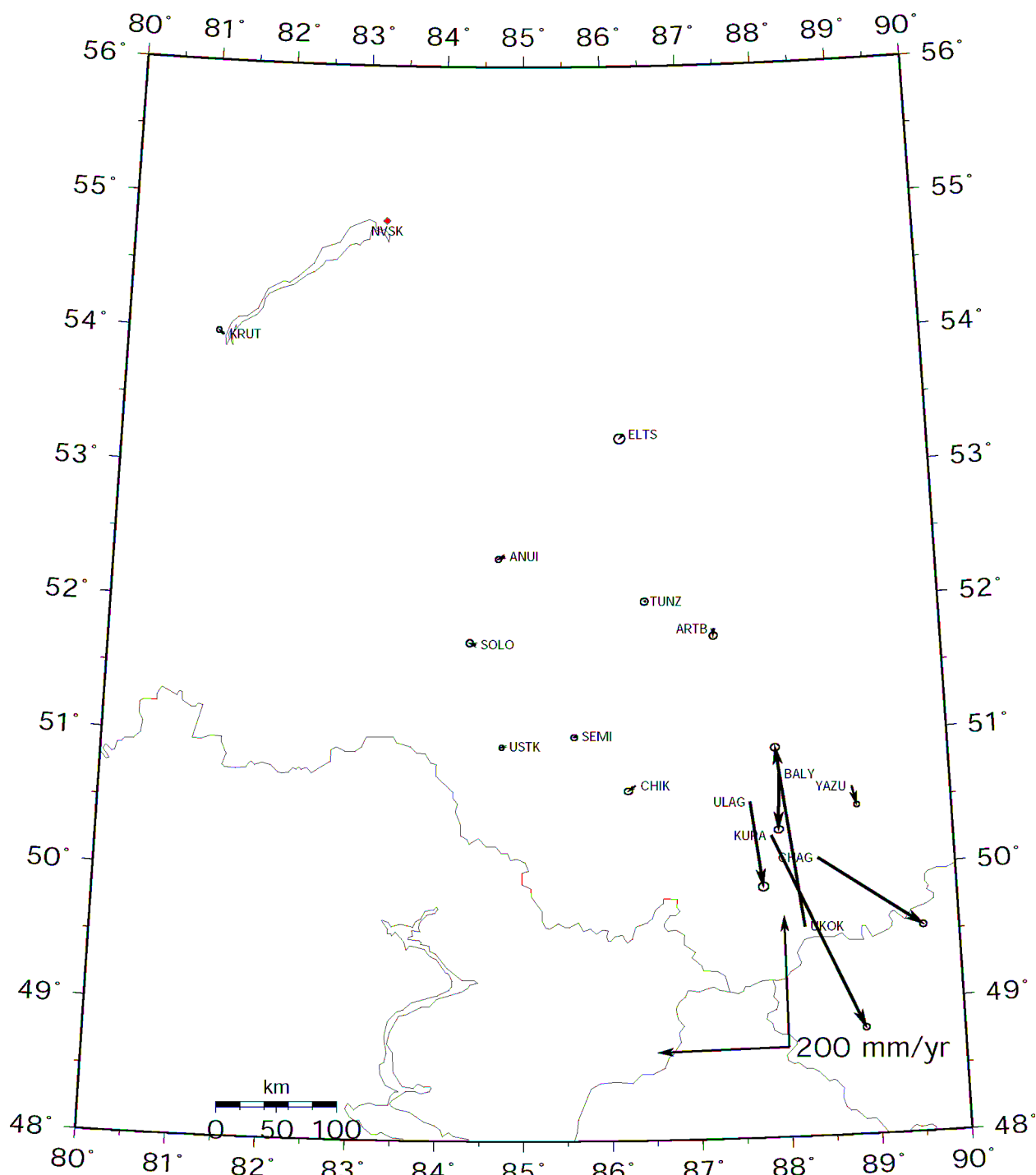


Рис. 2. Вертикальные скорости для эпохи 2000-2003 гг. Профиль вдоль Чуйского тракта от Семинского перевала, через Чикетаманский перевал, Курай до Чаган-Узуна: SEMI, CHIK, ULAG, KURA, CHAG. Профиля через зону – б) UKOK, CHAG, YAZU, с) KURA и BALY. Стрелкой показано положение эпицентра Чуйского землетрясения



Velocities relative to NVSK Input file : alt03-04GLX.vel.org

Рис. 3. Поле скоростей горизонтальных движений Горного Алтая и окрестностей относительно пункта Новосибирск (2003-2004 гг.)

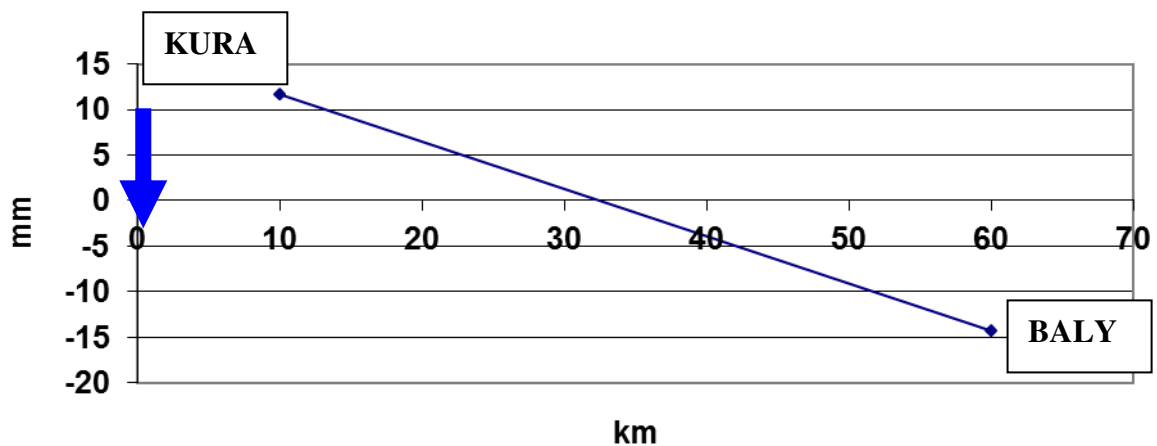
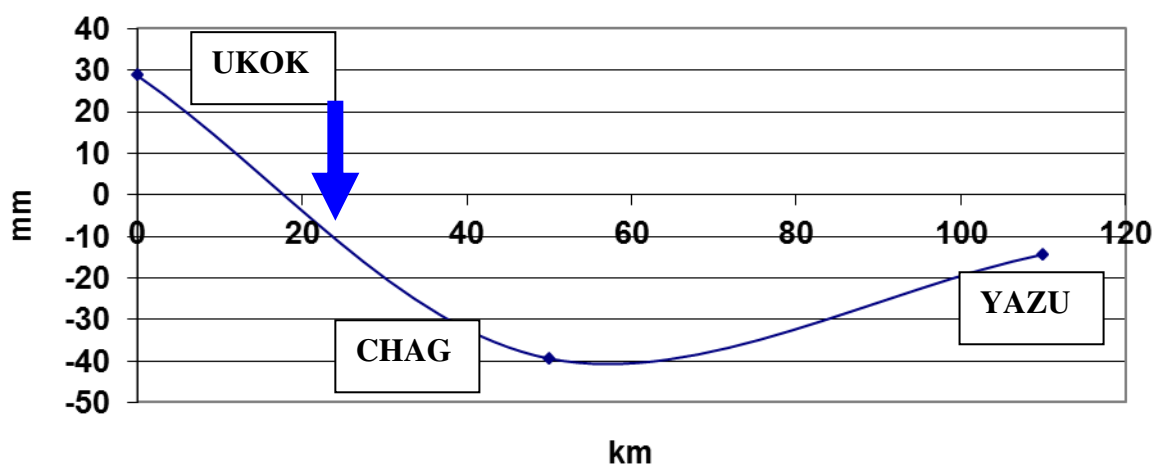
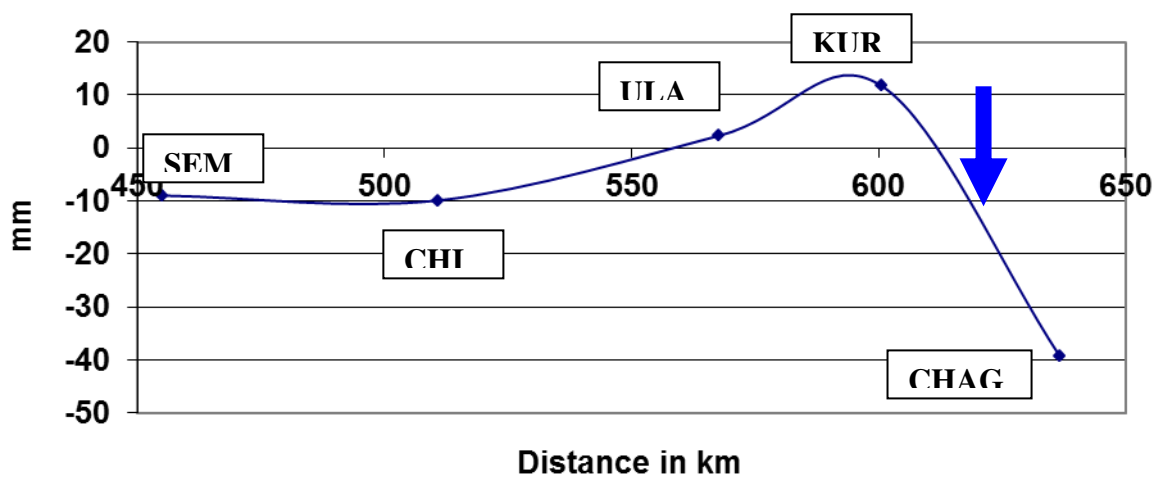


Рис. 4. Вертикальные смещения (2003-2004) а) Профиль по Чуйскому тракту: SEMI, CHI, ULA, KURA, CHAG. Профиль через зону – б) UKOK, CHAG, YAZU, в) KURA и BALY

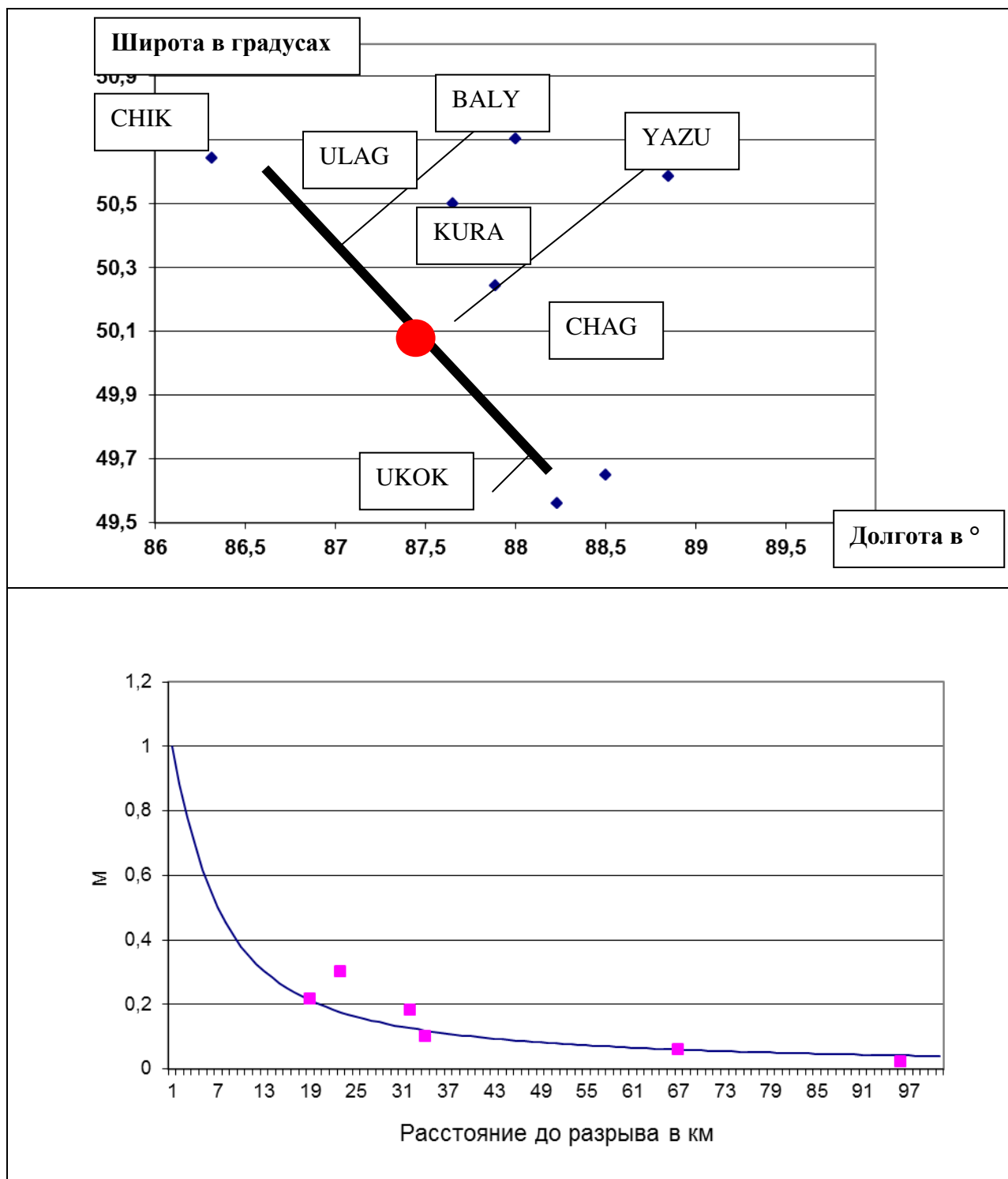


Рис. 5. а) Положение пунктов в эпицентральной зоне и нодальной плоскости б) Теоретическая кривая смещений ($a = 8$ км, $\Delta\omega = 2$ м) и экспериментальные результаты

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Дучков А.Д., Запреева Е.А., Кале Э., 2003. Сеть измерений в западной части Алтае-Саянской области. // Геология и геофизика, т. 44, №11, 1208-1215.

2. Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф. и др. (2003) Чуйское землетрясение 2003 года ($M=7.5$). // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН» №1(21), 2003.

3. Старовойт О.Е., Чепкунас Л.С., Габсатарова И.П. (2003) Параметры землетрясения 27 сентября 2003 года на Алтае по инструментальным данным. // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН» №1(21), 2003.

4. Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г. Поля смещений земной поверхности в зоне Чуйского землетрясения Ю Горный Алтай. // ДАН, 2005, т.405, №6, 804-809.

© В.Ю. Тимофеев, Д.Г. Ардюков, 2006

УДК 629.783:528.2

В.Ю. Тимофеев, Д.Г. Ардюков

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

МОНИТОРИНГ СМЕЩЕНИЙ ЛЕДЯНЫХ ПОЛЕЙ ОЗЕРА БАЙКАЛ МЕТОДАМИ СВЕТОДАЛЬНОМЕТРИИ

Моделирование современных тектонических процессов проводится различными методами. Одна из таких возможностей – это натурный эксперимент. В этом случае можно рассматривать ледовый покров как приблизительный аналог земной коры. Слой льда на оз. Байкал в феврале достигает толщины $h = 0.7$ метра. Ледовый покров расчленяют малые и большие трещины, что и рассматривается как подобие разломной сети земной коры. Поля свободно движутся, периодически трескаясь, под действие температурных изменений и ветровой нагрузки. Трещины выделяются различного типа – надвиговые, сдвиговые и трещины раздвижения. Работы в феврале 2006 года проводились на магистральной трещине, прослеженной от одного берега озера Байкал до другого в направлении север-юг (рис.1). Изучение смещений на трещинах проводилось различными датчиками, в частности с помощью двухчастотных светодальномеров типа ТОПАЗ СП2. Опытные работы с этими приборами проводятся обычно в осеннее время на полигоне в районе сейсмостанции Талая (юг оз. Байкал). Используется стандартная технология проведения измерений на двух частотных геодезических измерителях. В марте-апреле 2005 года методические работы с этими приборами проводились в районе сейсмостанции Талая. Измерения при температурах $-5 \div -10$ градусов на базе 100 м показали высокое качество наблюдений. Разброс значений в течение нескольких часов не превышал 0.1 мм.

Работы со светодальномерами на льду озера Байкал проводились в рамках комплексной экспедиции в третьей декаде февраля 2006 года. Использован стандартный комплект – светодальномер с батареями и два отражателя. Штативы с триггерами были заморожены на период эксперимента - с 22 по 26 февраля, температура воздуха днем колебалась от -12 до -20 градусов при отсутствии или слабом ветре, ночные температуры достигали -26 градусов. Полигон светодальномерных измерений располагался в 3 км от берега, в 6 км от

п. Листвянка. Координаты пунктов определялись с помощью одностатотных GPS приёмников.



Рис. 1. Справа - Схематическое положение магистральной трещины в южной части озера Байкал и светодальномерный полигон (треугольник). Слева – магистральная трещина, разделяющая ледовые поля озера Байкал

Сравнение результатов вычисления длин линии по GPS методу со светодальномерными определениями показали среднее расхождение в 6 м. Конфигурация полигона и ледовых трещин приведена на рис. 2.

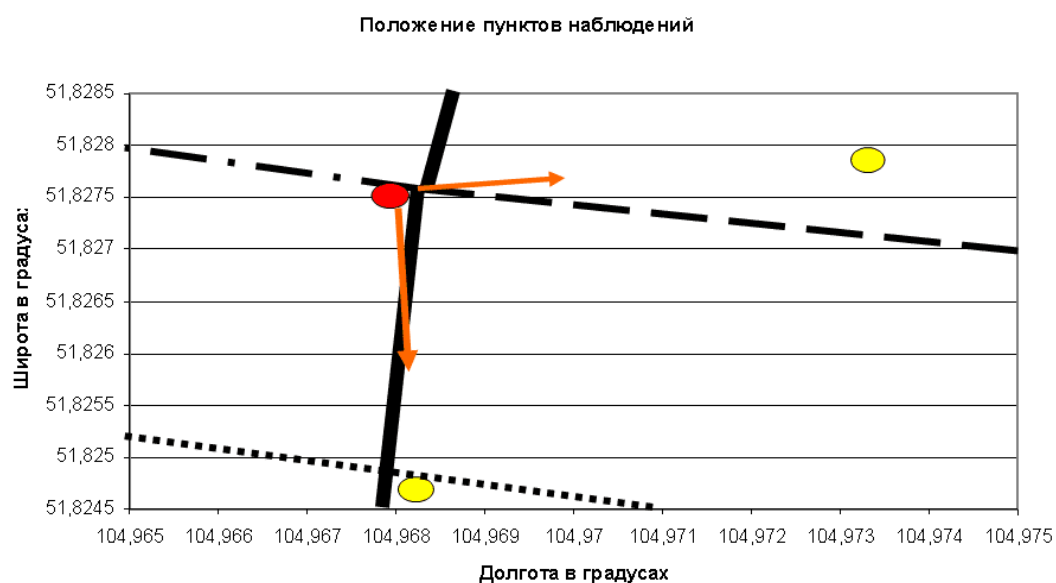


Рис. 2. Конфигурация светодальномерной сети, положение магистральной трещины (толстая линия, см. рис. 1 (слева)) и надвиговых трещин (пунктирные линии)

Здесь сплошной линией показана магистральная трещина, простирающаяся с севера на юг (от одного берега озера Байкал до другого) – типа сдвиг-раздвиг, а пунктирными линиями показаны ортогональные ей трещины типа надвиг. Измерения проводились в дневное время. Результаты измерений по линиям ЮГ и ВОСТОК приведены на рис. 3.

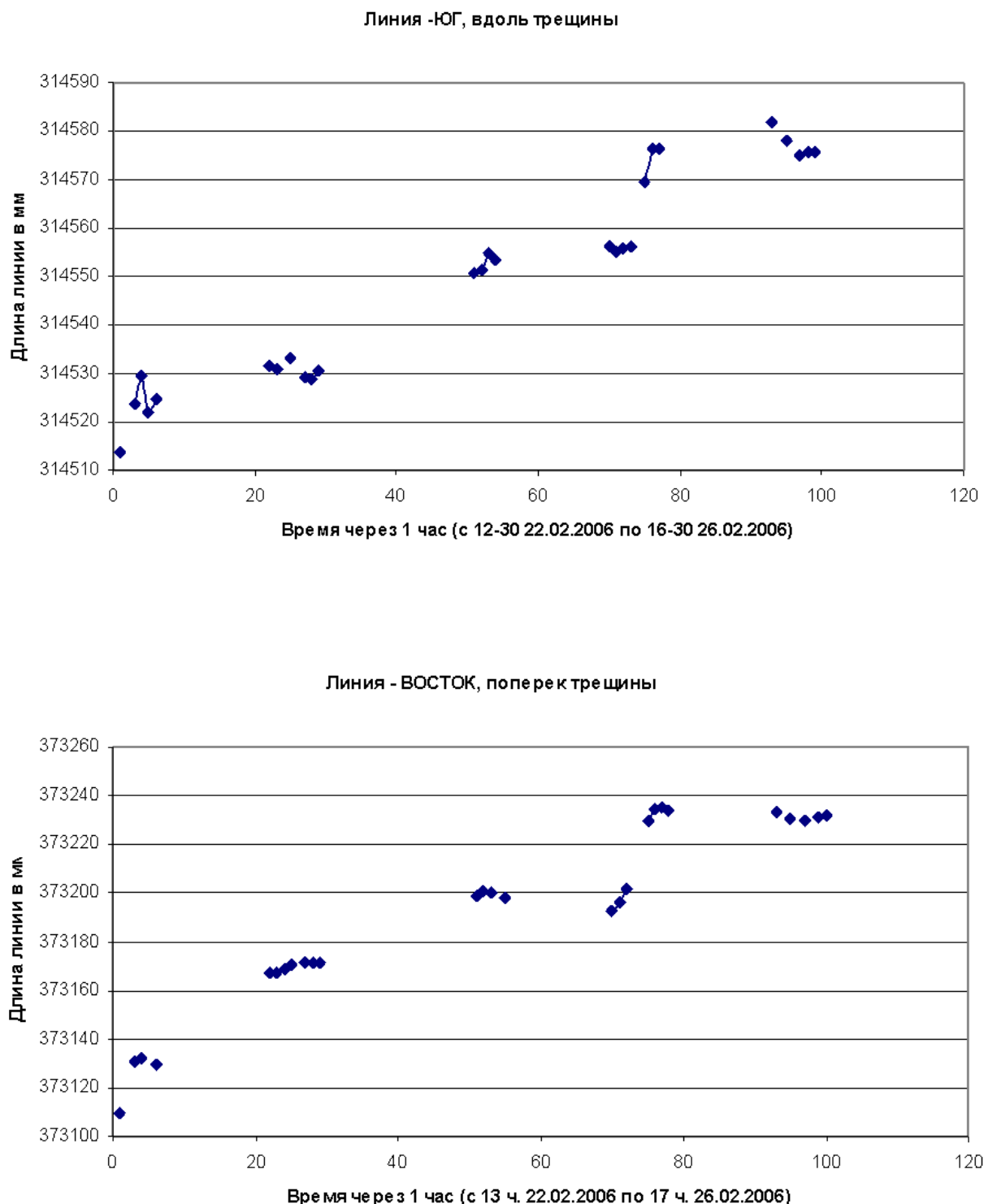


Рис. 3. Изменение длин линий в миллиметрах за 100 часов наблюдений (5 суток)

Так, увеличение длины линии ЮГ от 314513 мм до 314575 мм произошло за 100 часов наблюдений (линия параллельна трещине). Для линии ВОСТОК (поперек трещины) за этот же период получено увеличение на 120 мм.

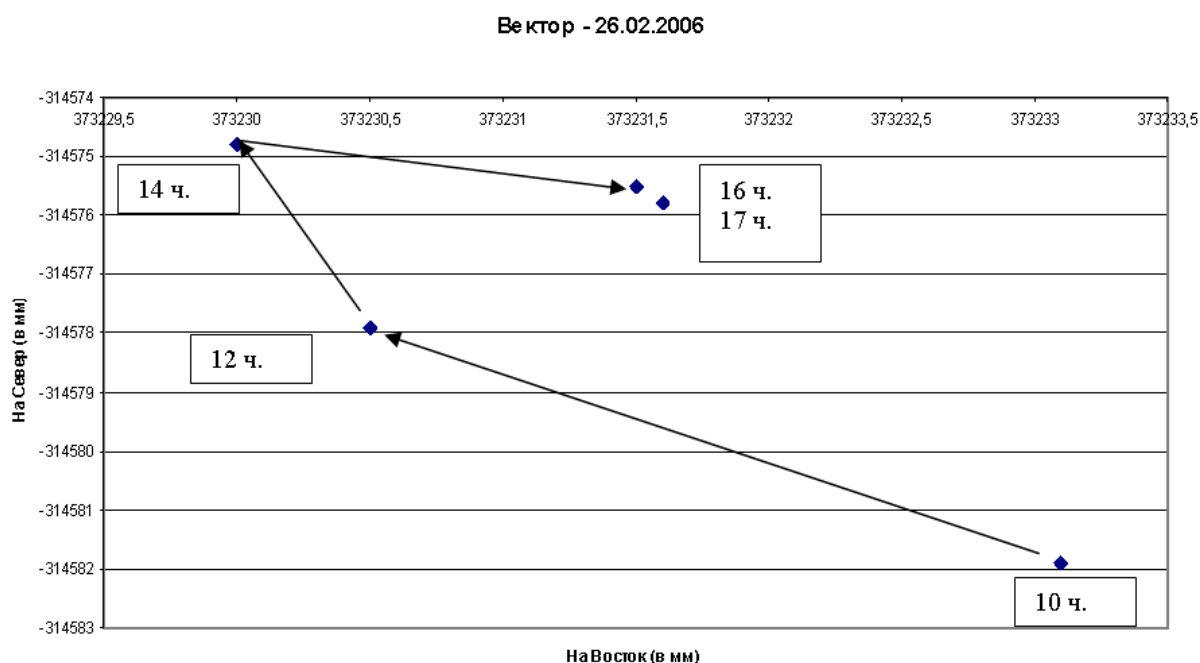
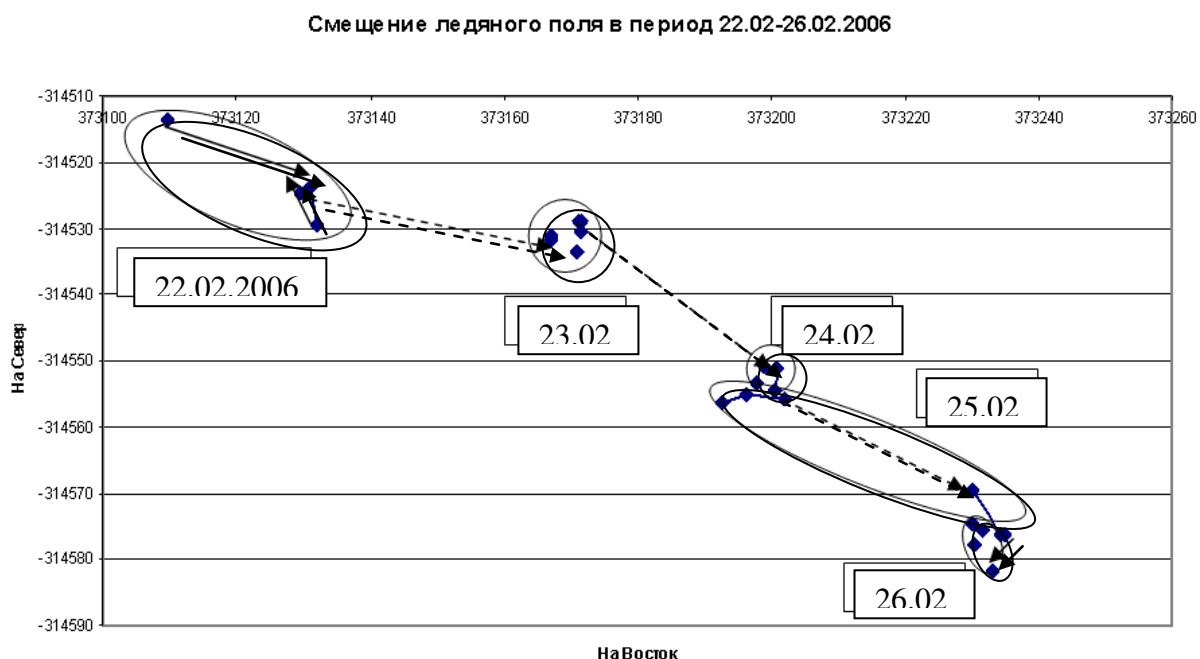


Рис. 4. а) Смещение ледяного поля по данным светодальномерных измерений с 22.02.2006 по 26.02.2006. Смещение по осям в мм. б) Смещение ледяного поля по данным светодальномерных измерений 26.02.2006.

Смещение в двух осях, показанное на рис. 4-а, свидетельствует о сложном характере смещений ледовых полей на ВВЮ, вызванном ветровыми и термическими воздействиями. Отметим, что направление ветра с период 22-24 февраля – на восток. Далее 25-26 февраля ветер дул в ЮЗ направлении. Наиболее низкая температура отмечена ночью с 24 на 25 февраля (-26 градусов). Векторные диаграммы смещений в дневное время показывают обратимость процессов, видимо, связанных с суточными термическими воздействиями на лёд (рис. 4 -б). Проведение измерений на трех линиях являлось сложной технологической задачей, связанной с поведением батарей при температурах -10÷ -20 градусов с ветром. Такой эксперимент был проведен только днем 25 февраля. Как показали результаты измерений (рис. 5) в этом случае зафиксированы смещения вдоль и поперек магистральной трещины, а также сжатие ледяных полей в направлении трещин надвига.

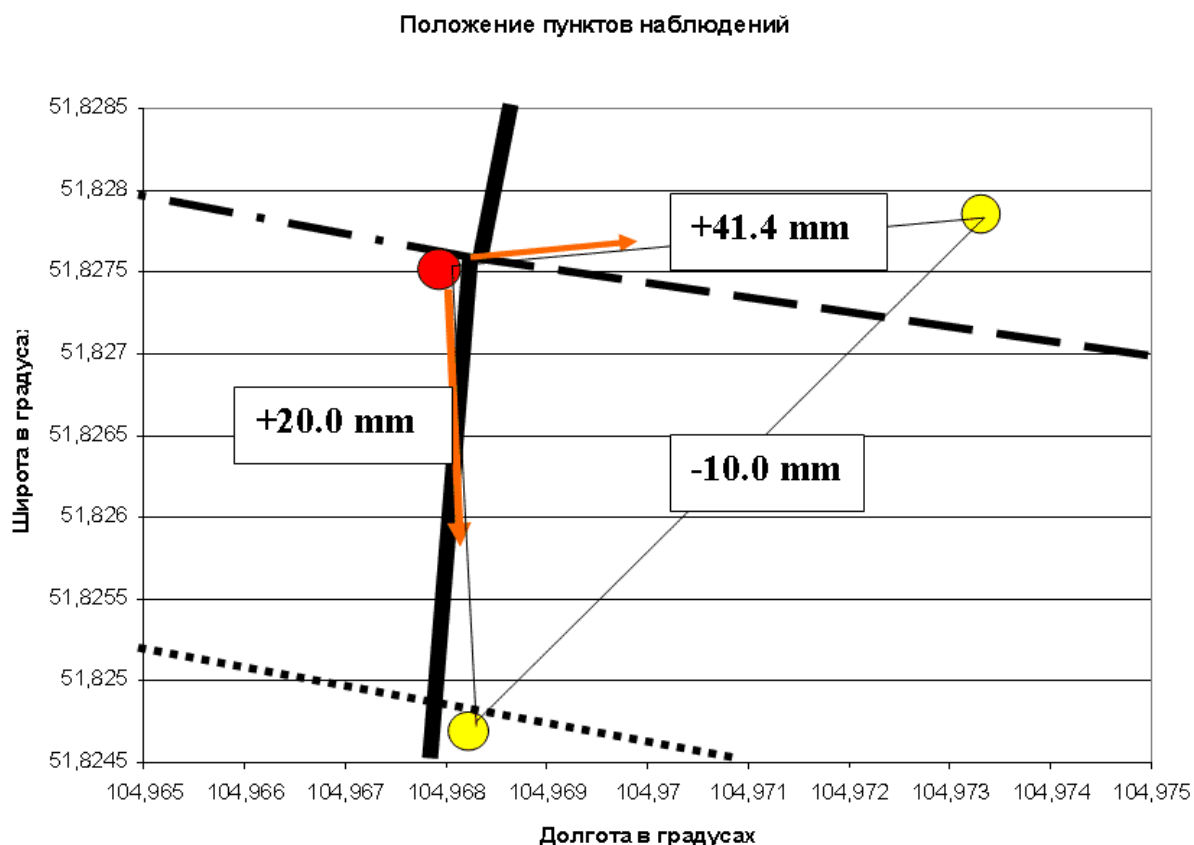


Рис. 5. Изменение длин линий с 10 часов по 18 часов 25.02.2006 г.

Быстрые процессы, связанные с термическими ударами и разрывами удалось зафиксировать в отдельные периоды на линии ВОСТОК, пролегающей поперек трещины (рис. 6), например 23 февраля 2006 г. с 15 ч. 17 м. по 15 ч. 26 м. Термически удар сопровождается звуковыми явлениями (сильный хлопок) и обновлением разрыва. Зафиксированы быстрозатухающие колебания с периодами от 1 до 3 минут при двойной амплитуде до 12 мм (рис. 6. а).

Колебания ледового поля в результате трещинообразования от термического удара.
Линия длиной 373171.45 мм поперек трещины.

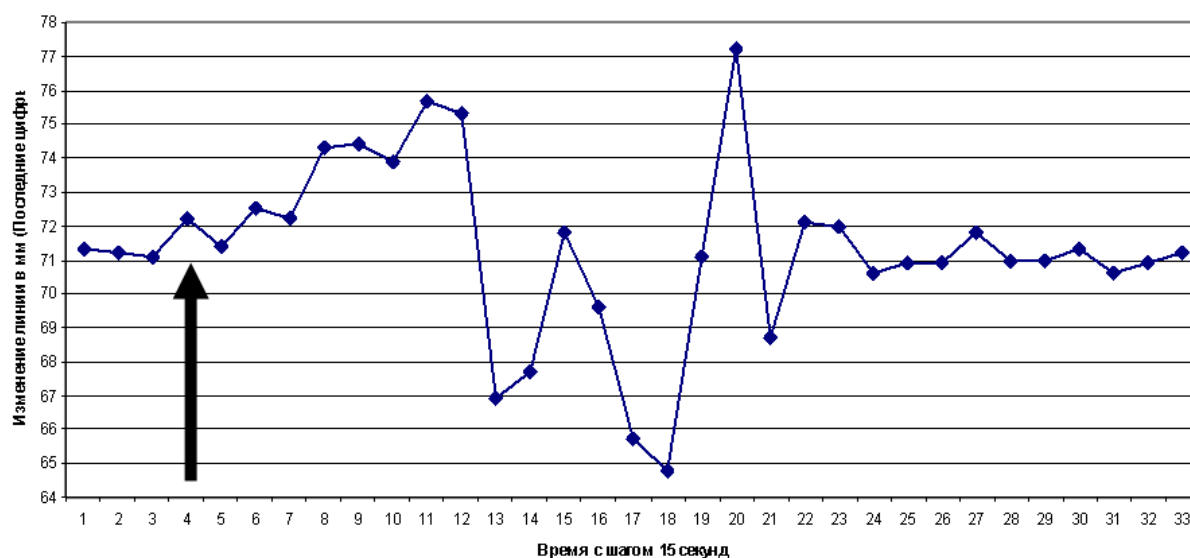


Рис. 6. а. Запись вариации длины линии ВОСТОК с 15 ч. 17 м. по 15 ч. 26 м. 23.02.2006 г. Момент термического удара (хлопок) показан стрелкой. Изменения в мм.

Вариации длины линии 373234.7 мм

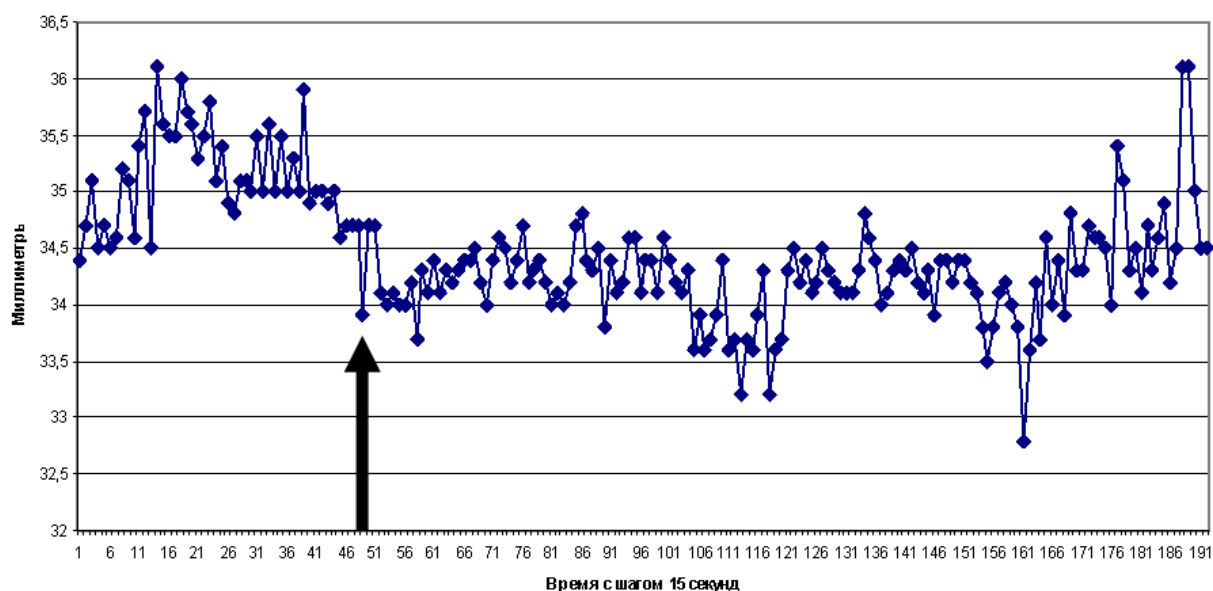


Рис. 6. б. Запись вариации длины линии ВОСТОК с 16 ч. 00 м. по 16 ч. 48 м. 25.02.2006 г. Момент ударного воздействия показан стрелкой. Изменения в мм.

Процессы, связанные со слабым взрывным воздействием в зоне трещины показаны на рис. 6. б. Здесь отмечены колебания с периодами от 1 до 15 минут

и амплитудами от 0.5 до 2 мм. Как показано в работе [2] параметры колебательные процессов для блоковых структур позволяют определять свойства среды. Используя одномерную модель из нескольких блоков при упруго-вязких связях между блоками, получены уравнения, в которые входят упругий модуль, плотность, поперечные размеры блоков и их собственные частоты. Так в нашем случае для ледовых полей озера Байкал можно определить модуль Юнга (E) ледового блока с трещинами используя соотношение из работы [2]: $E = \omega^2 l^2 \rho$, где ω – собственная частота блока, l – размер блока, ρ – плотность (в нашем случае льда). Используя параметры: $\omega = 0.1$ рад/сек, $l = 4 \cdot 10^4$ м и $\rho = 0.92 \cdot 10^3$ кг/м³, получаем для $E = 1.4 \cdot 10^{10}$ Па. Оценка энергии термического удара может быть приведена по соотношению $W = m \cdot V^2 / 2$, где $m = h l^2 \rho$ – масса блока, $V = 0.001$ м/сек – скорость. Получаем для энергии $W \approx 10^6$ Дж, что соответствует очень слабому сейсмическому событию [3].

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Белокопытов В.А. и др. Методика измерений коротких расстояний светодальномерами СГ-3. Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. – М. 1983.
2. Медведев Н.И. Механико-математические модели по геодезическим данным: нераспространяющиеся колебания в земной коре. Автореферат и диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук. Южно-Сахалинск. 2006.
3. Стейси Ф., Физика Земли. М., Мир, 1972, 342 с.

© В.Ю. Тимофеев, Д.Г. Ардюков, 2006

РОЛЬ РЕЧНОГО СТОКА В КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ И ЕГО МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЛЯ СИБИРСКОГО РЕГИОНА

ВВЕДЕНИЕ

Глобальный гидрологический цикл, в атмосфере и океане играет важную роль в определении климатического состояния на Земле. Атмосфера переносит на материки около 40 тыс. куб. км в год пресной воды. Над материками в этот объем добавляется еще 71 куб. км за счет испарения и транспирации растений. После выпадения осадков над материками сбалансированный возвратный сток с материков в океан, очевидно, составляет 40 куб. км и состоит в основном из речного стока и существенно меньшего количества стока грунтовых вод. Океан переносит эту воду с помощью механизма «конвеерного пояса» [1] из высоких и средних широт в тропические зоны, где они поступают в атмосферу за счет испарения. Атмосферные процессы переносят эту воду в средние и высокие широты, где она выпадает в виде осадков на океаны и материки и цикл повторяется. Для климата материков этот цикл имеет первостепенное значение, поскольку это связано с поступлением влаги на их поверхность и регулирует увлажненность почвы.

Настоящая статья посвящена рассмотрению некоторых аспектов влияния стока великих сибирских рек на климатические изменения. В ней также рассматривается резервуарная модель речного стока, разрабатываемая для региональной климатической модели Сибирского региона и обсуждаются результаты расчетов, проведенные на основе гидрологических данных глобальной климатической модели Института вычислительной математики РАН.

1. РОЛЬ СИБИРСКИХ РЕК В ГИДРОЛОГИЧЕСКОМ ЦИКЛЕ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА КЛИМАТ

Основным компонентом упомянутого во введении «конвеерного пояса» является глубокая конвекция, происходящая в Лабрадорском и Гренландском морях, формирующая глубинную Атлантическую воду, которая распространяется на юг и далее в Индийский и Тихий океаны в рамках реализации механизма глобального гидрологического цикла. На глубинную конвекцию существенным образом влияет вынос холодной опресненной поверхностной воды из Арктического бассейна в виде льда или поверхностных вод Канадского Архипелага. Северный Ледовитый океан, составляя 5% площади Мирового океана и 1.5% объема, приносит в Мировой океан 10% объема всей пресной воды около 10 тыс. куб. км в год [2]. Это количество пресной воды распределяется поровну между осадками и стоком рек в Северный Ледовитый океан. Уменьшение потока пресной воды из Арктического бассейна может вызвать нарушение условий глубокой конвекции и, как результат, нарушение глобального гидрологического цикла. С другой

стороны, возникающая в эти периоды положительная аномалия поверхностной температуры в северной части Атлантики вызывает аномальную циркуляцию в атмосфере, так называемую, модуляцию Североатлантической осцилляции. Этот факт установлен на основе данных наблюдений и является причиной климатических изменений в Европейском регионе на масштабах десятилетий. Таким образом, ледовая обстановка в Арктическом бассейне является важной составляющей частью климатической системы. Существенным источником поступления пресной воды в верхний слой Северного Ледовитого океана, создающего условия для формирования льда является речной сток. В этой связи роль речного стока является важным фактором, влияющим на процессы переноса пресной воды. Основной вклад здесь дают великие сибирские реки, которые дают около 80% всего объема воды по сравнению с поступлением от реки Маккензи и притоком распресненной воды через Берингов пролив. Наибольший сток 603, 520 и 530 куб. км в год в среднем имеют реки Енисей, Лена, Обь соответственно. Однако здесь наблюдается существенные вариации, достигающие 25% как межгодовые, так и модуляции, связанные с изменениями в масштабах десятилетий. Очевидно, что это является следствием изменений осадков, принесенных на территорию Сибири атмосферными процессами. Однако прямая корреляция между этими процессами для летнего и осеннего сезонов по нашим расчетам не достигает величины большей 0.6 со сдвигом в один-два месяца. Разница связана с вариациями испарения, в результате которого сток по сравнению с осадками в среднем имеет коэффициент 0.4 [3]. Расходы зимнего сезона зависят от осадков в летне-осенний период и запаздывание здесь порядка четырех месяцев. Для корректного расчета расходов весеннего половодья необходимо подключение таких дополнительных предикторов как, например, осенняя увлажненность почвы, влияющая существенным образом на распределение талых вод [4].

В связи со всем вышесказанным, можно констатировать факт, что роль Сибирских рек в формировании климатической системы Земли весьма велика и для адекватного воспроизведения как регионального, так и глобального климата необходима разработка гидрологической климатической модели.

2. КЛИМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РЕЧНОГО СТОКА

Разрабатываемая модель является линейной резервуарной моделью. Модель составлена из линейных резервуаров в ячейках сетки. Это означает, что скорость стока из ячейки линейно зависит от притока и пропорциональна наклону в ячейке и обратно пропорциональна расстоянию между центрами ячеек.

Скорость изменения стока из ячейки или каскада ячеек в простейшем варианте модели Калинина-Милюкова [4, 6] определяется на основе решения последовательности обыкновенных дифференциальных уравнений вида

$$k \cdot \frac{dQ(t)}{dt} = I(t) - Q(t), \quad (1)$$

где k – коэффициент времени задержки для ячейки,
 $I(t)$ – приток в ячейку, $Q(t)$ – сток из ячейки.

Для каскада из n ячеек решается система из n уравнений, связывающих притоки и стоки из последовательных ячеек

$$k \cdot \frac{dQ_i(t)}{dt} = I_i(t) - Q_i(t) \quad i = 1, \dots, n \quad (2)$$

$$Q_i = I_{i+1}, \quad I_1 = I(t), \quad Q_n = Q(t)$$

Решение линейных дифференциальных уравнений вида (1), (2) относительно расхода $Q(t)$ может осуществляться различным образом: в виде интеграла свертки, методом конечных разностей [5], либо интегрированием при условии $I(t) = \text{const}$ в течение расчетного интервала.

Общим решением линейных уравнений типа (1) при нулевых начальных условиях является интеграл свертки (Дюамеля)

$$Q(t) = \int_0^{\infty} I(\tau) \cdot h(t - \tau) \cdot d\tau \quad (3)$$

Здесь $h(t)$ есть функция влияния линейной системы («кривая добегания» в российской гидрологической терминологии). Эта функция может трактоваться как плотность распределения времени добегания элементарных объемов по русловой сети бассейнов. В простейшем варианте одной ячейки она имеет вид

$$h(t) = \frac{1}{k} \cdot e^{-\frac{t}{k}} \quad (4)$$

Для каскада из n резервуаров кривая добегания имеет вид, аналогичный дискретному представлению гамма-распределения

$$h(t) = \frac{t^{n-1}}{k^n \cdot (n-1)!} \cdot e^{-\frac{t}{k}} \quad (5)$$

Здесь k коэффициент задержки для каждой ячейки.

В конкретной реализации модели мы будем использовать структуру, предложенную в институте Макса Планка в Гамбурге [6].

В этом подходе поток воды на суше разделяется на три составляющие: поверхностный сток, грунтовый сток, речной сток. Значения коэффициентов задержки для поверхностного и речного стоков определяются по формулам, зависящим от наклона ячейки или от перепада высот между ячейкам, отнесенного к расстоянию между их центрами.

Для коэффициента задержки грунтового стока для ячейки принимается постоянным.

Каждая элементарная ячейка модели имеет 8 возможных направлений стока в соседние ячейки - четыре по координатным географическим направлениям: N, E, S, W и четыре диагональных направления: NE, SE, SW, NW, определяемых наклоном рельефа однозначным образом.

В каждой ячейке производится учет процентного содержания болот и озер.

Эффект болот параметризуется множителем задержки, который влияет на скорость поверхностного и речного стоков в зависимости от процентного содержания болот. Этот коэффициент имеет малое влияние на коэффициент задержки при достаточно малом процентном содержании болот в ячейке и

существенно увеличивает коэффициент задержки при стопроцентном заполнении ячейки болотами. Эффект содержания озер производится аналогичным образом.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

При проведении численных экспериментов по климатической модели речного стока было выбрано разрешение, соответствующее разрешению в региональной климатической модели ECSib, разработанной в ИВМиМГ СО РАН, и составляющее 1.25×1.66 градусов по широте и долготе соответственно. Модель речного стока покрывает Сибирский регион по долготе от Урала до Дальнего Востока и по широте от Северного Казахстана до Северного Ледовитого океана. В модели учитывались бассейны рек: Обь-Иртыш, Пур, Ангара-Енисей, Лена, Индигирка, Колыма, Анадырь, Амур. Учет болот и озер осуществлялся на основе обработки массива глобального распределения болот и озер [7, 8].

Для выбранного варианта модели стока необходимо задание следующих входных параметров: осадки; испарение, переходы из жидкой в твердую фазы и обратно, инфильтрация в почву, начальные данные. Эти данные были взяты из расчетов климатической модели ИВМ РАН с разрешением 2×2.5 градуса по широте и долготе соответственно. Использовались месячные данные об осадках, испарении, твердой фазе воды, скорости таяния твердой фазы, проинтерполированные на расчетную сетку по пространству и на каждый день месяца по времени. В качестве контрольных данных использовались климатические данные годовых расходов сибирских рек Атласа Арктики [9] и данные о среднемесячных стоках полученных постами Гидрометслужбы на створах Обь-Салехард, Енисей-Игарка и Лена-Кюсюр. Длина рядов составляла период 1936 – 1990 гг. Данные для каждого месяца были осреднены за указанный период и полученные значения для каждого месяца были приняты за климатические значения. Численный эксперимент начинался с некоторого среднеклиматического начального состояния содержания воды в ячейках суши и речных бассейнов для зимнего сезона. Далее, включались внешние данные о притоках влаги, и модель рассчитывалась с суточным шагом в течение десятилетнего цикла. За этот период характеристики стока и содержания воды в ячейках приходили в квазистационарное состояние годового хода и для каждого месяца при дальнейших расчетах не изменялись.

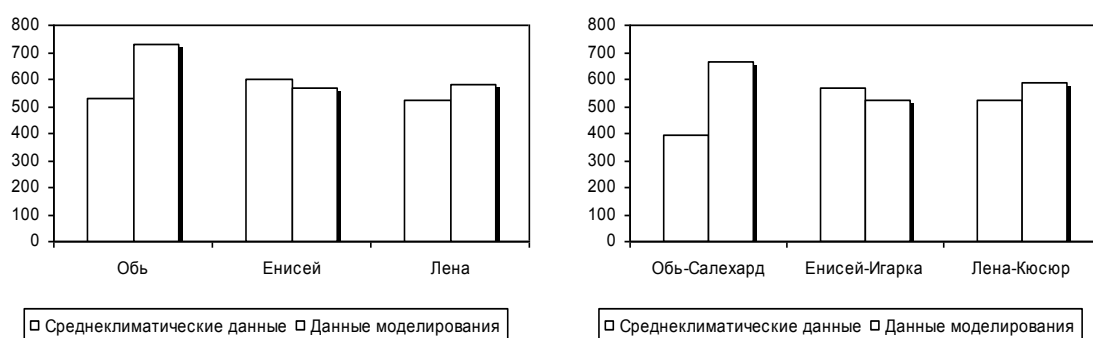


Рис. 1

На рис. 1 приведены результаты сравнения рассчитанных значений годового стока для трех рек Оби, Енисея и Лены с климатическими данными. На рис. 1.а представлено сравнение модельных расходов с данными Атласа Арктики. Видно, что за исключением Енисейского бассейна, для которого значения итогового стока меньше климатических данных на 4%, стоки для Обь-Иртышского и Ленского бассейна превышают климатические на 25% и 5% соответственно. Рис. 1.б дает сравнение данных моделирования с данными, полученными осреднением данных расходов на створах Обь-Салехард, Енисей-Игарка, Лена-Кюсюр. Видно, что тенденция сохраняется для всех бассейнов, с увеличением разницы для Обь-Иртышского бассейна до 30%. Большие отличия значений стока для этого бассейна может быть вызвано как отклонениями модельных годовых осадков в данном регионе, так и наличием в юго-западных районах расчетной области бессточных областей, которые в модели поверхностного стока трактуются как области со стоком. Результаты анализа годовых стоков говорят о хорошем качестве воспроизведения суммарных годовых стоков в климатической модели.

Авторы выражают благодарность Е.Н. Володину за любезно предоставленные результаты расчетов по климатической модели ИВМ РАН, Д.А. Буракову и А.А. Фоменко за полезные обсуждения.

Работа поддержана программой РАН 1.3.9., проектом РФФИ ЮГРА № 03-0596828, проектом РФФИ 05-05-64990.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Broecker W.S. The great ocean conveyor // Oceanography. – 1991. - Vol. 4, No. 2, p. 79-89.
2. Иванов В.В. Водный баланс и водные ресурсы Арктического региона // Труды ААНИИ. – 1976. - Т. 323, с. 4-24.
3. Бабкин В.И., Постников А.Н. Циклонические осадки и сток Оби и Енисея в маловодные и многоводные годы // Метеорология и Гидрология. – 2003. - № 12, с.79-85.
4. Бураков Д.А. К оценке параметров линейных моделей стока // Метеорология и гидрология. – 1989. - № 10, с. 89-95.
5. Кучмент Л.С. Математическое моделирование речного стока. - Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 190 с.
6. Hagemann S., Dumenil L. Hydrological discharge model // Technical report No 17, MPI, Hamburg. - 1998. – 42 p.
7. Cogley J.G. GGHYDRO – Global Hydrographic Data, Release 2.1 // Department of Geography, Trent University, Peterborough, Ontario, Canada. – 1994.
8. Matthews E., Fung I. Methane emissions from natural wetlands: Global distribution, area, and environmental characteristics of sources // Global Biogeochem. Cycles 1. – 1987. - No 1.
9. Атлас Арктики / Под ред. А.Ф. Трешникова. – М.: ААНИИ, 1985. – 204 с.
10. Hagemann S., Dumenil L. Validation of the hydrological cycle of ECMWF and NCEP reanalyses using the MPI hydrological discharge model // J. Geophys. Res. – 2001. – Vol.106, p. 1503-1510.

© В.И. Кузин, Н.А. Лантеева, 2006

ОСОБЕННОСТИ МЕЖСЕЗОННЫХ ПЕРИОДОВ ПРИ ОЦЕНКЕ ВЫБРОСОВ ТРАНСПОРТНЫХ ПОТОКОВ

Состояние дорожного покрытия играет существенную роль при движении транспортных потоков, особенно на улично-дорожной сети крупных городов. На рис. 1 показано влияние состояния дорожного покрытия на вероятность превышения ПДК диоксида азота. Гололед, снежный накат вызывают уменьшение скорости, что приводит к повышению эмиссии выбросов [1].

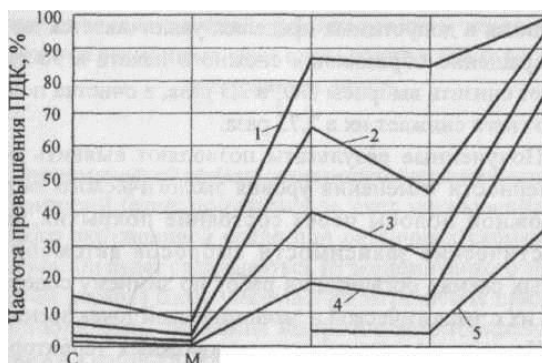


Рис. 1. Вероятность превышения ПДК выбросами NO₂ при различных состояниях дорожного покрытия:
1- в 2 раза; 2 - в 3 раза; 3-в 4 раза; 4 -в 5 раз; 5- в 6 раз; С - сухое покрытие; М - мокрое покрытие; РС - рыхлый снег; СН - снежный накат; Г - гололед

Для исследования оценки выбросов транспортных потоков в условиях Красноярска в зимний период использовались данные территориального Центра по мониторингу загрязнения окружающей среды. Результаты годового наблюдения для одного из районов города представлены на рис. 2.

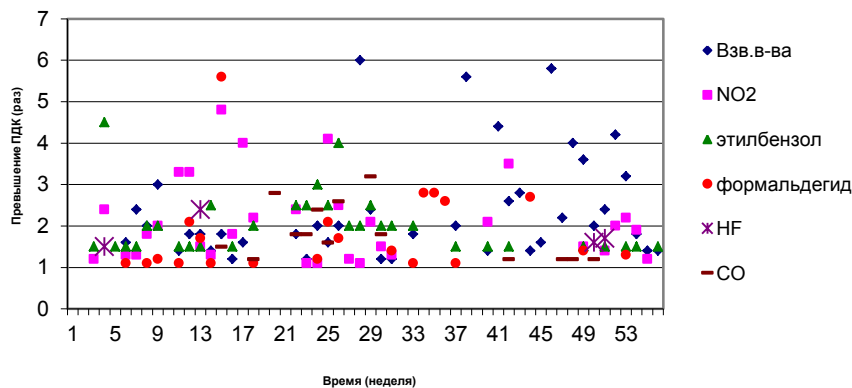


Рис. 2. Выбросы в Центральном районе г. Красноярска в период 2005-2005 годов

Метеоагентство Фобос ведет учет погоды по городам мира, в том числе и России (<http://www.gismeteo.ru/>). На рис. 2 представлены дневные и ночные графики температуры.

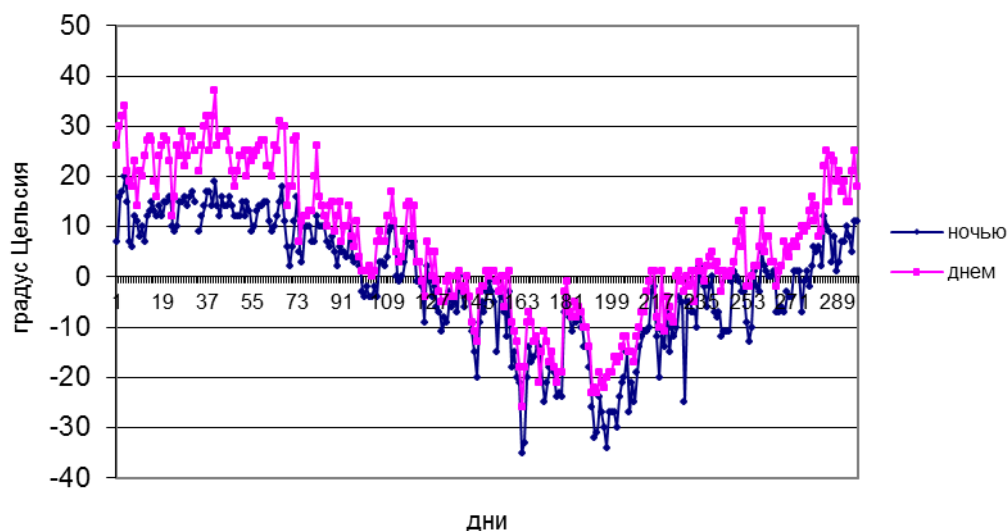


Рис. 3. Температура воздуха в Красноярске 2004-2005 гг.

Пользователю также предоставляется возможность получить информацию по метеоусловиям как на любом выбранном участке автомобильной дороги вне города, так и в целом по улично-дорожной сети краевого центра (табл. 1).

Таблица 1. Дорожная сводка по г. Красноярску

Красноярск	Вечер 25 мар Сб	Ночь 26 мар Вс	Утро 26 мар Вс	День 26 мар Вс	Вечер 26 мар Вс	Ночь 27 мар Пн	Утро 27 мар Пн	День 27 мар Пн
Облачность*								
Осадки*								
Опасные явления**								
Видимость, км	2-5	<0,5	2-5	2-5	<0,5	<0,5	2-5	2-5
Температура воздуха, °С	-3 -5	-4 -6	+1 -1	0 -2	-2 -4	-1 -3	+1 -1	-3 -5
Ветер, м/с	Ю 1-3	штиль	штиль	Ю-В 1-3	Ю 2-5	Ю 3-6	3 5-9	3 3-6

Использованы следующие условные обозначения:



– Снег,



–

Дождь - мокрая дорога (летом),  – Возможна гроза с интенсивным ливнем,



– Дымка или туман (видимость $<0,5$ км),  – Гололед - скользкая дорога (зимой).

Возникает задача оценки выбросов транспортных потоков с учетом изменения климатических условий и анализа состояний дорожного полотна на протяжении осеннего и весеннего периодов.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Подольский В. П., Самодурова Т. В., Федорова Ю.В.. Экология зимнего содержания автомобильных дорог. Информационный центр по автомобильным дорогам. Выпуск 3. Москва, 2003.

© О.В. Адмаев, С.В. Ковтун, М.В. Комиссаров, А.А. Самофалов, 2006

УДК 551.465+519.63

А.В. Щербаков

Югорский НИИ информационных технологий, Ханты-Мансийск

В.В. Малахова

ИВМиМГ, Новосибирск

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАЗЛОЖЕНИЯ МЕТАНГИДРАТОВ МИРОВОГО ОКЕАНА В РЕЗУЛЬТАТЕ ДЛИТЕЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ

Газовые гидраты - твердые кристаллические соединения газа и воды, образующиеся при определенных термобарических условиях, в которых молекулы газа (обычно метана) размещаются внутри молекул воды. Природные газовые гидраты - это такой компонент геосферы, который может серьезно влиять на климат и экологическую ситуацию за счет неконтролируемых выбросов и утечек большого количества метана в атмосферу [1].

Глобальное присутствие газогидратов метана в поддонных областях Мирового океана и в вечной мерзлоте, [2], и результаты исследования пузырьков воздуха из ледяных кернов Гренландии и Антарктиды, [3], натолкнули ряд исследователей на гипотезу о доминирующем влиянии разложения газогидратов метана на изменение климата Земли и, в частности, на завершение последнего ледникового периода, [4]. Анализ ледяных кернов говорит о том, что повышение температуры и рост концентрации метана и диоксида углерода в атмосфере шли в ту эпоху параллельно друг другу. Это первое прямое доказательство взаимосвязи содержания парниковых газов - углекислого газа и метана в атмосфере и изменений климата на протяжении всего климатического цикла, [3].

Подобная корреляция изменений температуры и содержания парниковых газов на протяжении всего ледниково-межледникового цикла, очевидно, свидетельствует о наличии причинно-следственной связи. К сожалению, точность таких определений недостаточна для установления последовательности событий: что возникло раньше – повышение температуры, вызвавшее увеличение количества парниковых газов, или наоборот. Некоторые специалисты, [4] считают причиной изменение концентрации метана и углекислого газа.

Наблюдаемые изменения концентраций парниковых газов в прошлом и в современную эпоху могут являться не причиной, а прямым следствием температурных изменений, [5]. Например, даже небольшое повышение средней температуры поверхностного слоя океана приводит к эмиссии огромного объема диоксида углерода за счет изменения его растворимости в морской воде. Одновременно возможен резкий выброс в атмосферу гигантских количеств метана за счет теплового разложения неустойчивых газовых гидратов на морском шельфе и на суше. А сильная положительная обратная связь, реализуемая через механизм парникового эффекта, может многократно усиливать даже небольшие температурные колебания, вызванные любой из возможных причин. Оценки возможного поступления метана в атмосферу в периоды ледниково-межледникового цикла различны. Так, по результатам моделирования получено, что 1500-2700 Гт метана могло поступить в атмосферу в результате разложения газогидратов 120 тысяч лет назад и порядка 800 Гт - 55.5 тысяч лет, [6].

В данной работе на основе модели термогидродинамики океана моделируется поток метана в атмосферу при изменении поверхностной температуры океана масштаба нескольких тысячелетий, [7].

На основе данных об изменении климата на протяжении последних 420 тысяч лет [3], которые были получены при изучении ледяных кернов из Антарктиды и Гренландии, по средним температурам атмосферы установлены четыре долговременных климатических цикла состоящих из чередования периодов оледенения и потепления, которые происходили с периодичностью в 90-120 тыс. лет. Для всех четырех циклов характерным является быстрое потепление, когда средняя температура атмосферы сравнительно быстро за 10 тыс. лет практически монотонно увеличивается на величину порядка 10 градусов, и сравнительно долго, за время порядка 70-100 тыс. лет немонотонно уменьшается на эту же величину, рис.1. Каждому периоду предшествовало длительное немонотонное похолодание. Температурная кривая показывает, что за весь период в 420 тысяч лет средняя температура была ниже современной на 4-5 градусов.

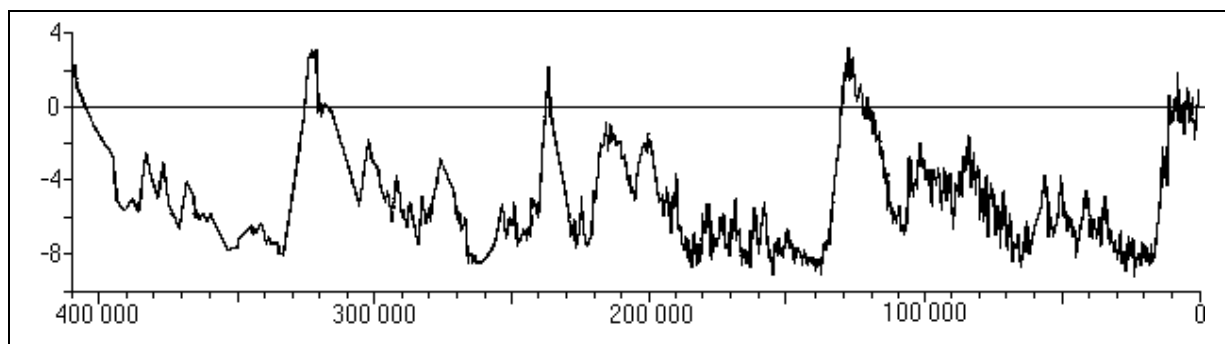


Рис. 1. Изменения температуры атмосферы в прошлом по результатам исследования ледяного керна, [19-20]

Климатическое состояние океана было получено из трехмерной линейаризованной модели динамики Мирового океана, включающей сезонную изменчивость, с учетом реальной топографии дна и Арктического бассейна. Задача решалась в полигональной области Мирового океана на пятиградусной сетке от $72,5^\circ$ ю.ш. до $87,5^\circ$ с.ш. с 24 вертикальными уровнями до достижения квазистационарного состояния за время порядка нескольких тысяч лет, [8].

Далее, для каждой точки широтно-долготной сетки было рассчитано климатическое поле тепла в донном осадочном слое толщиной 1000 м с помощью уравнения теплопроводности с шагом 20 м по вертикали. В качестве граничных условий на верхней границе осадочного слоя, совпадающей с дном океана, задана температура придонной воды, которая получена из модели динамики океана, на нижней границе осадочного слоя задан геотермический поток тепла, [9].

Распределение растворенного метана получено как решение адвективно-диффузионного уравнения переноса метана.

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial C}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial C}{\partial \theta} + w \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial C}{\partial z} + \frac{\mu}{a^2} \Delta C, \quad (1)$$

с граничными условиями:

$$z=0: C = C^*(\lambda, \theta, 0);$$

$$z=H: \kappa \frac{\partial C}{\partial z} = 0; \quad (2)$$

$$\text{На } \Gamma: \mu \frac{\partial C}{\partial n} = 0.$$

Здесь C – концентрация растворенного метана, $C^*(\lambda, \theta, 0)$ – заданные значения концентраций метана на поверхности океана, которые изменяются зонально от 50 ppb в южных высокоширотных областях океана до 100 ppb в северных высокоширотных областях, $1 \text{ ppb} = 10^{-6} \text{ ml/l}$. Также использованы следующие обозначения: u, v, w компоненты вектора скорости по координатам λ, θ, z , где λ долгота, θ дополнение широты до 90° , z направлена вертикально вниз; t – время; $H(\lambda, \theta)$ рельеф дна.

Начиная с установившегося климатического состояния Мирового океана [8], были проведены два эксперимента, [7]. В эксперименте "Похолодание5000" сезонно изменяющаяся поверхностная температура океана в каждой точке широтно-долготной сетки, за исключением областей покрытых льдом, уменьшается линейно со скоростью 1 градус в 1000 лет в течение 5000 лет. При этом отрицательные значения температуры ограничены значением – 2 градуса.

Следующий эксперимент «Потепление10000» начинается с предыдущего эксперимента «Похолодание5000». Аналогичным образом температура поверхностных вод увеличивается линейно, с такой же скоростью на 1 градус в 1000 лет в течение 10000 лет. Наличие льдов учитывается неявно севернее 80 градусов северной широты и южнее 70 градусов южной широты, за счет нулевых напряжений трения ветра и сохраняющихся отрицательных температур поверхностной воды. В экспериментах с потеплением предполагается, что в областях со льдом температура поверхностных вод не подвержена увеличению, то есть таяния льдов не происходит.

Далее моделируется процесс дестабилизации газогидратов метана. Предполагается, что метангидраты существуют в осадочном слое на дне и материковом склоне всюду, где выполняются термобарические условия их существования. Для оценки масштаба дестабилизации метангидратов важным модельным параметром является глубина залегания гидрата в осадках Мирового океана. Поддонная глубина определяется с учетом толщины зоны стабильности метангидратов, геотермального градиента, пористости осадочного слоя и процента осадочных пород, в поровом пространстве которых содержатся газогидраты [10].

Как только потепление от поверхности океана достигает глубины залегания метангидрата и увеличивает их температуру на определенную величину - допуск, начинается дестабилизация метангидратов [9]. Предполагается, что весь метан при этом полностью растворяется в морской воде и не достигает поверхности океана в виде пузырьков. В модели дестабилизация задается как увеличение концентрации метана в придонной расчетной точке до 5000 ppb. Далее рассчитывается перенос растворенного метана океаническими течениями в акватории Мирового океана от разлагающихся поддонных метангидратов и находится поток метана в атмосферу при описанных сценариях атмосферных климатических изменений.

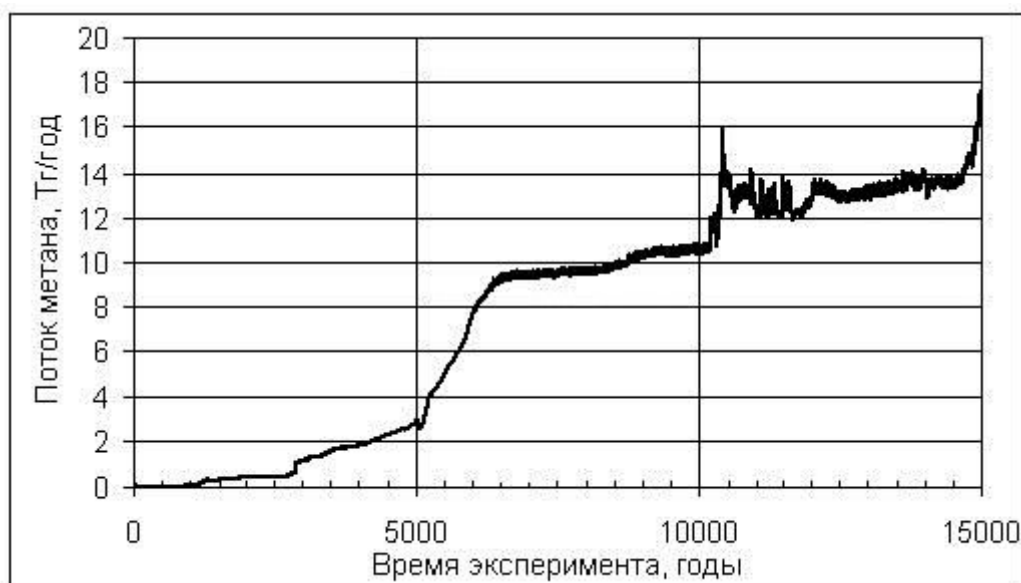


Рис.2. Поток метана в атмосферу от разлагающихся метангидратов, полученный в экспериментах «Похолодание5000»+ «Потепление10000», Тг/год

Как было показано в [7], длительное похолодание в эксперименте «Похолодание5000» привело к уменьшению температуры главного термоклина, в то время как температура промежуточных слоев и глубокого океана возросла. Это в свою очередь привело к дестабилизации метангидратов. Действительно, на рис.2 можно видеть, что через время порядка 2500 лет похолодания поток метана в атмосферу составил 1 Тг/год и увеличился до 4 Тг/год к концу эксперимента через 5000 лет. Средняя концентрация растворенного метана в океане увеличилась примерно в 14 раз и составила 700 ppb.

Эксперимент «Потепление10000» привел к существенному потеплению всей толщи океана, особенно в высоких широтах, где сосредоточены источники метана в виде газогидратов. В результате увеличилась на 28% площадь океанского дна, под которым дестабилизируются метангидраты, и это привело к росту потока метана в атмосферу до 18 Тг/год, рис.2. Средняя концентрация растворенного метана увеличилась до 2050 ppb. При этом источники метана включились на всех глубинах, где возможно существование газогидратов метана, увеличивая концентрацию метана во всех океанах, рис.3.

Проведенные эксперименты показали, что изменения концентрации метана в результате разрушения части залежей метангидратов может являться как причиной, так и прямым следствием температурных изменений. При этом длительное потепление может привести к масштабной дестабилизации метангидратов, существующих в осадочном слое Мирового океана. Полученный максимальный поток метана в атмосферу составил 18 Тг/год.

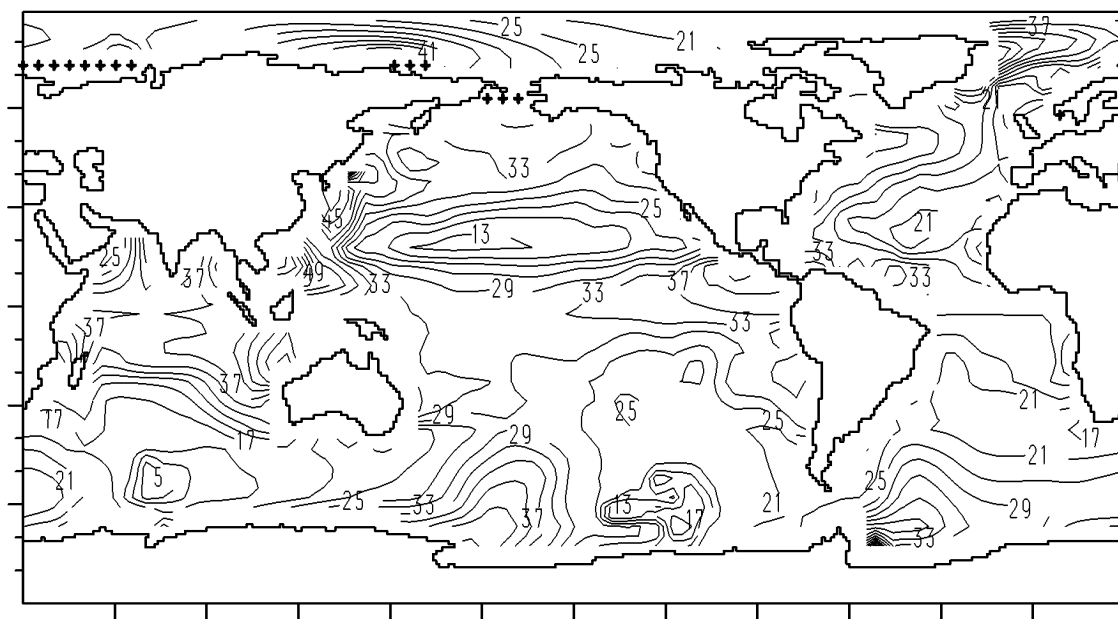


Рис.3. Изолинии растворенного метана через 10000 лет после начала климатических изменений в эксперименте «Потепление10000», на глубине 250м. Масштабный множитель для значений на изолиниях 50 ppb. Полученное максимальное значение концентрации метана 3750 ppb.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Kvenvolden K.A. Gas hydrates - geological perspective and global change// *Reviews of Geophysics*. - 1993. - № 31. - P.173-187.
2. Ginsburg G.D., Kvenvolden K.A., Soloviev V.A. Worldwide distribution of subaquatic gas hydrates // *Geo-Marine Letters*. – 1993. - V.13. - P.32-40.
3. Котляков В.М. Четыре климатических цикла по данным ледяного керна из глубокой скважины «Восток» в Антарктиде // *Изв.РАН. Сер. Геогр.* – 2000.- №1. – С.7-19.
4. Kennett, J., Cannariato, K.G., Hendy, I.L., Behl, R.J. Carbon isotopic evidence for methane hydrate instability during Quaternary interstadials.// *Science*. – 2000. – NO. 288. - P.128–133.
5. Maslin M.A, Thomas E. Balancing the deglacial global carbon budget: the hydrate factor // *Quaternary Science Reviews*. – 2003. – No.22. – P.1729–1736.
6. Glasby G.P Potential impact on climate of the exploitation of methane hydrate deposits offshore // *Marine and Petroleum Geology*. - 2003. – V.20 - P.163–175.
7. Щербаков А.В., Малахова В.В. Моделирование отклика глобального океана на изменение климата // *Материалы Международной конф. "Информационные технологии и обратные задачи рационального природопользования"*, Ханты-Мансийск -12 – 14 апреля. - 2005. - С.208-215.
8. Scherbakov A.V., Malakhova V.V. On the deep water formation in the World Ocean model// *Bull.NCC. Ser. Num. Model. Atmosph. - Ocean and Environment Studies*. - 2000. - Iss. 6. - P. 73-78.
9. Щербаков А.В., Малахова В.В. Математическое моделирование потока метана в атмосферу в результате разложения метангидратов Мирового океана // *Оптика атмосферы и океана*. – 2005. - Том18. - № 5-6. – С.485-489.
10. Malakhova V.V., Scherbakov A.V. Simulation of spatial distribution of sea bottom sediment depths of the methane-hydrates environments and estimates of the methane fluxes into the

УДК 551.511.42.001

В.Ф. Раныта

ИВМиМГ СО РАН, Новосибирск

МОДЕЛИ РЕКОНСТРУКЦИИ РЕГИОНАЛЬНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ТЕРРИТОРИЙ

Проблема численного моделирования распространения примесей в атмосфере от большого количества источников относится к числу наиболее сложных. Распространение примесей тесно связано с динамическим, термическим и влажностным режимом, характером подстилающей поверхности, химическим составом примесей и др. Детальный учёт всех этих факторов приводит к необходимости разработки сложных математических моделей, включающих в себя большое число параметров, требующих дальнейшего уточнения, что не всегда согласуется с имеющимися техническими и экономическими возможностями.

Такое положение требует более взвешенного анализа экспериментальных данных и теоретических исследований распространения примесей в приземном и пограничном слоях атмосферы. При моделировании длительного загрязнения местности стационарными источниками текущую метеорологическую информацию можно заменить климатической. Существует возможность сравнительно простого математического описания процессов переноса примеси на больших удалениях от распределённых источников выбросов. Применение методов теории подобия и размерности позволяет снизить количество определяющих параметров.

1. *Точечный источник.* Решение задач переноса и диффузии примеси в атмосфере требует их определённой стилизации и упрощения. В связи с этим полезно использовать зависимость между решениями для точечного и линейного источника. Если положить горизонтальный турбулентный обмен пропорциональным скорости ветра, то в стационарном случае будет иметь место соотношение [1]

$$q(r, y, z) = \frac{S(r, z) \cdot e^{-\frac{y^2}{4k_0 r}}}{2\sqrt{\pi k_0 r}}, \quad (1)$$

где $q(r, y, z)$, $S(r, z)$ - концентрации примеси от точечного и линейного источника соответственно, k_0 - коэффициент пропорциональности между скоростью ветра и горизонтальным турбулентным обменом, ось r совпадает со

средним направлением ветра, ось y поперечно расположена вектору скорости ветра, ось z направлена вертикально вверх.

Для расчета функции $S(r, z)$ воспользуемся уравнением переноса и турбулентной диффузии для бесконечного линейного источника

$$u \frac{\partial S}{\partial r} - w \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial S}{\partial z} - \alpha S \quad (2)$$

со следующими граничными условиями

$$uS|_{r=0} = Q\delta(z-H), \quad k_z \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{z=0, z=h} = 0. \quad (3)$$

Здесь $u(z)$ - скорость ветра в слое перемешивания, w - скорость оседания в атмосфере частиц примеси, k_z - коэффициент вертикальной турбулентности, α - коэффициент, учитывающий процессы превращения и вымывания примеси, Q , H - мощность и высота линейного источника.

Поле осредненной за длительный промежуток времени концентрации от точечного источника определяется по формуле

$$\bar{q}(r, \varphi, z) = \frac{S(r, z) \cdot g(\varphi)}{2\sqrt{\pi k_0 r}} \int_{-\Delta}^{\Delta} e^{-\frac{r \sin^2 \psi}{4k_0}} d\psi, \quad (4)$$

где r, φ - полярные координаты расчетной точки с началом в месте расположения источника, $g(\varphi)$ - вероятность противоположного φ направления ветра, Δ - некоторый малый угол, характеризующий расширение факела в поперечном к ветру направлении.

Для типичных $k_0 = 0,5 - 1$ м, $\Delta < 10^\circ - 15^\circ$ при $r > 1$ км

$$\bar{q}(r, \varphi, z) = \frac{F \cdot S(r, z) \cdot g(\varphi)}{r}. \quad (5)$$

Здесь F - величина, практически независящая от r .

Соотношение (5) допускает дальнейшие упрощения, если положить в уравнении (2) $\alpha = 0$ и $w = 0$. Тогда при удалении от источника примеси на расстояния порядка 7-10 км функция $S(r, z)$ слабо зависит от z . С другой стороны, с учетом (5), для плотности выпадений слабо оседающей примеси, исходя из геометрических соображений можно показать

$$\Phi(r, \varphi) = \frac{\theta \cdot g(\varphi)}{r}, \quad (6)$$

где $\theta = \frac{\lambda \cdot Q}{2\pi \cdot u h}$, u и h - средняя скорость ветра и высота слоя перемешивания, λ - коэффициент взаимодействия примеси с подстилающей поверхностью. Оценка неизвестного параметра θ проводится по экспериментальным данным.

Замечание. Значения u и h , входящие в выражение (6) имеют смысл некоторых средних величин. Действительно, если задать функцию $B(u, h)$ -

совместную плотность вероятности распределения u и h в заданном направлении от источника за рассматриваемый промежуток времени, то для суммарной концентрации имеет место выражение

$$\Phi(r, \varphi) = \frac{g(\varphi)}{2\pi r} \iint_{\Omega} \frac{B(u', h')}{u' \cdot h'} d\Omega = \frac{\theta' \cdot g(\varphi)}{r}, \quad (7)$$

$$\text{где } \theta' = \frac{1}{2\pi} \iint_{\Omega} \frac{B(u', h')}{u' \cdot h'} d\Omega.$$

Тогда в силу обобщённой интегральной теореме о среднем для односвязной области Ω получим

$$\iint_{\Omega} \frac{B(u', h')}{u' \cdot h'} d\Omega = \frac{1}{u \cdot h} \iint_{\Omega} B(u', h') d\Omega = \frac{1}{u \cdot h}.$$

2. *Площадной источник.* С учётом (6) концентрация примеси в случае площадного источника представляется в виде

$$Q(x, y) = \frac{1}{2\pi u h} \iint_S \frac{m(\xi, \eta) g(\varphi)}{d} d\xi d\eta, \quad (8)$$

где (ξ, η) - текущие координаты источника, $(\xi, \eta) \in S$, $m(\xi, \eta)$ - эмиссия примеси из этой точки, $g(\varphi) = P(\varphi + 180^\circ)$, $P(\varphi)$ - роза ветров за рассматриваемый промежуток времени на высотах пограничного слоя атмосферы,

$$\varphi(\xi, \eta, x, y) = \arctg\left(\frac{y - \eta}{x - \xi}\right), \quad d = |M_1 M| = \sqrt{(x - \xi)^2 + (y - \eta)^2},$$

$\varphi(\xi, \eta) = \arctg \frac{y - \eta}{x - \xi}$, предполагается также, что точка (x, y) достаточно удалена от множества S .

Функция $m(\xi, \eta)$, как правило, неизвестна, либо задана достаточно приближенно. В этом случае интерпретация данных наблюдений с помощью соотношения (8) становится весьма затруднительной. В этом случае целесообразно построение различных асимптотических представлений (8).

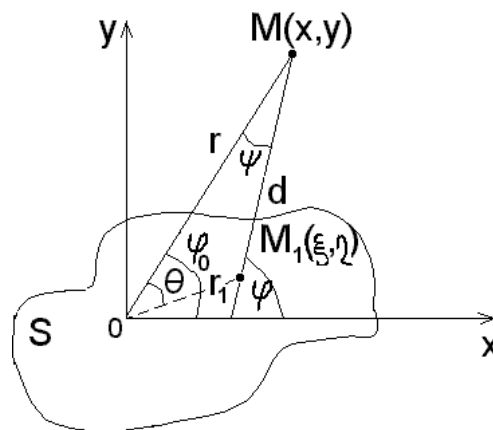


Рис. 1. Схема взаимного расположения точек M , M_1 и площадного источника S

Учитывая, что

$$d = \sqrt{r^2 + r_1^2 - 2rr_1}, \quad \frac{1}{d} = \frac{1}{r\sqrt{1 + \alpha^2 - 2\alpha\mu}}, \quad (9)$$

где $r = |\overrightarrow{OM}|$, $r_1 = |OM_1|$, $\alpha = \frac{r_1}{r}$, $\mu = \cos \theta$.

Используя разложение функции (9) в ряд по полиномам Лежандра, будем иметь [2]

$$\frac{1}{d} = \frac{1}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \alpha^n P_n(\mu), \quad (10)$$

где $P_n(\mu)$ - полином Лежандра n -го порядка.

Подставляя выражение (10) в формулу (8) и учитывая, что $\frac{1}{r}$ не зависит от переменных интегрирования, получим

$$\begin{aligned} Q(x, y) &= \frac{c}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \iint_S \alpha^n P_n(\mu) m(\xi, \eta) g(\xi, \eta, x, y) d\xi d\eta = Q_1 + Q_2 + Q_3 + \dots = \\ &= \frac{c}{r} \iint_S mg d\xi d\eta + \frac{c}{r^2} \iint_S mgr_1 P_1(\mu) d\xi d\eta + \frac{c}{r^3} \iint_S mgr_1^2 P_2(\mu) d\xi d\eta + \dots \end{aligned} \quad (11)$$

Здесь $c = \frac{1}{2\pi i h}$.

Соотношение (11) дает возможность приближённого построения поля концентрации в окрестности площадного источника. Первое слагаемое в (11) дает начальное приближение для вычисления поля концентрации примеси при больших r . В частности при небольших угловых размерах области S можно положить $d \approx r$. В этом случае приходим к следующему приближению

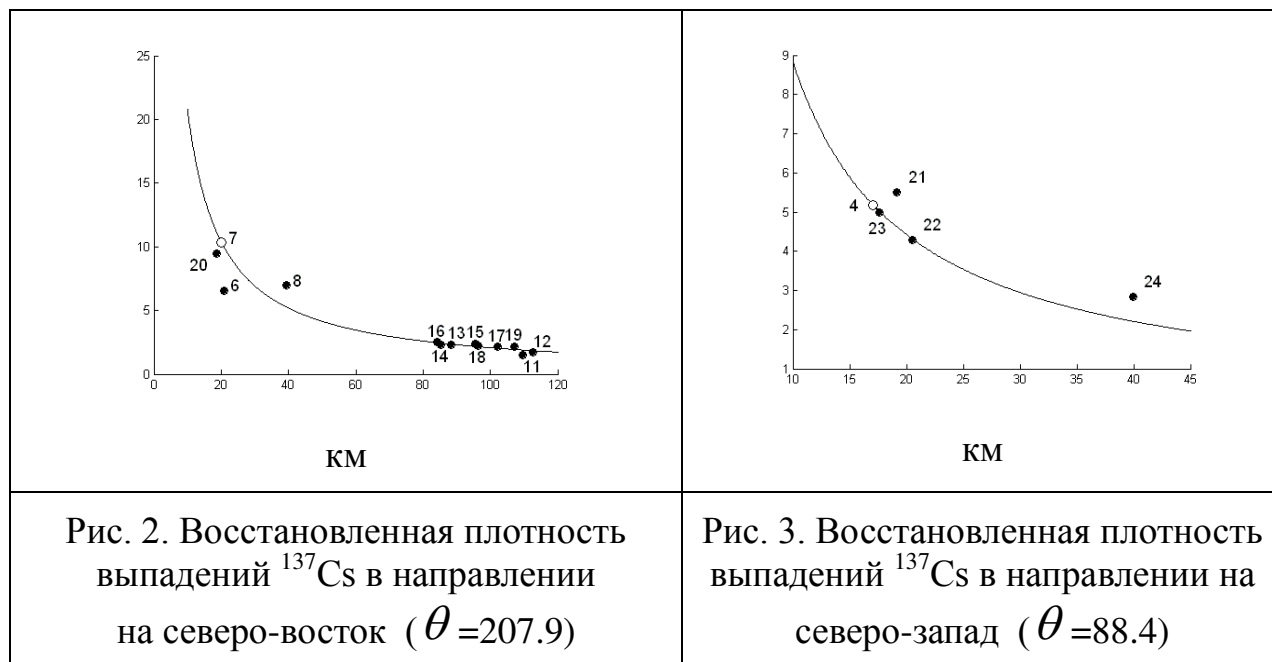
$$\begin{aligned} Q_1(x, y) &\approx \frac{c}{r} \iint_S m(\xi, \eta) \left\{ g(x, y) + \left(\frac{\pi}{2} - 1 \right) g'(x, y) - \zeta'(x, y) \left(\frac{x}{r^2} \xi + \frac{y}{r^2} \eta \right) \right\} d\xi d\eta = \\ &= \theta_1 \frac{g(x, y) + \left(\frac{\pi}{2} - 1 \right) g'(x, y)}{r} + \theta_2 \frac{g'(x, y)x}{r^3} + \theta_3 \frac{g'(x, y)y}{r^3}, \quad (12) \\ \theta_1 &= c \iint_S m(\xi, \eta) d\xi d\eta, \quad \theta_2 = -c \iint_S \xi m(\xi, \eta) d\xi d\eta, \quad \theta_3 = -c \iint_S \eta m(\xi, \eta) d\xi d\eta. \end{aligned}$$

Примечание. При $\frac{y}{x} = \text{const}$, $g'(x, y) = 0$. В этом случае достаточно ограничиться в (12) оценкой параметра θ_1 .

3. Анализ пылеаэрозольных выпадений ^{137}Cs в районе Сибирского химического комбината (СХК). В качестве естественных накопителей пылеаэрозольных радиоактивных выпадений в окрестностях СХК за длительный период времени были использованы чердачные помещения жилых и производственных зданий, поскольку они не подвержены воздействию

атмосферных осадков. Обследование проводилось в 24 населённых пунктах Томской области. Отбор проб проводился путём снятия поверхностного слоя (10-15 мм) материала утеплителя [3]. Результаты моделирования регионального загрязнения на основе соотношения (6) представлены на рис. 2, 3.

Анализ результатов моделирования, представленных на рис. 2, 3, показывает, что согласие рассчитанных и измеренных плотностей выпадений в контрольных пунктах наблюдений в целом достаточно удовлетворительное. Основной вынос ^{137}Cs происходил в северо-восточном направлении от СХК, что обусловлено высокой повторяемостью ветров юго-западного и западного направления на высотах пограничного слоя атмосферы. Особого внимания требует анализ уровней выпадений ^{137}Cs по направлению к г. Томску. В этом случае необходим более тщательный анализ климатологических данных репрезентативности выбора объектов наблюдения, динамики накопления радиоактивных выпадений во времени.



О, ● – результаты измерений в обследованных населённых пунктах [3], ——— - численное моделирование. Измеренная плотность радиоактивных выпадений ^{137}Cs в населённых пунктах № 4 (п. Самусь) и № 7 (п. Георгиевка) использовались при оценивании параметра регрессии (6) для выбранных направлений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 16; РФФИ-ОБЬ, грант 05-05-98006.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Берлянд М.Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1975.
2. Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. - М.: Наука, 1972.

3. Меркулов В.Г., Глухов Г.Г., Резчиков В.И. Труды международ. конф. «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека». Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 1996. С. 464-467.

© В.Ф. Раныта, 2006

УДК 551.465.553

В.А. Шлычков, Л.Ф. Дзюбенко

ИВЭП СО РАН, Новосибирский филиал; НГАСУ, Новосибирск

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ УСТОЙЧИВОСТИ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ

В настоящее время многие реки оказались подвержены влиянию естественных климатических и антропогенных факторов. Это обстоятельство наряду со значительным (до 40%) сокращением числа наблюдательных постов обуславливает необходимость проведения теоретических исследований по устойчивости русловых потоков. Использование традиционных подходов, основанных на инженерных формулах и методах, не позволяет получать надежных предсказаний русловых деформаций.

Математическое моделирование является важнейшим инструментом изучения процессов формирования стока. Роль его возрастает в условиях редкой, морально устаревшей сети мониторинга, характерной для большинства регионов Сибири. При анализе пространственно-временных закономерностей формирования водного и твердого стока в речных системах основные проблемы возникают в связи с отсутствием базовой гидрологической модели, способной работать с реальными данными гидрологических измерений.

Механизм переноса примесей в руслах рек определяется условиями и характером движения потоков воды. Поэтому модели русловой деформации стока, по сути своей, являются моделями гидравлическими. Сначала разрабатывается модель водного стока, на которую затем надстраивается эрозионный блок, дополняющий ее описанием процессов выноса веществ с водосбора и транспорта наносов в русло. Качество модели русловых процессов, в первую очередь, будет определяться качеством гидрологической, с которой могут сопрягаться более простые подмодели, адаптированные к условиям конкретных речных систем и имеющимся наборам исходной информации.

В основу численной модели плановых течений положены фундаментальные законы механики жидкости, выраженные в виде двумерных уравнений мелкой воды. Введем декартову систему координат с осями x, y, z , в которой ось z направлена вверх. Пусть поверхность водосбора (включая русловые углубления) задана уравнением $z = \delta(x, y) + i_x x + i_y y$, где i_x, i_y - малые уклоны в направлениях x, y , характеризующие понижение оси главного русла вдоль водотока.

Исходные уравнения рассматриваются в области, конфигурация которой может меняться со временем – например, в результате повышения или сработки уровня воды. Считая течение турбулентным, уравнения горизонтального (планового) движения воды получим из уравнений Рейнольдса путем их осреднения по вертикали. Рассмотрим средние по z скорости $\bar{u} = \frac{1}{h} \int_{\delta}^h u dz$,

$\bar{v} = \frac{1}{h} \int_{\delta}^h v dz$, где u, v – компоненты вектора горизонтальной скорости вдоль осей x, y ; h – глубина потока. Отбрасывая черту у переменных, систему уравнений плановых течений запишем в виде

$$\begin{aligned} \frac{\partial hu}{\partial t} + \frac{\partial hu u}{\partial x} + \frac{\partial huv}{\partial y} &= -gh i_x - gh \frac{\partial(h+\delta)}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} hK_x \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} hK_y \frac{\partial u}{\partial y} + \tau_x - \lambda_u |\bar{u}| u, \\ \frac{\partial hv}{\partial t} + \frac{\partial huv}{\partial x} + \frac{\partial hv v}{\partial y} &= -gh i_y - gh \frac{\partial(h+\delta)}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} hK_x \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} hK_y \frac{\partial v}{\partial y} + \tau_y - \lambda_u |\bar{u}| v, \\ \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} &= R_a - I, \end{aligned} \quad (1)$$

где τ_x, τ_y – напряжения ветра, λ_u – коэффициент гидравлического трения, $|\bar{u}|$ – модуль скорости течения, K_x, K_y – коэффициенты турбулентности, R_a – интенсивность источников (осадки), I – инфильтрационный сток и испарение.

Постановка краевых условий определяется морфологическими характеристиками водоема и типу водообмена. Для описания замкнутого водоема на боковых границах задаются условия непротекания и трения о боковые стенки ложа

$$u_n = 0, \quad K \frac{\partial u_s}{\partial n} = -c_u |\bar{u}| u_s \quad \text{при } (x, y) \in \Gamma, \quad (2)$$

где Γ – граница области, n – внешняя нормаль к ней, u_n, u_s – нормальная и касательная составляющие вектора горизонтальной скорости, c_u – коэффициент сопротивления вдоль линии берега. При наличии открытых (жидких) границ должны быть известны расходы $Q^{(x)}, Q^{(y)}$ в заданных сечениях

$$hu = Q^{(x)}, \quad hv = Q^{(y)} \quad \text{при } (x, y) \in \Gamma, \quad (3)$$

либо задаваться турбулентные потоки воды на выходных створах – например, в виде

$$hK \frac{\partial u}{\partial n} = hK \frac{\partial v}{\partial n} = 0 \quad \text{при } (x, y) \in \Gamma. \quad (4)$$

Моделирование турбулентного обмена проводится на основе двухпараметрической системы уравнений полуэмпирической теории турбулентности [Монин, Яглом, 1992], включающие осредненные по z уравнения для плотности кинетической энергии турбулентности e и скорости ее диссипации ε .

При формулировании модели русловых процессов отметим, что наносы перемещаются во взвешенном и влекомом состоянии. Взвешенные частицы поддерживаются в толще потока турбулентными вихрями и могут находиться там неограниченно долго. Влекомые наносы перемещаются в придонных слоях

и попадают в поток скачкообразно, на короткие интервалы времени. Начало движения донных частиц связано с превышением критических касательных напряжений и характеризуется значением неразмывающей скорости u_c , которая зависит от диаметра частиц и сил внутреннего трения грунта в воде.

Уравнения переноса взвешенных фракций в речной воде формулируются в рамках плановой модели (1), описывающей динамику двумерного вертикально осредненного потока. Вектор горизонтальной скорости $\mathbf{u} = (u, v)$ здесь считается известной функцией переменных x, y и времени t . Обозначим c – концентрация взвешенных частиц в воде или мутность (отношение объема твердых взвешенных частиц к общему объему смеси), c_i – частная мутность отдельной фракции. При этом считается $c = \sum_i c_i$. Дифференциальное уравнение

переноса концентрации получим из общего уравнения турбулентной диффузии твердой примеси [Караушев, 1977] путем его осреднения по вертикали

$$\frac{\partial hc}{\partial t} + \frac{\partial huc}{\partial x} + \frac{\partial hvc}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} hE_x \frac{\partial c}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} hE_y \frac{\partial c}{\partial y} + \eta N(c_* - c) - (1 - \eta) w_g c + R_c + R_w, \quad (5)$$

где $h(x, y, t)$ – глубина потока, E_x, E_y – коэффициенты дисперсии в направлениях x, y , w_g – гидравлическая крупность (скорость седиментации), зависящая от рассматриваемого компонента полидисперсной примеси, R_c – интенсивность внешних поступлений примеси, R_w – поток взвеси за счет поверхностных волн, величина c_* характеризует равновесное значение концентрации, N – коэффициент обмена между примесью и потоком в придонном слое, η – параметр, отражающий интенсивность обмена.

Величина $\eta \leq 1$ имеет смысл вероятности превышения мгновенной скоростью неразмывающего значения u_c и рассчитывается по формуле [Россинский, Дебольский, 1980]

$$\eta = \frac{1}{\sigma_u \sqrt{2\pi}} \int_{u_c}^{\infty} \exp\left(-\frac{(\xi - u_b)^2}{2\sigma_u^2}\right) d\xi, \quad (6)$$

где u_b – придонная скорость, σ_u – среднеквадратичный модуль пульсаций придонной скорости. При малых и умеренных расходах, когда пульсационная скорость не превышает критических значений $\eta \rightarrow 0$, вследствие чего доминирует механизм гравитационного осаждения взвеси на дно (процесс осветления воды и аккумуляции отложений) и концентрация суспензии уменьшается со временем. При больших паводочных расходах с быстрым течением $\eta \rightarrow 1$ и при концентрации меньше равновесной будет происходить взмучивание частиц (эрозия дна) и перераспределение взвеси по толще потока. По мере увеличения мутности концентрация приближается к насыщающему значению и массообмен между потоком и дном переходит в стационарную фазу. Для средних значений из диапазона $0 < \eta < 1$ турбулентная среда и подстилающий грунт непрерывно обмениваются наносами. Выпадающие из потока частицы с недостатком или избытком возмещаются взвешиванием других частиц со дна, т.е. находятся в динамическом равновесии. Асимптотическое (при $t \rightarrow \infty$) значение мутности согласно (5) при $R_c = R_w = 0$

будет равным $\frac{\eta N c_*}{\eta N + (1 - \eta) w_g}$. В перегруженном потоке с мутностью больше критической $c > c_*$, процессы донного взмыва блокируются, и источник в правой части (5) становится отрицательным, что соответствует выведению наносов из суспензии при любом η . Представленный здесь вероятностный подход к описанию взаимодействия взвешенных и донных наносов путем введения η по (6) является развитием постановки [Атавин и др., 1995].

Описание обмена наносами проведем согласно работе [Беликов и др., 2003], полагая в (5) $N = u_*$, где $u_* = \frac{\sqrt{g}}{C} |u|$ - скорость трения, C - параметр Шези. Придонная неразмывающая скорость определяется по формуле

$$u_c = 0.96 \sqrt{g d^{0.4} (d + 0.0014)^{0.6} \left(\frac{h}{d} \right)^{0.2}}, \quad (7)$$

где d – размер частиц рассматриваемой фракции.

В качестве иллюстрации возможностей модели рассмотрим пример расчета течения на 30-километровом участке Новосибирского водохранилища в районе с Завьялово. На траверзе с. Завьялово расположено Новопичуговское песчано-галечное месторождение, которое в настоящее время разрабатывается с помощью землесосной техники. Карьерные работы могут привести к деформации русла вследствие внесения твердых взвесей в поток и их дальнейшего переноса и осаждения. Поэтому представляет интерес изучить скоростной режим течения и выяснить возможные пути переноса примесей в этом районе.

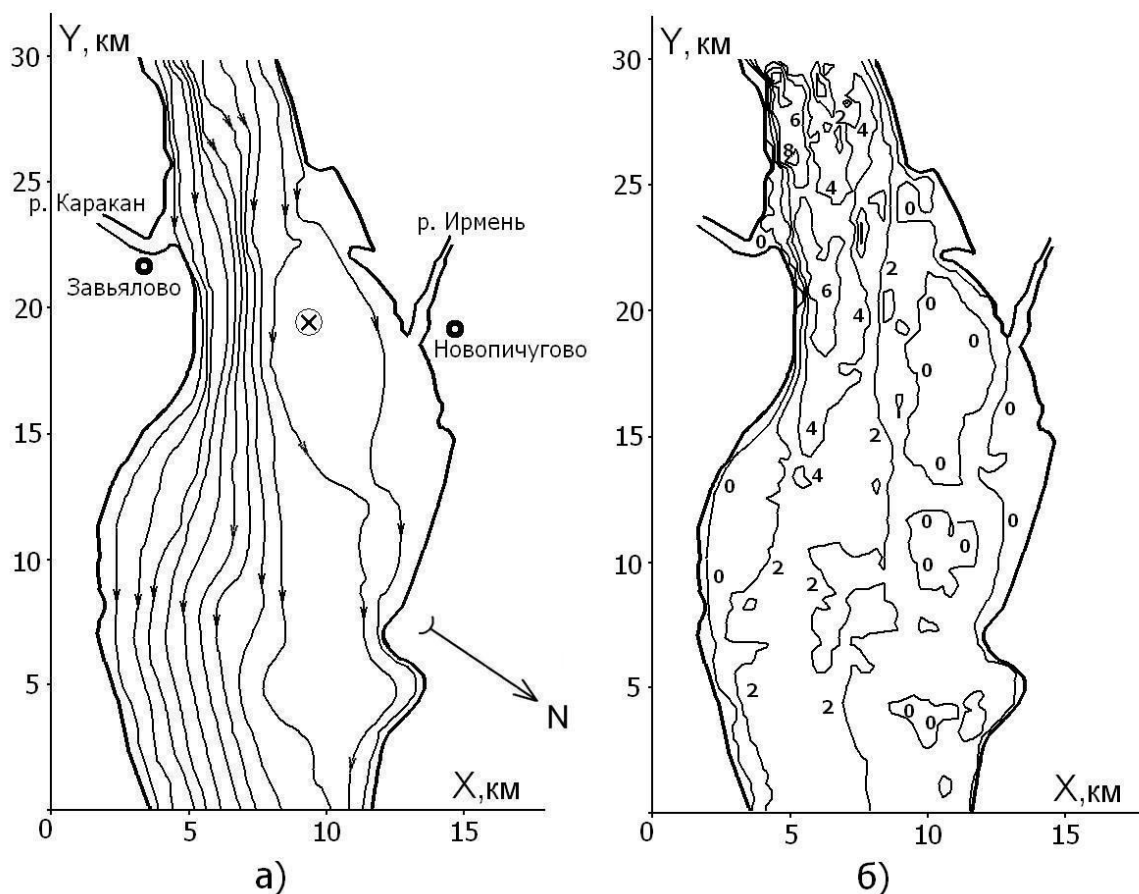


Рис. 1. Конфигурация русла Новосибирского водохранилища в районе с. Новопичугово и структура течения:

- а) поле функции тока (стрелки показывают направление движения частиц);
- б) изолинии модуля скорости (цифры показывают скорость потока в см/с).

Символом $\otimes$ обозначено местоположение карьерной разработки

Ширина русла в исследуемом районе водохранилища составляет 6-8 км. На рис.1,а показана структура функции тока на русловом участке водохранилища. На входном створе русла (верхняя граница рисунка) задавался полный расход $Q=1200 \text{ м}^3\text{с}^{-1}$, соответствующий сезону осенней межени. Линии тока в стационарном течении отражают траектории части, и, вместе с тем, образуют трубки тока, в которых значение расхода воды постоянно (на рис.1,а трубки тока выделяют струи с равными расходами $100 \text{ м}^3\text{с}^{-1}$). Отметим заметную неоднородность потока: сгущение изолиний вблизи правого берега соответствует максимальным расходам, а в мелководной левобережной части течение замедляется.

Это проявляется и в поле скоростей, показанном на рис. 1,б. Расчетное поле скоростей, полученных в эксперименте, характеризовалось сравнительно небольшими значениями до 10 см/с. При таких скоростях становится ощутимым влияние поверхностных ветровых напряжений. Так, при юго-западном ветре (вдоль течения) силой 5 м/с скорость потока увеличивается вдвое, что соответствует данным наблюдений.

Анализ поля скоростей показывает, что превышение пульсационным компонентом неразмывающих значений невелико ($\eta < 0.02$) и эрозии русла в данных условиях не происходит. Основным механизмом русловой деформации является аккумуляция донных отложений за счет взвеси, переносимой в толще потока и выпадающей в областях, где скорость потока меньше "незаиляющего" значения. Эти области расположены на мелководьях правобережья в районе карьерных работ. Тем самым, разработка дна вносит риск заиления правобережной части русла с сопутствующими русловыми деформациями.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 05-05-98012.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Атавин А.А., Жданов Е.П., Копылов Ю.Н. Одномерная продольная модель переноса тепла и взвешенных речных наносов в водохранилище. Метеорология и гидрология, 1995, № 2, с.93-101.
2. Беликов В.В., Прудовский А.М., Середавкин В.П. К определению оптимальных параметров отстойников ГЭС. Сб. "Безопасность энергетических сооружений", вып. 12, 2003, с.166-183.
3. Караушев А.В. Теория и методы расчета речных наносов. Л., Гидрометеиздат, 1977. 272 с.
4. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Т.1. СПб, Гидрометеиздат. 1992. 694 с.
5. Россинский К.И., Дебольский В.К. Речные наносы. М., Наука, 1980. 214 с.

© В.А. Шлычков, Л.Ф. Дзюбенко, 2006

КОНТРОЛЬ АЭРОЗОЛЬНЫХ ВЫБРОСОВ НЕФТЕГАЗОВЫХ ФАКЕЛОВ

Основные источники газоаэрозольного загрязнения территории Ханты - Мансийского округа (ХМАО) представлены предприятиями нефтегазового комплекса и автотранспортом. Характерными загрязняющими веществами являются: углеводороды, природный газ, оксид и диоксид углерода, сернистые соединения, окислы азота, фенолы, меркаптаны и т. д. Интенсивное развитие нефтегазодобывающего комплекса приводит к значительному техногенному влиянию на территорию округа. В связи с этим необходима разработка комплекса мер по повышению экологической безопасности и снижения вредного воздействия на окружающую природную среду. Эффективного решения природоохранной проблемы можно достичь лишь в том случае, когда в единый механизм управления будут увязаны научные, технические, организационные, экономические, социальные и правовые аспекты [1].

1. *Экспедиционные исследования.* Маршрутный отбор снеговых проб в окрестности нефтегазовых факелов Приобского нефтяного месторождения ХМАО проводился в апреле 2004 и 2005 гг. Положение точек пробоотбора показано на схеме (рис. 1).

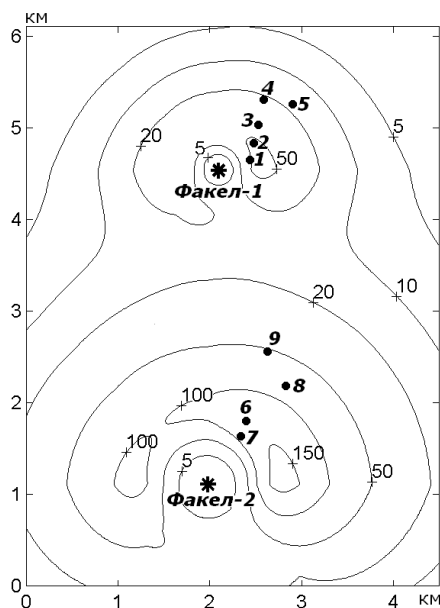


Рис. 1. Схема отбора снеговых проб. Реконструированные по данным наблюдений поля концентраций нефтяных углеводородов (мкг/л) в районе Приобского месторождения

В зоне действия факела 1 были взяты пробы в пяти точках, факела 2 - в четырёх точках местности. Для отбора проб снега использовалась пластмассовая труба небольшого диаметра (5 см). Использование пробоотборника малого диаметра было продиктовано необходимостью ограничить массу и объём снеговых проб для возможности их дальнейшей транспортировки в химические лаборатории институтов СО РАН г. Новосибирска.

Для проведения расчётов использовалась среднезимняя роза ветров, измеренная на ЦГМС г. Ханты-Мансийска. Анализ макро и микрокомпонентного состава снеговых проб был выполнен в институте неорганической химии СО РАН (г. Новосибирск). Анализ содержания органических компонентов проводился в институте органической химии СО РАН (г. Новосибирск).

2. *Модели реконструкции полей длительного загрязнения.* Исходным моментом для расчета полей длительного загрязнения является соотношение [2]

$$\bar{q}_{\bar{\tau}} = \int_0^{\infty} q \rho_{\tau, \bar{\tau}}(q) dq, \quad (1)$$

выражающее связь между средней концентрацией $\bar{q}_{\bar{\tau}}$ за длительный период, относящейся к интервалу времени $\bar{\tau}$ и q - разовыми концентрациями, относящимися к интервалу времени $\tau \ll \bar{\tau}$; $\rho_{\tau, \bar{\tau}}$ - плотность вероятности для разовых концентраций. Значение q находится на основании решения уравнения турбулентной диффузии.

а) *Газовая примесь.* При расчете средней концентрации в приземном слое атмосферы определяющее значение имеют часто встречающиеся метеорологические условия. К ним относятся так называемые нормальные метеоусловия, для которых применима степенная аппроксимация скорости ветра и коэффициента вертикального турбулентного обмена. Использование этих аппроксимаций, аналитических решений полуэмпирического уравнения турбулентной диффузии и свойств статистических характеристик распределения скорости ветра и вертикального турбулентного обмена в приземном слое атмосферы позволяет выразить концентрацию лёгкой примеси в виде следующей регрессионной зависимости [3]

$$\bar{q}(r, \varphi) = \theta_1 \frac{P(\varphi + 180^\circ)}{r^2} e^{-\frac{\theta_2}{r}}, \quad (2)$$

где r, φ - полярные координаты, r - расстояние от источника; $P(\varphi)$ - приземная роза ветров; θ_1, θ_2 - неизвестные параметры.

При наличии данных наблюдений концентрации примеси параметры θ_1, θ_2 можно определить по измерениям в двух точках, решая соответствующую систему уравнений. При большем числе точек наблюдений следует использовать метод наименьших квадратов.

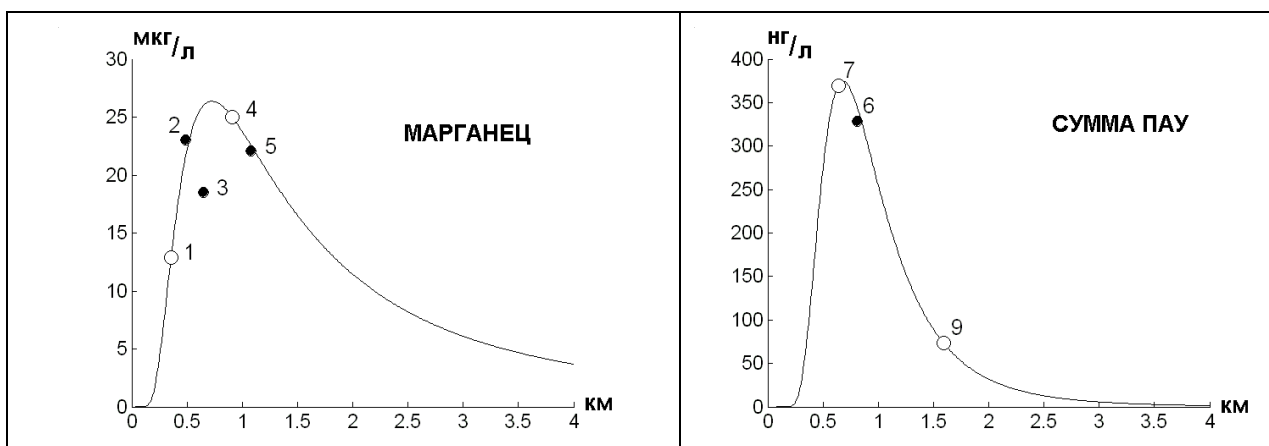
б) *Аэрозольная примесь*. В случае монодисперсной примеси имеет место регрессионное соотношение [3]

$$\bar{q}(r, \varphi) = \theta_1 P(\varphi + 180^\circ) r^{\theta_2} e^{-\frac{\theta_3}{r}}, \quad (3)$$

Для оценивания параметров θ_1 , θ_2 , θ_3 в регрессии (3) необходимо проведение наблюдений не менее, чем в трех точках местности. Количество точек может быть уменьшено в случае, если оценка θ_3 была проведена предварительно для рассматриваемого источника в случае слабооседающей примеси. Параметр $\theta_3 = r_{\max}$ в некотором смысле является внешним параметром и его предварительную оценку можно также выполнить, исходя из геометрической высоты источника, динамических и тепловых характеристик, выбрасываемой газовой смеси [2, 4]. $r_{\max}$ - точка максимальной приземной концентрации для лёгкой примеси.

3. *Реконструкция полей аэрозольных выпадений в зонах влияния нефтегазовых факелов Ханты-Мансийского автономного округа*. Исследуемые факелы относятся к числу наиболее мощных в ХМАО и постоянно действующих. Они вполне отвечают требованиям моделей (2), (3).

На рис. 1, 2 представлены результаты восстановления непрерывной картины загрязнения окрестностей факелов 1 и 2 нефтяными и полиароматическими углеводородами (НУ, ПАУ), алюминием, марганцем. Данные наблюдений, отмеченные тёмными кружочками, использовались для оценивания параметров регрессии (3). Светлые кружочки отражают уровень соответствия контрольных наблюдений расчёту (непрерывная кривая). Для первого факела в качестве $r_{\max}$ была принята оценка 0.8 км, для второго факела около 2 км.



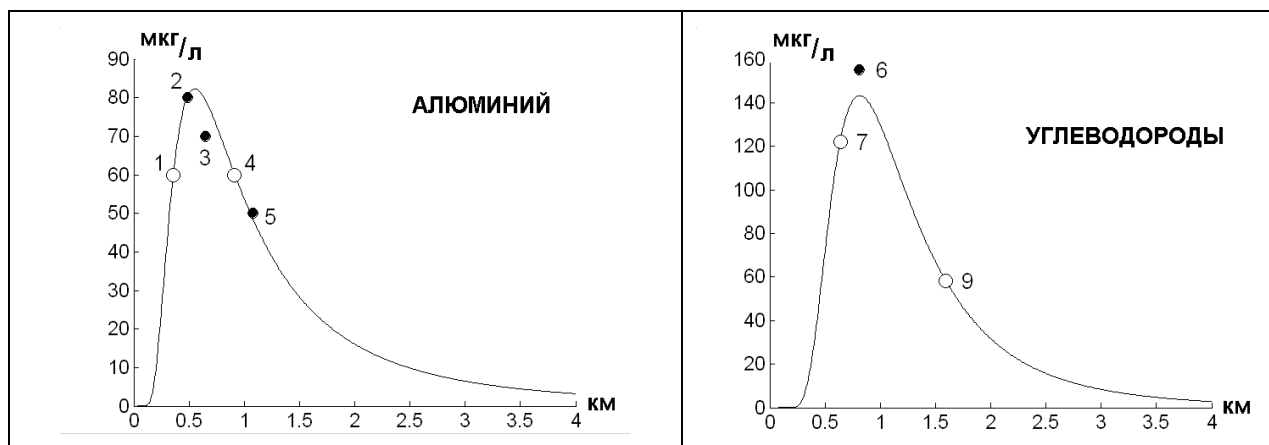


Рис. 2. Восстановленные в снеге по маршруту пробоотбора значения концентраций суммы Mn, Al, суммы ПАУ, нефтяных углеводородов

Анализ рис. 2 показывает, что соответствие расчётов наблюдениям в целом вполне удовлетворительное. Значительные расхождения результатов моделирования по ПАУ и углеводородам в некоторых точках могут быть связаны с близостью автотрассы.

Проведённые расчёты показывают, что для восстановления непрерывной картины загрязнения местности может быть вполне достаточно двух точек пробоотбора, расположенных на маршруте. Остальные точки пробоотбора могут быть использованы для контроля точности восстановления полей аэрозольного загрязнения.

4. *Оценка суммарных выпадений.* Согласно данным снегосъёмки, средний влаговзпас снега в окрестности факелов исследуемых факелов составил около 82 л/м². С учётом этого значения, зимней розы ветров интегрирование (3) по достаточно большой области позволяет получить оценку суммарного содержания в снеге ПАУ, НУ, макрокомпонентов и рассматриваемых тяжёлых металлов. В табл. 1 и 2 представлены оценки их суммарного содержания в квадратах 4 км× 4 км. Факелы находились в центрах этих квадратов. Следует отметить, что полученные оценки мощности эмиссии вредных примесей, являются оценками снизу, поскольку не в полной мере учтены эффекты полидисперсности как в ближней окрестности факела, так и на значительных удалениях.

Таблица 1. Оценка параметров аэрозольных выбросов для факела 1

Компонент	Оценка параметров		Суммарный выброс, кг
	θ_1	θ_2	
Сумма ПАУ	0,237	4,46	0,017
Углеводороды	133	4,29	9,1
Цинк	264,8	3,32	17,7
Хлорид	4,6	3,32	0,48
Алюминий	266,5	2,9	28,1
Марганец	117,7	2,21	13,9

Таблица 2. Оценка параметров аэрозольных выбросов для факела 2 (ПАУ, нефтяные углеводороды)

Компонент	Оценка параметров		Суммарный выброс, кг
	θ_1	θ_2	
Сумма ПАУ	13,9	5,88	0,1
Углеводороды	7089	4,92	56,2

Анализ таблиц показывает, что значения θ_2 довольно сильно варьируются. Это означает, что скорости оседания и, соответственно, средние размеры частиц, содержащих рассматриваемые компоненты, будут существенно отличаться. Вследствие этого будут различаться зоны влияния и максимальных выпадений. Параметры θ_1 пропорциональны мощности компонентов выбросов примеси и зависят от скорости оседания соответствующих аэрозольных фракций. Суммарный же выброс определяется комбинацией этих величин.

Проведённые теоретические и экспериментальные исследования, численный анализ данных наблюдений в окрестности нефтегазовых факелов с интенсивными режимами сжигания позволяет сделать следующие выводы:

Предложенные численные модели вполне адекватно описывают процессы длительного аэрозольного загрязнения местности продуктами сжигания попутного нефтяного газа. Надежность многокомпонентного восстановления полей загрязнения по данным наблюдений в значительной степени определяется наличием в их составе измерений трассерных элементов и веществ. Численный анализ данных мониторинга снегового покрова в окрестностях факелов показывает существование достаточно простых закономерностей формирования полей длительного загрязнения местности.

Применение маршрутных снегосъёмок, процедур оптимального планирования регрессионных экспериментов позволяет повысить точность оценивания параметров и полей загрязнения.

Разработанные модели восстановления дают возможность проводить косвенный контроль факельных выбросов по ограниченному числу точек пробоотбора. Проведённые экспериментальные исследования и апробация предложенных моделей показала их экономичность и вполне удовлетворительную точность восстановления полей длительного многокомпонентного загрязнения местности и их следует рекомендовать для проведения регулярного мониторинга факельных выбросов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН, проект 16.11; РФФИ-ОББ, грант 05-05-98006.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Грищенко А.И., Аكوпова Г.С., Максимов В.М. Экология. Нефть и газ. – М.: Наука, 1997. - 598 с.

2. Берлянд М.Е., Генихович Е.Л., Канчан Я.С., Оникул Р.И., Чичерин С.С. О расчёте среднегодовых концентраций примеси в атмосфере от промышленных источников // Труды ГГО. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. - Вып.417. - С.3-18.

3. Рапута В.Ф., Коковкин В.В. Методы интерпретации данных мониторинга загрязнения снежного покрова // Химия в интересах устойчивого развития. - 2002. - Т. 10. – С. 669- 682.

4. Берлянд М.Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 448 с.

© В.Ф. Рапута, К.С. Алсынбаев, С.В. Морозов, О.В. Шуваева,, Б.С. Смоляков, 2006

УДК 001.576.001.572

О.А. Дубровская

ИВТ СО РАН, Новосибирск

А.А. Леженин, В.М. Мальбахов

ИВМиМГ СО РАН, Новосибирск

В.А. Шлычков

ИВЭП СО РАН, Новосибирск

ВЛИЯНИЕ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ НА КЛИМАТИЧЕСКИЕ И ЛАНДШАФТНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В АЗИАТСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

ВВЕДЕНИЕ

В течение миллионов лет лесные и степные пожары служили составной частью эволюции растительного покрова и животного мира. В засушливые годы возникали массовые пожары, а вызванные ими изменения состава растительности порождали изменения климата. Однако постепенно состав растительности, животного мира восстанавливался. Эта цикличность была нарушена в индустриальную эпоху, когда большая часть лесов была вырублена, часть степей распахана. На Земле осталось немного территорий, целиком покрытых лесом. Это, в первую очередь, влажные тропические леса, мало подверженные пожарами из-за частых дождей. Однако площадь тропических лесов из-за урбанизации быстро сокращается. Регионами, почти целиком покрытыми лесом, и относительно мало подвергшимся деятельности человека являются: Север Европейской части России и Скандинавских стран, центральная и северная часть Сибири, Якутия, Хабаровский и Приморский края, а также Север Канады и Аляска. Наибольшими по площади в России являются леса ее Азиатской части. Плотность населения здесь невелика и имеет тенденцию к сокращению. Эти леса являются естественным полигоном для изучения различных аспектов существования лесов как биологического, экологического, климатообразующего фактора, в том числе для исследования лесных пожаров и вызванных ими природно-климатических и ландшафтно-геохимических изменений.

1. ПИРОГЕННАЯ ДИНАМИКА

Пирогенная (пожарная) динамика лесов связана с периодически полным или частичным выгоранием участка леса в результате пожара, возникающего по естественной причине (от молнии) или в результате деятельности человека, и формированием на освободившемся месте нового поколения деревьев.

Характер лесов, формирующихся под воздействием часто и в течение длительного времени повторяющихся пожаров и единичных пожаров, разделенных многими веками "беспожарной" естественной динамики, существенно различается. Воздействие периодически повторяющихся на протяжении многих столетий или тысячелетий пожаров приводит к формированию светлохвойных таежных лесов, в которых преобладают "пирогенные" породы деревьев - сосна (повсеместно) и лиственница (на северо-востоке азиатской части России).

Для сосны и лиственницы свежие гари или участки леса, пройденные низовыми пожарами, представляют оптимальные условия для возобновления и развития молодых поколений. Взрослые же деревья сосны и лиственницы способны переживать даже довольно сильные низовые пожары. Семена сосны и лиственницы относительно тяжелы и распространяются ветром сравнительно недалеко (в лучшем случае на первые сотни метров). В условиях, когда пожары случаются крайне редко, а участки новых и старых гарей разнесены в пространстве на многие километры, господство на выгоревших площадях получают другие породы деревьев, семена которых могут преодолевать значительные расстояния или которые входят в состав естественных лесов и в условиях отсутствия пожаров - береза и осина. Заращение гарей березой и осиной характерно для обширных водораздельных пространств, где в прошлом воздействие пожаров было не столь частым, а большинство источников семян сосны и лиственницы вырублено в течение последних полутора столетий [1].

К кардинальным изменениям могут приводить лесные и степные пожары, происходящие на границах раздела климатических зон, тайги и степей, тропического леса и саван, саван и пустынь. В этом случае возможна полная смена ландшафта лесного на степной, или степного на пустынный [2].

Под воздействием хозяйственной деятельности человека леса с пирогенной динамикой существенно изменяются. Пожары, возникающие вокруг лесосек и дорог, коренным образом меняют веками складывавшуюся структуру таежных ландшафтов - изменяется частота пожаров, исчезают пожарные рефугиумы, упрощается характер лесной мозаики. Веками складывавшееся равновесие нарушается катастрофическим образом, и предсказать, к каким последствиям для биологического и ландшафтного разнообразия таежных лесов приведут такие последствия, сейчас не всегда представляется возможным. В связи с этим представляется неправомерным рассматривать крупные массивы гарей, которые возникли за короткий период времени в местах интенсивного промышленного "освоения" природных ресурсов Европейского Севера, как полные аналоги "диких" гарей, появлявшихся на протяжении многих тысячелетий вследствие рассеянной по большой площади хозяйственной деятельности человека или возгорания лесов от молний [1]. Если рассматривать климатические изменения на образовавшихся гарях, то условия водного и радиационного обмена между

почвой и атмосферой существенно меняются. Корневая система деревьев перестаёт поднимать влагу к поверхности земли и в хвою деревьев, из-за чего количество пара, поступающего в атмосферу, уменьшается. Кроме того, из-за большего поглощения солнечной радиации температура почвы выше, чем внутри лесного массива, что приводит к дополнительному её иссушению. Однако существует механизм, благодаря которому над более теплой подстилающей поверхностью возникает конвекция и увеличивается вероятность формирования внутримассовых облаков и выпадения осадков над горящими [3].

2. ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЖАРОВ В АЗИАТСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ В СОВРЕМЕННУЮ ЭПОХУ

Современные леса Азиатского континента сформировались под перманентным воздействием пожаров на фоне изменений климата, рельефа и почв. Леса Азиатской части России обладают огромными сырьевыми запасами и выполняют глобальные экологические функции. Вместе с тем «экологический потенциал» лесов Сибири существенно подорван вследствие возрастающего воздействия пожаров. Нарушенность лесов Сибири пожарами составляет от 30 до 85% лесопокрытой площади [4]. Согласно наиболее вероятным сценариям, наблюдаемое потепление климата повлечет увеличение горимости лесов, количества выбрасываемой в атмосферу двуокиси углерода и других парниковых газов. Важнейший показатель пирологического режима, межпожарный интервал, сократился на треть в 20-м столетии по сравнению с 19-м; имеются предположения на взаимосвязь этого феномена с климатическими трендами. В экстремальные годы конца 20-го столетия площади гарей в Сибири достигали 10 – 13 млн. га. Оценки ежегодной площади лесов, пройденных пожарами, колеблются в диапазоне 0.25 - 1.8 % лесопокрытой территории. Точность оценок ежегодных эмиссий углерода составляет порядок $0.018 - 0.16 \text{ Pg C год}^{-1}$ [5]. Приблизительно 75% пожаров Сибири классифицируются как низовые, поэтому важное значение имеет проблема моделирования переноса аэрозолей в атмосфере.

3. ОСНОВНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ КЛИМАТА И ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ

Очевидно, что в жаркие и засушливые годы вероятность природных пожаров существенно возрастает. Обратное влияние пожаров на погоду и климат менее очевидно и мало изучено. Такое влияние может осуществляться из-за явного и скрытого тепла, выделяемых при горении лесных горючих материалов (ЛГМ) и при конденсации водяного пара. В [6] теоретически показано, что при повышенной относительной влажности атмосферы над зоной пожара образуется конвективное облако, дающее осадки малой интенсивности. Спутниковые фотографии Якутских пожаров 2002 г. подтверждают выводы теории. При пожарах образуется большое количество твердых жидких и газовых аэрозолей [7]. Общий вклад пожаров в состав атмосферного аэрозоля стоит на третьем месте после морской соли и мелких частиц почвенной пыли [8]. Концентрация соли и пыли в атмосфере варьируется незначительно, в то время как количество аэрозоля, выделяющегося при лесных пожарах в разные

годы, может изменяться на порядок. Аэрозольная фракция, оказывает существенное влияние на радиационный баланс атмосферы (проблема глобального потемнения) [9], вызывая серьезные экологические проблемы. Известно, что общий вклад аэрозолей в процессы конденсации и сублимации водяного пара, коагуляции и кристаллизации водяных капель существенен [10]. В тропических широтах, где ливневые осадки выпадают из жидко - капельных облаков, все виды аэрозоля способствуют интенсификации процессов облако и осадкообразования. Объясняется это тем, что, такие продукты горения, как твердый мелкодисперсный дымовой аэрозоль и жидкие частицы (капли угольной и азотной кислот), являясь ядрами конденсации водяного пара, интенсифицируют процессы облакообразования, а крупные частицы дымового аэрозоля становясь ядрами коагуляции водяных капелек усиливают процессы осадкообразования над зоной пожара [10].

Анализ данных спутникового зондирования показывает, что в средних широтах в отдельных случаях имеет место заметное понижение суммы осадков над территорией, где происходят массовые лесные пожары [11]. Теоретическое объяснение этого феномена дано в [12], где на основании результатов численных экспериментов показано, что если облако имеет переохлажденную вершину (именно эти облака дают интенсивные осадки), то попадание в облако крупных дымовых частиц с размерами более 1 мкм приводит к ослаблению осадков. Массовые пожары создают условия для вторжения крупнодисперсного аэрозоля в переохлажденную часть большого количества облаков, что приводит к быстрой кристаллизации переохлажденных водяных капелек в них. Такие облака дают существенно более слабые осадки, чем те облака, вершины которых состоят из суперпозиции ледяных кристаллов, снега и дождевых капель.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Массовые лесные пожары, количество которых увеличилось в последние годы, существенным образом влияют на ландшафтные изменения в азиатской части России. Кроме того, дымовые шлейфы от таких пожаров уменьшают прозрачность атмосферы и влияют на процессы облако- и осадкообразования на обширных территориях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 03-05-65279

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Динамика лесов, находящихся в ведении лесных органов, по основным лесообразующим породам за 1966-1988 гг. (без лесов, переданных в долгосрочное пользование). М., 1989. 160 с.
2. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. Ленинград, Гидрометеиздат, 1989, 568с.
3. Knowles, Captain John B., 1993, M.S. Thesis: The influence of forest fire induced albedo differences on the generation of mesoscale circulations. Department of Atmospheric Science, Colorado State University, 86 pp.
4. <http://blue.atmoscolostate.edu/publications/pdf/knowles.pdf>

5. Харук В.И., Двинская М.Л., Рэнсон К. Дж., Им С.Т. Проникновение вечнозеленых хвойных деревьев в зону доминирования лиственницы и климатические тренды. Экология, 2005, N 3, с.186-192.
6. Харук В.И., М.Л. Двинская, К. Дж. Рэнсон, Пространственно-временная динамика гарей в зоне доминирования лиственницы, Экология, 2005, N 5, с.334-343.
7. Шлычков В.А., Мальбахов В.М. Расчет высоты подъема дымового аэрозоля, вовлекаемого в облачные системы в зоне лесного пожара. Оптика атмосферы и океана. – Томск, 2004г., Тематический выпуск «Аэрозоли Сибири», том 17, №5-6, стр.453-456.
8. Гришин А.М. Математическое моделирование лесных пожаров и новые способы борьбы с ними: Новосибирск, Наука, Сибирское отделение, 1992, 404 с.
9. Облака и облачная атмосфера. Справочник, под редакцией Мазина И.П., Хргиана А.Х. Гидрометеиздат, Ленинград, 1989. – 648с.
10. Кондратьев К.Я. Атмосферный аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. Оптика атмосферы и океана – Томск, 2004г., Том 17, №1, стр. 5-24.
11. Мейсон Б. Дж. Физика облаков, Гидрометеиздат, Ленинград, 1961. – 541с.
12. Сухинин А.И. Якутские пожары 2002 г. как прообразы глобальных экологических катастроф. Материалы 5-й Международной конференции "Природные пожары: возникновение, распространение, тушение и экологические последствия". Изд-во Томского университета, Томск, 2003, с.181-182.
13. Дубровская О.А., Козлов В.С., Мальбахов В.М. Оценка влияния крупных дымовых частиц на процессы осадкообразования. Оптика атмосферы и океана. – Томск, 2005, Тематический выпуск «Аэрозоли Сибири», Том 18, №5-6, стр. 430-434

© О.А. Дубровская, А.А. Леженин, В.М. Мальбахов, В.А. Шлычков, 2006

УДК 519.6

А.В. Протасов

ИВМиМГ, Новосибирск

ДИНАМИКО-ВЕРОЯТНОСТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ МЕТЕОЭЛЕМЕНТОВ В ЛОКАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ РЕАНАЛИЗА

Рассматривается климатический ансамбль возможных реализаций соответствующих многомерных гидрометеорологических полей для выбранного интервала времени и заданного региона в виде [3-7]

$$\{\vec{\xi}_{(n)}^i, i=1, 2, \dots\}, \quad (1)$$

где $\vec{\xi}_{(n)}^i = (\vec{U}^i(\vec{X}_j, t_k), T^i(\vec{X}_j, t_k), H^i(\vec{X}_j, t_k), \dots)^T$ - вектор реализаций полей скорости, температуры, геопотенциала и т.д. в пространственно-временных точках $(\vec{X}_j, t_k)$ рассматриваемой сеточной области размерности n .

В отличие от существующих в настоящее время климатических численных моделей, основанных на полных уравнениях гидротермодинамики, в которых результат моделирования климата получают за счет все большего физического усложнения самой модели, применения детального пространственно-временного разрешения, включения различных параметризаций (влаги, потоков

тепла, пограничных слоев и т.д.) и интегрирования на длительные сроки по времени с выходом на некоторый квазипериодический режим, в данной работе предлагается моделировать непосредственно независимые климатические реализации пространственно-временных полей метеоэлементов с некоторым набором статистических характеристик, оптимально близких относительно выбранного квадратичного функционала качества к соответствующим характеристикам реальных полей. Этот подход наиболее близок к моделированию климата с помощью вероятностных моделей [1], и при этом позволяет совместить особенности детерминированных численных моделей динамики атмосферы и вероятностных моделей. Численная модель гидротермодинамики при этом служит пространственно-временным согласующим интерполянтom для восполнения и согласования пространственно-временных реализаций в некотором оптимальном смысле и позволяет получать те климатические характеристики, которые в исходную вероятностную модель не заложены и даже не могут быть достоверно получены по самой вероятностной модели. В отличие от глобальных численных климатических моделей данная модель позволяет также получать соответствующие ансамбли статистически независимых климатических реализаций для отдельно выбранного региона и короткого периода времени. Существенной особенностью данного подхода является то, что в рамках единой модели используются данные реальных измерений, статистическое моделирование и численная модель гидротермодинамики атмосферы. При этом основным связующим элементом является вариационное усвоение информации гидродинамической моделью. В нашем случае используется вариационное усвоение на всем рассматриваемом временном интервале в пределах предсказуемости численной модели. В силу нелинейности исходной численной модели гидродинамики атмосферы и, как следствие этого, неединственности решения задачи минимума рассматриваемого функционала качества, а также в силу того, что в общем случае не существует доказательства сходимости и единственности получаемых решений следует крайне аккуратно подходить к введению в модель дополнительных минимизируемых функционалов таких как функционалы качества модели, функционала модели измерений и т.д. Поэтому в каждом таком конкретном случае необходимы дополнительные теоретические или численные исследования эффективности подобных введений функционалов и в этом случае необходимо, как правило, также введение уравнений, определяющих соответствующие связи между рассматриваемыми компонентами. Кроме того, для целей построения климатического ансамбля реализаций необходимо рассматривать задачу вариационного усвоения на всем временном интервале, поскольку применение так называемого последовательного пошагового усвоения не обеспечивает необходимой гладкости решений и соответствующий тренд для дальнейшего использования полученного поля в режиме прогноза [2]. Таким образом, в соответствии с работой [2,3] общая схема численного моделирования ансамблей климатических реализаций состоит в следующем. По доступной статистически значимой реальной климатической информации, заданной в виде

соответствующих статистических характеристик (распределений, норм, дисперсий, корреляционных связей и т.д.), методами статистического моделирования строится ансамбль реализаций климатических случайных полей гидрометеоэлементов (1) с заданной статистической структурой [2-7].

В данной работе предлагается один из методов статистического моделирования гидрометеорологических полей, основанный на спектральном разложении соответствующей корреляционной матрицы, рассчитанной по реальным данным. В качестве реальных данных были использованы данные реанализа поля температуры **NCEP/NCAR** за 1948 – 2005 годы на десяти стандартных уровнях для зимнего сезона года с дискретностью по времени 6 часов и 2.5×2.5 градусов по горизонтали. Выборка осуществлялась для заданной локальной области Северного полушария размером $10^0 \times 10^0$ с центром в точке с координатами $60,56^\circ$ Северной широты и $77,7^\circ$ Восточной долготы. Задача рассматривалась в системе координат x, y, p в области, нижним основанием которой является прямоугольник на плоскости, касательной в этой центральной точке. Для построения сеточной области было выбрано разрешение 24×20 по x и y с шагами $\Delta x = 23,85$ км и $\Delta y = 58,74$ км соответственно.

Таким образом, с учетом внешних точек реанализа по отношению к рассматриваемой области и двух моментов времени на десяти изобарических поверхностях была рассчитана корреляционная матрица R поля температуры. Ее размерность составляет 740×740 . Общий качественный характер этой корреляционной матрицы соответствует ранее используемой в экспериментах корреляционной матрице, взятой из работы [1].

Таким образом, пусть R - многомерная корреляционная матрица. Представим ее спектральное разложение в виде

$$R = W \Lambda W^T, \quad (2)$$

где W - матрица собственных векторов корреляционной матрицы R , а Λ - диагональная матрица соответствующих собственных значений. Заметим, что представление (2) является ни чем иным, как разложением ее по так называемым главным факторам, а задача (2) является соответствующей задачей определения главных факторов. В нашем случае дальнейший шаг заключается в определении квадратного корня матрицы R в виде $R^{\frac{1}{2}} = W \Lambda^{\frac{1}{2}} W^T$, где $\Lambda^{\frac{1}{2}}$ - диагональная матрица, на диагонали которой стоят квадратные корни соответствующих собственных значений матрицы Λ , а индекс T определяет операцию транспонирования.

Тогда один из методов статистического моделирования можем определить в виде

$$\vec{\xi}_{(n)}^{(i)} = D_{\xi} R^{\frac{1}{2}} \vec{\psi}^{(i)}(x_j, y_j, p_j, t_j)^T + \vec{\xi}(x_j, y_j, p_j, t_j), \quad (i=1, 2, \dots), \quad (3)$$

где $\vec{\psi}^{(i)}(x_j, y_j, p_j, t_j)^T$, $(i=1, 2, \dots)$ - Гауссовский случайный вектор с единичной дисперсией и нулевым средним, D_{ξ} - диагональная матрица

дисперсий, $\vec{\xi}(x_j, y_j, p_j, t_j)$ - вектор средних моделируемой случайной величины $\vec{\xi}_{(n)}^{(i)}$. Нетрудно видеть, что корреляционная матрица случайного вектора $\vec{\xi}_{(n)}^{(i)}$ в точности совпадает с матрицей R .

Дальнейшим шагом для построения климатического ансамбля реализаций является применение вариационного усвоения. С этой целью для каждой реализации из этого ансамбля (3) решается задача вариационного усвоения с помощью математической модели гидротермодинамики атмосферы, в результате чего получается ансамбль новых реализаций,

$$\{\tilde{\xi}_{(n)}^i, i=1, 2, \dots\}, \quad (4)$$

отличающихся от исходных с точностью решения задачи усвоения и удовлетворяющих свойствам, присущим математической модели.

Подробное описание совместной динамико-вероятностной модели и некоторые ее характеристики даны в работе [2]. Для решения этой задачи используется итерационный метод градиентного спуска, основанный на методе Лагранжа и решении соответствующих прямых и сопряженных задач. В численных расчетах ансамбль (3) был представлен только реализациями поля температуры. Однако, ансамбль (4) содержит уже все поля метеоэлементов в соответствии с использованной моделью [2]. В этом смысле модель является не только пространственно-временным интерполянт, но и позволяет воспроизводить недостающие поля метеоэлементов. Статистические свойства воспроизводимых полей качественно соответствуют ранее полученным результатам из работ [3-6]. Анализ статистической структуры ансамбля (4) показывает, что этот ансамбль может быть использован в качестве климатического для дальнейшего использования при решении прикладных задач и, в том числе, для задачи распространения примеси в атмосфере и исследования процессов выбросов в атмосфере.

Рассчитанный локальный климатический ансамбль (4) включает в себя 2000 реализаций, которых оказалось вполне достаточно для получения соответствующих статистически значимых оценок.

Для численного анализа динамических процессов в реализациях климатического ансамбля (4) мы воспользуемся задачей численного моделирования процесса распространения пассивной примеси в атмосфере, поскольку этот процесс характеризует прежде всего свойства атмосферных движений и в силу линейности используемой модели распространения примеси характер ее пространственно-временного поведения полностью определяется соответствующими полями скорости ветра из климатического локального ансамбля. Поэтому свойства полученных распределений характеризуют также соответствующие свойства самого климатического ансамбля полей метеоэлементов. В отличие от существующих в настоящее время численных моделей распространения примеси, в которых в качестве фоновых полей скорости ветра используются либо средние климатические поля, либо поля, выбранные в соответствии с некоторыми характерными сценариями, зависящими, как правило, от субъективных критериев, в настоящей работе

предлагается численно моделировать целый ансамбль реализаций пространственно-временных полей примеси в соответствии с выбранным ансамблем климатических реализаций поля ветра. Это гарантирует в определенном смысле статистическую полноту проводимых сценарных расчетов и соответствующую надежность статистических оценок. Процесс переноса примеси осуществлялся с помощью трехмерной модификации численной модели переноса на основе квазимонотонной численной схемы Ван-Леера.

Климатическим распределением примеси в локальной области мы будем считать соответствующее среднее по полученному ансамблю реализаций полей примеси.

Для определения понятия климатической траектории мы воспользуемся известным методом индикаторных функций и результатом осреднения ансамбля реализаций полей примеси.

С этой целью введем в рассмотрение функцию

$$\chi(f, lev) = \begin{cases} 1, & \text{если } f \geq lev \\ 0, & \text{если } f < lev \end{cases}, \quad (5)$$

где f - значение тестируемой функции, а lev - некоторое заданное число. Значения этой функции, равные единице в рассматриваемой области, от осредненной последовательности реализаций из ансамбля примеси определяют приближенную климатическую траекторию Tr распространения примеси при заданном пороговом значении lev . В численных экспериментах в качестве начального поля примеси, определяющего мгновенный источник загрязнения, было выбрано модельное поле примеси, локализованное в некоторой области 5×5 точек на уровне $p = 850$ мб с максимальным значением в этом центре, равным 1. Значение величины lev в расчетах было выбрано равным 0.05.

Заметим, что оценку степени принадлежности конкретной траектории распространения примеси к климатической траектории можно вводить различными способами в зависимости от целей исследований. Например, оценка принадлежности в виде отношения пересекающихся с климатической траекторией числа точек к общему числу точек этой климатической траектории в случае, если конкретная траектория полностью находится в климатической траектории, но остается в достаточно малой окрестности источника загрязнения, будет иметь малое значение, что должно указывать также на малое пересечение с климатической траекторией. С точки зрения исследования выбросов примеси это является вполне оправданным, поскольку в этом случае следует ожидать повышенное содержание примеси в этой окрестности. Таким образом, если мы хотим иметь соответствующую оценку степени геометрической принадлежности конкретной траектории распространения примеси климатической траектории, то следует рассматривать эту оценку, например, в виде отношения числа точек пересечения с климатической траекторией к общему числу точек конкретной траектории распространения примеси. В дальнейшем мы будем рассматривать именно эту оценку. Обозначим эту величину через α . Соответствующая осредненная по времени

климатическая траектория, рассчитанная по этому ансамблю приведена на рис. 2. Поскольку реализации полученного ансамбля являются случайными вектор функциями, то величина степени принадлежности к климатической траектории, осредненной по расчетному интервалу времени, является также случайной функцией. Вид этой функции приведен на рис. 1, на котором по оси абсцисс отложен соответствующий номер реализации. Среднее значение функции равно 0.9154, а оценка дисперсии составляет 0.123. Эти характеристики показывают, что в рассматриваемой постановке процессы распространения примеси имеют некоторое преобладающее направление, что позволяет локализовать наиболее вероятную область заданного уровня загрязнения.

На рис. 1 приведена соответствующая гистограмма этого распределения. На рис. 2 приведена также осредненная по времени конкретная траектория распространения примеси с минимальной степенью принадлежности климатической траектории, которая составляет величину 0.34, т.е. большая ее часть находится вне климатической траектории и она может в нашем случае рассматриваться как один из примеров выброса примеси. Мгновенный источник загрязнения был задан в окрестности точки, обозначенной на рис. 2 буквой А.

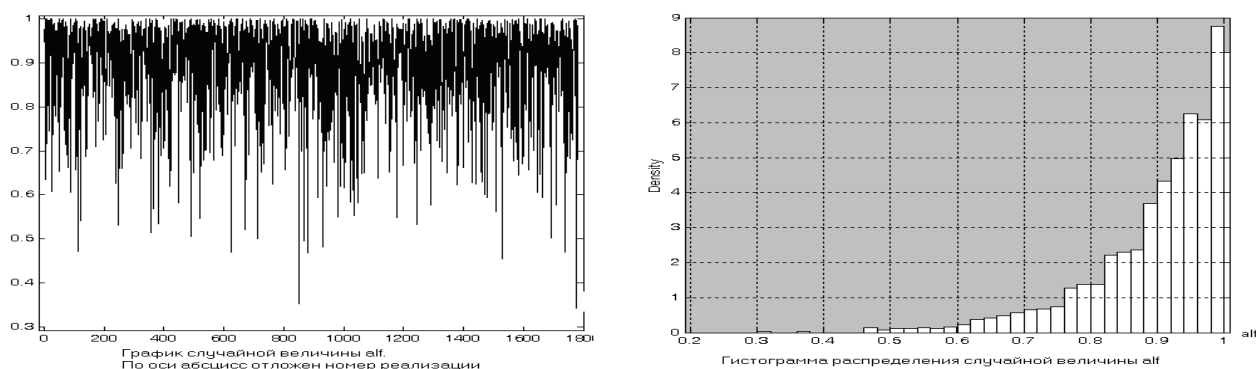


Рис. 1. График случайной величины α_{lf} и гистограмма ее распределения

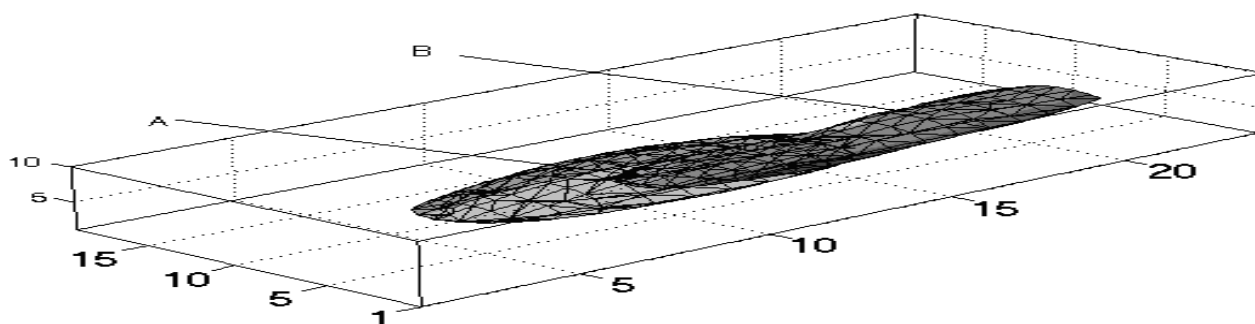


Рис. 2. Взаимное пространственное расположение климатической траектории распространения примеси и траектории примеси, соответствующей выбросу (В). Точка А соответствует центру подобласти источника загрязнения. Вдоль осей координат отложены соответствующие номера узлов сеточной области решения задачи

Приведенные численные результаты показывают, что предложенная методика может быть использована для выделения и анализа прямых и обратных климатических траекторий динамических процессов в атмосфере и детального исследования выбросов в атмосфере.

Работа выполнена при поддержке РФФИ 05-05-98000-р_объ_a.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Л.С.Гандин, Р.Л.Каган. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л., Гидрометеиздат, 1976.
2. V.A.Ogorodnikov and A.V. Protasov, Dynamic probabilistic model of atmospheric processes and variational methods of data assimilation. Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling (1997), 12, No. 5, 461-479.
3. V.A.Ogorodnikov and A.V. Protasov, Variational method of data assimilation in the dynamic probabilistic modelling of climatic fields in the atmosphere. Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling (2000), 15, No. 5, 435-454.
4. А.В. Протасов, В.А.Огородников. Динамико-вероятностное моделирование ансамбля атмосферных климатических полей в локальной области Труды Международной конференции «Математические методы в геофизике ММГ-2003, Часть 2, Новосибирск 2003, с 678-684
5. Протасов А.В., Огородников В.А. Динамико-вероятностное моделирование климатического переноса примеси в локальной области. Оптика атмосферы и океана, Том 17, 2004, № 05-06, -С 494-497
6. А.В. Протасов, В.А. Огородников. Численный метод стохастического моделирования климатических траекторий распространения примеси в атмосфере // Труды Международной конференции по вычислительной математике, Часть I. - Новосибирск: Изд. ИВМ и МГ СО РАН, 2004. - С. 310-315
7. А.В. Протасов. Динамико-вероятностное моделирование выбросов климатических процессов переноса примеси в локальной области на основе данных реанализа. Тезисы доклада на XII Рабочая группа «Аэрозоли Сибири», Томск,. 1 декабря 2005 г

© А.В.Протасов, 2006

УДК 551.583

И.В. Латышева

ИрГУ, Иркутск

В.Л. Потемкин

ЛИН СО РАН, Иркутск

А.С. Иванова, В.П.Белоусова

ИСЗФ СО РАН, Иркутск

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗИМНЕГО ПЕРИОДА И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Проведены исследования механизма меридионального переноса потоков тепла и связанных с ними блокирующих процессов как одного из важнейших динамических факторов формирования циркуляции атмосферы и региональных особенностей климата Сибири. Рассмотрены процессы энергетики атмосферы в

области струйных течений над Сибирью. Материалом для исследования служили ежедневные синоптические карты за период с 1970 по 2005 гг., данные прогностических центров Вашингтон, Рединг и Брекнелл, данные Американского климатического центра Reanalysis за период 1950-2005 гг.

Проанализированы причины наблюдаемых изменений климата в Сибирском регионе, изучено влияние последствий этих изменений на гидрометеорологический режим, аэрозольный и газовый состав атмосферы, природные ресурсы региона. Выполнена оценка роли природных и антропогенных факторов на основе долговременной оценки локального острова тепла и микроклиматических различий территории Сибири.

Работа поддержана грантом РФФИ, проект № 06-05-64142.

© И.В. Латышева, В.Л. Потемкин, А.С. Иванова, В.П. Белоусова, 2006

УДК 551.583

И.В. Латышева

ИрГУ, Иркутск

В.Л. Потемкин

ЛИН СО РАН, Иркутск

А.С. Иванова

ИСЗФ СО РАН, Иркутск

ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ НА ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА ЗЕМЛИ

Исследовалось влияние изменения крупномасштабных тропосферных процессов на изменение циркуляционного режима стратосферы над Азией. Были рассмотрены долговременные изменения вихревой активности в Сибирском регионе в связи с особенностями временной динамики основных мод изменчивости общей циркуляции атмосферы Северного полушария Арктической осцилляции, имеющей гораздо больший пространственный масштаб, чем Северо-Атлантическое колебание, компонентами которой являются Северо-Атлантическое и Северо-Тихоокеанское колебания. Изучены и проанализированы синоптические условия и циркуляционные факторы возникновения экстремальных явлений погоды, а также явлений, представляющих опасность для авиации и сельского хозяйства. Выполнен многофакторный анализ различных характеристик атмосферы с получением нелинейных уравнений для прогноза опасных явлений погоды.

Предложена методика комплексной оценки влияния последствий наблюдаемых климатических изменений на метеорологический режим, агроклиматический потенциал сельскохозяйственной зоны, водные ресурсы бассейнов рек и крупных водоемов региона, к числу которых относится озеро Байкал, экосистемы региона целом.

Работа поддержана грантом РФФИ, проект № 06-05-64142.

© И.В. Латышева, В.Л. Потемкин, А.С. Иванова, 2006

ОПЫТ СОЗДАНИЯ СТАЦИОНАРНЫХ СИСТЕМ ГЕОДЕЗИЧЕСКОГО ДЕФОРМАЦИОННОГО МОНИТОРИНГА ПРИ ЭКСПЛУАТАЦИИ ИНЖЕНЕРНЫХ ОБЪЕКТОВ

Одновременно с возведением крупных промышленных сооружений, таких как, плотины ГЭС, здания и сооружения АЭС, ГРЭС, ТЭЦ, физические ускорители, тоннели, шахты, мосты, ангары, башни, и т. д., (далее по тексту – инженерные объекты), естественно, возникает необходимость контроля за их поведением. Аномальные явления в их работе обнаруживаются натурными наблюдениями (на каждом объекте – в соответствии с утвержденной программой), как визуальными, так и с помощью контрольно-измерительной аппаратуры (КИА) [1]. Крупные инженерные объекты оснащены стационарной КИА – прямые и обратные отвесы, горизонтальные струнные створы, гидронивелиры, щелемеры, и т. д. (в зависимости от конструктивных особенностей), с помощью которой осуществляется традиционные геодезические наблюдения. Однако, предъявляемые к такому классу инженерных объектов требования к надежности, с точки зрения промышленной безопасности и сроков эксплуатации ставят перед научно-техническим персоналом отрасли задачу по созданию технических средств, обеспечивающих непрерывный во времени контроль за поведением как самих сооружений, так и их оснований. Усугубляющим фактором во многих регионах страны является пересмотр уровня сейсмической активности в сторону его повышения и длительные сроки эксплуатации инженерных объектов.

Вне всякого сомнения, что возведение и благополучная эксплуатация любого инженерного объекта имеет огромное экологическое и экономическое значение для многих регионов страны с точки зрения промышленной безопасности [2]. Решающую роль в предупреждении или значительном уменьшении последствий экологических катастроф играет прогнозирование процессов, которое невозможно без предварительно созданного информационного поля, основным фактором в создании которого является автоматизация процессов измерения, сбора, хранения, поиска, обработки и анализа первичных данных. Возникший, как эксперимент в конце XX века, мониторинг в области геодезического контроля [3] обрел свои ясные очертания к концу 90-х годов, когда небывалый научно-технический прогресс в области создания компьютерной техники, новая элементная база в электронике, широкий спектр возможностей в программировании позволили перевести в практическую плоскость разработку и создание стационарных автоматизированных систем геодезического контроля планово-высотных смещений элементов инженерных сооружений. Такой технологический и методологический подход к натурным наблюдениям, в частности – геодезическим, позволил выйти на качественно новый, невозможный

традиционными способами уровень сбора геодезической информации, а именно:

- Возможность единовременного опроса большого количества датчиков, интегрированных с геодезической КИА, т.е. Получение информации в режиме реального времени, для принятия превентивных мер безопасности в аварийных ситуациях;

- Исключение или минимизация влияния человеческого фактора при геодезических наблюдениях, снижающих получение ошибочных данных;

- Анализ полученной информации с возможностью построения модели статической и динамической работы сооружения и его взаимодействия с окружающей средой;

- Использование получаемой геодезической информации при разработке комплексной системы оценок риска возникновения аномальных геодинамических процессов в районе строительства или эксплуатации инженерных сооружений;

Под системой автоматизированного геодезического контроля элементов сооружений (далее по тексту – *система*) подразумевается полный комплекс организационно-технических и методологических решений, а также программно-технических средств, включающий следующие этапы:

- Разработку технорабочего проекта для решения конкретных задач Заказчика с рекомендациями по выбору оборудования и программного обеспечения;

- Разработку (при необходимости) или применение стандартных технических средств, которые устанавливаются на существующую КИА без разрушения сложившиеся традиционных средств и систем контроля;

- Разработку специального прикладного программного обеспечения для конкретных задач;

- Монтаж, наладку технических средств, настройку и метрологическую аттестацию аппаратной и программной частей системы;

- Обучение технического персонала Заказчика;

- Авторское сопровождение системы на срок, согласованный с Заказчиком.

Структурно, с точки зрения используемых типов геодезической КИА и очередности ввода в эксплуатацию, система подразделяется на подсистемы: обратные отвесы, прямые отвесы, горизонтальные створы, щелемеры, гидростатические нивелиры и т.д. (рис. 1) В состав комплекса технических средств входят измерительные преобразователи, линии связи, управляющий вычислительный комплекс (промышленный компьютер и устройства связи с объектом). Комплекс технических средств организован таким образом, что позволяет выбранной номенклатурой реализовать наибольшее число функций системы при помощи серийных изделий, минимизировать состав дополнительно разрабатываемой аппаратуры и суммарную длину линий связи,

обеспечить необходимую точность и помехозащищенность системы при ее эксплуатации на объекте.

Математическое обеспечение системы представляет собой набор моделей и алгоритмов, объединяющих технические средства в единый комплекс с высокой степенью надежности, предназначенный для работы в реальном масштабе времени. Математическое обеспечение реализует автоматический ввод информации с датчиков, обработку входной информации, предварительную интерпретацию результатов измерений в цифровом виде, формирование и вывод выходной информации в любой форме документов, удобных пользователю.

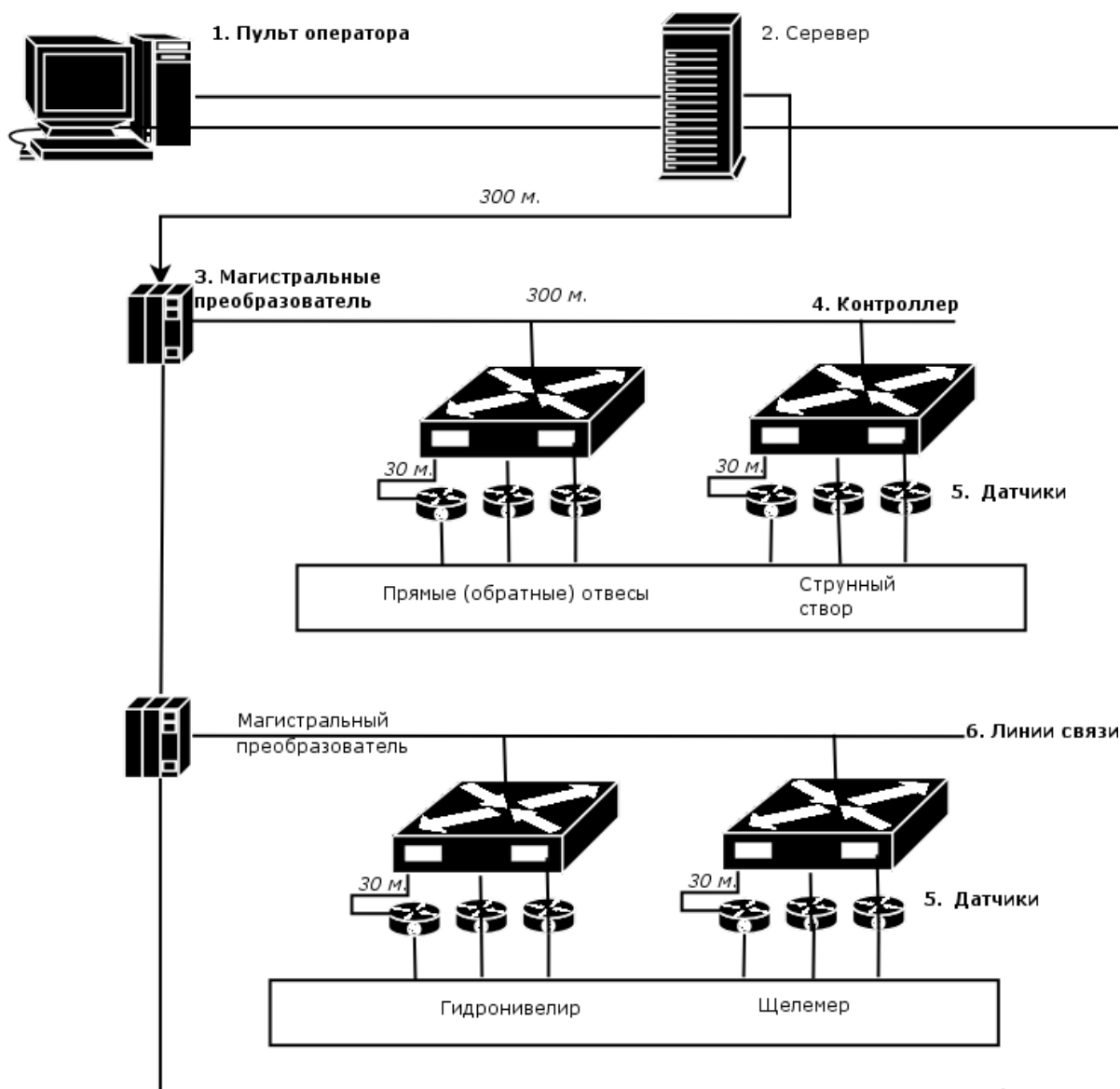


Рис. 1. Структурная схема системы автоматизированного геодезического контроля элементов сооружений:

1 – пульт оператора; 2 – сервер; 3 – магистральный преобразователь; 4 – контроллер; 5 – датчики (отвесы, струнный створ, щелемеры, гидронивелиры); 6 – линии связи

Автоматический ввод информации с датчиков реализуется организацией входного интерфейса системы путем формирования на адресных и служебных шинах интерфейса определенных комбинаций сигналов и вводом в ПК информации с шин цифрового сигнала, а также диагностикой технических средств с локализацией обнаруженных неисправностей. Математическая обработка входной информации включает цифровое преобразование аналоговых сигналов датчиков линейных смещений, вычисление смещений и смещений контрольных точек из уравнивания геодезических сетей, регистрацию результатов математической обработки на машинных носителях. В предварительную интерпретацию результатов измерений входят краткосрочный прогноз развития деформаций, сравнение результатов прогноза с предельно допустимыми нормами смещений, определение срока выполнения следующего цикла измерений.

Специальное программное обеспечение (СПО) системы в виде модульной структуры является машинной реализацией информационного и математического обеспечения. Разработка модулей СПО, осуществляющих в основном сложные вычислительные алгоритмы, выполнена с применением алгоритмического языка, а модулей, реализующих операции управления и преобразования, – с использованием машинно-ориентированного языка.

Опыт создания таких систем на Саяно-Шушенской ГЭС и других инженерных объектах, а также возможности современного технического конструирования позволил в короткие сроки провести в научно-производственном центре геодезических систем и технологий СГГА (НПЦ ИГСиТ СГГА) совместно с ООО «Системы Безопасности» полную модернизацию технических и программных средств и предложить сегодня к применению на рынке современных технологий современные программно-технические комплексы (далее по тексту – ПТК).

Выводы

1 Получать информацию о пространственно-временном состоянии инженерного объекта в интерактивном режиме возможно только с использованием информационно-измерительных технологий, путем оснащения существующей геодезической КИА специализированными программными и техническими средствами.

2 Для реализации вышесказанного, необходимо учитывать эту технологию уже на этапе проектирования строящихся объектов и оснащать функционирующие инженерные объекты разработанной ПТК.

3 Разработка и создание специализированных ПТК наиболее эффективна при использовании стандартизованных средств.

4 Использование унифицированных технических и программных средств для системы существенно сокращает сроки проектирования и внедрения.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Карлсон А.А., Измерение деформации гидротехнических сооружений, М., Недра, 1984.
2. Мониторингу и прогнозированию – особое внимание, Гражданская защита, 2004. –

№ 2.

3. Соколов В.И., Гудков А.В., Зюкин А.Г. Система автоматизированного контроля плановых смещений плотины Саяно-Шушенской ГЭС. Решение проблем Саяно-Шушенского гидроэнергокомплекса. – М: Энергоатомиздат, 1987.

© В.А. Середович, С.С. Студенков, Г.Н. Ткачева, 2006

УДК 528.48

В.А. Середович, С.С. Студенков, Г.Н. Ткачева

СГГА, Новосибирск

СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ ЗА СОСТОЯНИЕМ СООРУЖЕНИЙ НОВОСИБИРСКОГО ШЛЮЗА И ПУТИ ЕЕ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ

Новосибирский гидроузел (рис. 1) с напором 20 м расположен на р. Обь в черте г. Новосибирска. Он построен в 1952 – 1961 гг.

В состав основных сооружений гидроузла входят:

- Гидроэлектростанция мощностью 400 тыс. кВт;
- Бетонная водосливная плотина;
- Земляная плотина;
- Судоходный шлюз.

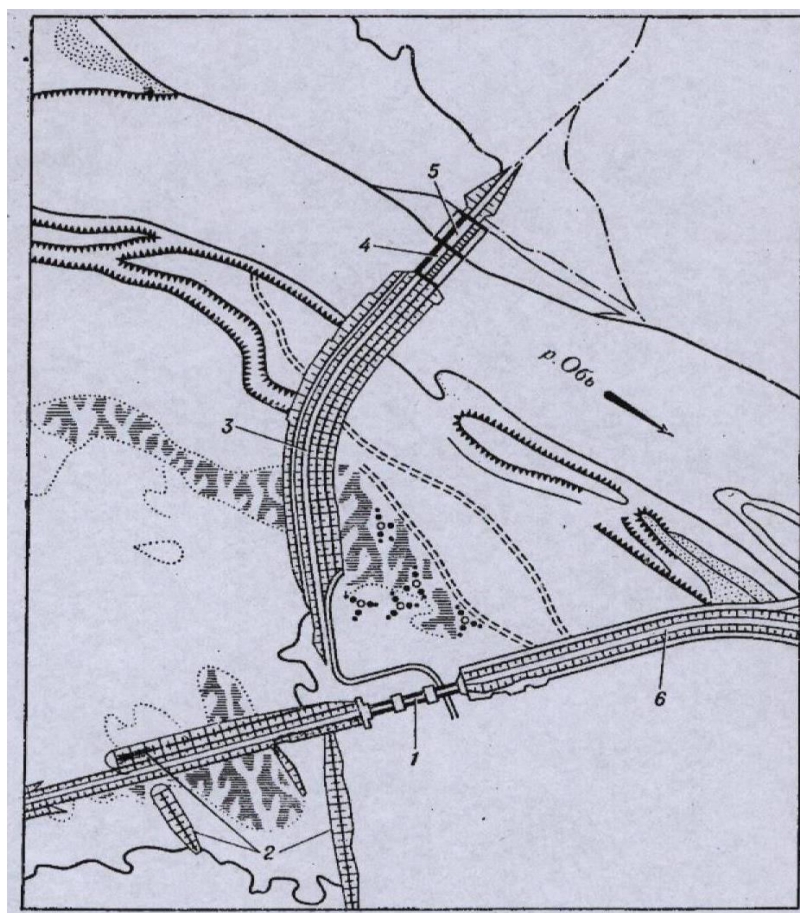


Рис. 1. Схема Новосибирского гидроузла:

1 – шлюз; 2 – дамбы аванпорта; 3 – земельная плотина; 4 – водосливная плотина; 5 – здание ГЭС; 6 – нижний подходный канал к шлюзу

Общая длина напорного фронта свыше 4,8 км. Из них 0,46 км приходится на бетонные сооружения, 4,3 км – на земляные плотины. Бетонная водосливная плотина расположена на скальном основании, земляные сооружения – на суглинках.

Бетонная водосливная плотина гравитационного типа с вертикальной напорной гранью. Плотина имеет 8 водосливных отверстий до 20 м, перекрываемых плоскими затворами высотой 10 м. Тело плотины разбито на секции сквозными температурно-осадочными швами, проходящими по середине пролетов.

Земляная плотина возведена способом гидромеханизации из мелкозернистых песков, слагающих пойму реки. Плотина имеет максимальную высоту 27 м, ширину поверху 9 м, заложение откосов 1 : 4 и 1 : 45. Верхний откос от гребня на высоту 6 м закреплен бетонными плитами толщиной 0,3 м. Низовой откос закреплен слоем гравия толщиной 0,15 м.

Судоходные сооружения гидроузла состоят из верхнего подхода с аванпортом, огражденного продольной и поперечной дамбами-волноломами, трехкамерного одностороннего шлюза и нижнего подходного канала, огражденного левобережной и двумя правобережными дамбами.

Продольная дамба-волнолом верхнего подходного канала длиной 1200 м и поперечная длиной 250 м возведены из насыпного грунта с шириной поверху 4 м и заложением откосов 1 : 3. Откосы дамб-волноломов укреплены монолитным бетонным покрытием толщиной 0,5 м со стороны водохранилища и 0,2 м – со стороны аванпорта.

В верхнем подходе расположены: причальная стенка и направляющая пала, примыкающие к верхней голове шлюза. Причальная стенка находится с правой стороны шлюза, а пала – с левой. Длина стенки 350 м, палы – 105 м.

Причальная стенка состоит из железобетонных опор, установленных через 12 м, между которыми расположены вертикальные железобетонные стенки, переходящие на верхних отметках в парапет. Проезжая часть причальной стенки выполнена из сборного железобетона, балок и плит перекрытия. На причальной стенке против каждой опоры установлены причальные тумбы и светильники на мачтах.

Направляющая пала состоит из железобетонных опор, расположенных через 12 м, с железобетонными стенками между ними.

Шлюз имеет длину 145 и ширину 18 м, глубина на его пороге 2,5 м.

Все головы шлюза одинаковой конструкции, докового типа и выполнены из монолитного бетона. Головы состоят из фундаментной плиты толщиной 2,3 м и устоев с нишами для ворот. На устоях голов размещаются четырехэтажные башни для механизмов и аппаратуры управления.

Камеры шлюза выполнены с разрезным днищем треугольного профиля и обратными консолями. По длине каждая камера разделена температурно-

осадочными швами на секции длиной 35 м. На стенах в каждой секции в специальных нишах смонтированы плавучие рымы для швартовки судов.

Питание шлюза головное, сосредоточенное. На верхней голове шлюза установлены подъемно-опускные плоские колесные рабочие и аварийно-ремонтные затворы с цепным механизмом и электрическим приводом. Наполнение верхней камеры производится из-под рабочих ворот.

На остальных головах установлены двустворчатые рабочие ворота с колесно-шатунным механизмом и электроприводом. Остальные камеры наполняются и опорожняются через обходные галереи в головах шлюза.

Водопроводные галереи перекрываются плоскими скользящими затворами с гидравлическим приводом.

Общая длина нижнего подходного канала 5300 м, ширина 60 м и радиус закругления 2000 м. По всей своей длине с левой стороны канал отделен от реки насыпной дамбой шириной поверху 4 м, с заложением откосов 1:3.

Откосы дамбы на первом километре от шлюза закреплены железобетонными плитами, на двух последующих километрах – крупным гравием в железобетонных клетках, по остальной длине откосы дамбы не закреплены.

Размеры и конструкция причальной стенки и палы в нижнем подходном канале такие же, как и стенки и палы в верхнем подходе.

Над нижней камерой проходит автодорожный мост (6).

Оснащение сооружений шлюза контрольно-измерительной аппаратурой производилось в соответствии с действующими на тот период нормативными документами. Устанавливались оптические и оптико-механические средства измерения. Конструкция и номенклатура приборов разрабатывалась Ленинградским отделением ГИДРОЭНЕРГОПРОЕКТ и ВНИИГ (табл. 1, 2) в 1955-1956 гг. В процессе установки приборов происходила их модернизация, перемена мест расположения. Должного внимания обустройству сооружений КИА по многим причинам уделено не было. В результате чего значительная часть приборов еще на стадии закладки вышла из строя. Качество монтажа было таким, что с 1964 по 1990 гг. из строя вышли еще 18 динамометров, 35 телетензометров, а усадочные конуса так и не использовались. Современное расположение КИА приведено на (рис. 2), (табл. 2).

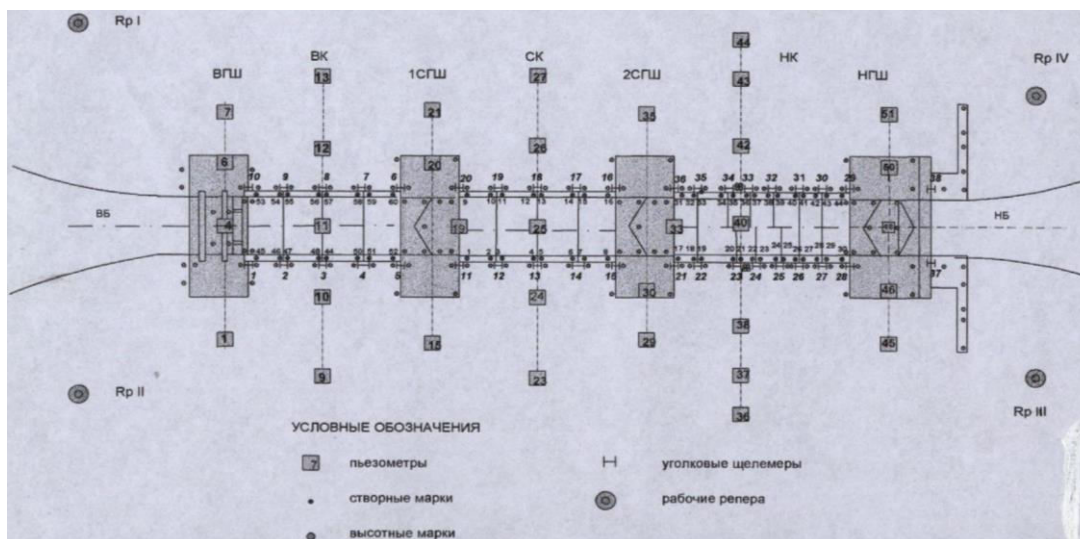


Рис. 2. Схема расположения контрольно-измерительной аппаратуры на шлюзе

Таблица 1

№ п/п	Наименование	Ед. изм.	Количество
1	Динамометр арматурный Д57мм	шт	18
2	Телетензометр для бетона	шт	35
3	Усадочный конус	шт	9
4	Пьезометр	шт	51
5	Контрольные марки	шт	161
6	Уголкового щелемеры	шт	38
7	Створные марки	шт	60
8	Знаки створа	шт	12

Многолетний опыт наблюдений выявил и ряд недостатков по конструкции, размещению и установке существующей КИА. Так, установленные трех – осевые щелемеры, расположенные вдоль парапетов камер шлюза на смежных секциях, постоянно деформируются снегоочистительной техникой, а их расположение в нише, в углублении температурно-осадочного шва, ниже проезжей части приводит к накоплению воды атмосферных осадков и замерзанию ее. При удалении льда ручным инструментом перед производством замеров происходит серьезная деформация элементов щелемера, что в свою очередь искажает показания и сводит на нет циклы наблюдений. Для выполнения графика наблюдений требуется проведение более чем 2000 циклов записей. И это – в условиях постоянного дефицита кадров.

Расположение самих щелемеров в устье битумной шпонки ТОШ препятствует нормальному проведению профилактических работ по прогреву, доливке битума, обустройству. Показания створных значений зачастую не совпадают с показаниями щелемеров. Отсутствие высотных марок в днище камер шлюза, имеющем разрезную доковую конструкцию, приводит к неполному анализу. Створные марки, установленные на оголовке парапетов,

дают значительную погрешность из-за характера относительно тонкостенной конструкции, подверженной температурным и механическим воздействиям.

Анализ первого издания декларации безопасности объекта позволил сделать вывод о необходимости совершенствования системы мониторинга и прогнозирования возникновения ЧС, поднять ее на более качественный уровень. Настоятельную необходимость этого требуют также Федеральный закон

«О безопасности гидротехнических сооружений» и последующее распоряжение Президента РФ от 23.03.2003 г. № 86-пр, поддержавшего инициативу МЧС России об образовании в стране СМПЧС – системы мониторинга, лабораторного контроля и прогнозирования чрезвычайных ситуаций (4; 5).

Учитывая требования, предъявляемые к качеству получаемой информации, необходимо для надежного функционирования сооружения развивать сеть точек, где эта информация будет собираться, и номенклатуру контролируемых параметров (1). Существует множество разработок, выполненных различными организациями (2; 3), однако их внедрение на судоходных гидросооружениях России осуществляется недостаточными темпами. Наряду с имеющимися и создаваемыми в отечественной практике эксплуатации гидротехнических сооружений энергетического и водно-транспортного назначения системами контроля на Новосибирском шлюзе при участии Сибирской Государственной Академии, ООО «Системы Безопасности» и ОАО «Корпорации СтройСиб» осуществляется разработка и монтаж «Автоматизированной системы геодезического деформационного мониторинга планово-высотных смещений сооружений» (АСГДМ ПВС).

Основной целью создания системы являются:

- Повышение оперативности контроля за планово-высотными смещениями за счет значительного сокращения продолжительности цикла измерений в режиме реального времени;
- Повышение точности измерений за счет исключения ошибки наблюдателя;
- Увеличение качества циклов измерений;
- Повышение производительности труда;
- Возможность компьютерной обработки информации с решением задач прогнозирования и отслеживания динамики процессов.

Система позволит оперативно рассматривать динамику развития смещений стен камер шлюза и устоев в процессе шлюзования, как в реальном времени, так и в записи. В перспективе создаваемая система может быть подключена к системам, контролирующим другие параметры. В условиях обустроенности площадки и рельефа судоходного сооружения внедрение новой контрольной системы сопряжено с трудностями определения места установки новой КИА, выбора методов ведения монтажных работ, прокладки коммуникаций связи, обеспечения их сохранности, удобства обслуживания и т.д.

Поэтому работы по установке системы и вводу ее в эксплуатацию разбиты на три этапа. На первом этапе в настоящее время определены контрольные точки системы и в них устанавливаются датчики в количестве 28.

Внедряемая система в рамках заданных условий (при температуре окружающего воздуха от +40 до -40°C, относительной влажности 90%, атмосферном давлении 84 – 107 КПа) осуществляет централизованный контроль состояния сооружений, выполняя следующие функции:

- Измерение деформации в контрольных точках по командам персонала;
- Обработка результатов измерений и представление их в виде вычисленных горизонтальных и вертикальных смещений контрольных точек;
- Сравнение с результатами предыдущих измерений по командам персонала;
- Сравнение результатов с установленными нормами и выдачей оперативной информации о результатах сравнения;
- Запись и хранение информации (в электронном виде) на машинных носителях.

В условиях проводимой на шлюзе реконструкции процесс компьютеризации обработки данных проводимого мониторинга ведется не первый год. Эксплуатация внедряемой системы требует качественно нового уровня подготовки персонала. Уже на этапе ведения СМР по внедрению новой системы, исполняя закон Российской Федерации «О безопасности гидротехнических сооружений», группа наблюдений за ГТС приступила к обучению в Сибирской государственной геодезической академии.

Учитывая все вышеизложенное, можно сделать следующие выводы:

1. Установленная в процессе строительства Новосибирского шлюза контрольно-измерительная аппаратура по своей надежности и качеству не в полной мере соответствует современным требованиям.

2. Анализ многолетних натуральных наблюдений с использованием имеющейся КИА показал правильность принятых проектных решений конструкций шлюза. Расчетные данные в большинстве случаев совпадают с данными контрольных наблюдений. Отсутствие вышедших из строя трех видов приборов создают значительную трудность в прогнозировании технического состояния сооружений в условиях «старения» сооружений.

3. Исполняя государственное законодательство в части безопасности гидротехнических сооружений, необходимо осуществлять плановое внедрение современной КИА с обязательной увязкой действующей КИА и установкой дополнительных контрольных точек.

4. Для выработки единых методологических и технологических подходов в области мониторинга и прогнозирования на основе многолетнего опыта проведения натуральных наблюдений, а также внедрения новых разнообразных систем с программным обеспечением необходимо создание совместного координирующего и информационного центра со стороны Министерства

Транспорта, Министерства энергетики и Министерства по Чрезвычайным ситуациям Российской Федерации.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Баланин В.В. Совершенствование системы контроля за состоянием судоходных сооружений // Гидротехническое строительство. – 1982. – № 7.
2. Радкевич Д.Б. Методы и средства автоматизированного контроля состояния гидротехнических сооружений при их эксплуатации // Гидротехническое строительство. – 1983. – № 2.
3. Михайленко В.В. Старшинов С.Н., Сахаров Г.Г., Шахов Н.А. Оценка состояния контрольно-измерительной системы Вилюйской ГЭС-3 // Гидротехническое строительство. – 2004. – № 12.
4. Организационно-методические указания по подготовке органов управления сил, средств гражданской обороны и Единой государственной системы предупреждения и ликвидации ЧС на 2004 год // Гражданская Защита. – 2004. – № 1.
5. Мониторингу и прогнозированию – особое внимание // Гражданская Защита. – 2004. – № 2.
6. Садовский Г.Л. Судоходные гидротехнические сооружения СССР. – М.: Транспорт, 1970.

© В.А. Середович, С.С. Студенков, Г.Н. Ткачева, 2006

УДК 528.242:258.27:550.831:551.3

А.И. Каленицкий

СГГА, Новосибирск

ЕЩЕ РАЗ О РЕДУКЦИОННЫХ ПРОБЛЕМАХ ГРАВИМЕТРИИ

Гравиметрия является одним из основных методов физической геодезии, геодинамики, прикладной и разведочной геофизики. Она призвана самостоятельно или в комплексе с другими методами обеспечить решение целого ряда важных научных и практических задач. К их числу относятся: определение фигуры Земли и ее внутреннего строения, выявление причин и оценки последствий геодинамических процессов природного и техногенного характера, геологическое картирование и тектоническое районирование территорий, поиск и разведка месторождений различных полезных ископаемых и другие.

Однако объемы гравиметрии за последние 15 – 20 лет начали сокращаться, по крайней мере, в России не только из-за экономических трудностей перестройки, но и в результате снижения "отдачи" по сравнению с другими современными методами геофизики и геодезии. И это при том, что гравиметрия остается одним из самых точных и разрешающих методов исследований.

Сегодня, когда ускоренными темпами внедряются высокоточные измерительные и высокопроизводительные вычислительные средства, особенно актуальной становится потребность в корректировке традиционных методик и

технологий определения силы тяжести, редуцирования как исходного (измеряемого) гравитационного поля, так и его аномальных значений [1, 2]. Вместе с тем, возникает ряд проблем, особенно в части, касающейся интерпретации результатов с привлечением полученных ранее производных материалов и данных, которые рано или поздно придется утилизировать.

Назрела необходимость в пересмотре процедуры подготовки содержания и порядка доведения до исполнителей нормативных документов. Они должны оперативно обновляться и содержать в основном ключевые положения конечных результатов, давая исполнителям в тесном взаимодействии с наукой возможность творческой реализации программ исследований.

Постановка вопросов

Приходится констатировать, что при решении задач редукиционного плана в гравиметрии до сих пор нет единой методологии, определяющей приоритет фундаментальных и прикладных НИР в геодезии, разведочной геофизике, строительстве и геодинамике как общей, так и техногенной, где резервы метода далеко не исчерпаны. Существенную роль при этом сыграла неоднозначность и неопределенность в формулировках основных понятий и терминов, часто в зависимости как от предмета исследований, так и из-за ведомственной "разобщенности" использования результатов гравиметрии. На это еще в 1965 г. указывали Б.А. Андреев и И.Г. Клушин [3], а позднее – автор данной статьи [1]. Однако до сих пор этот вопрос не снят с повестки дня.

Сложилась парадоксальная ситуация, которую можно проиллюстрировать следующим примером.

Еще в 70-х, начале 80-х годов были отработаны рекомендации, утвержденные МинГео СССР в качестве практического руководства [4], по существенному повышению качества определения гравитационных аномалий (редуцирования измеряемого гравитационного поля). Рекомендации содержат количественные показатели искажений аномалий в изданных в разное время картах, искажений $\square$ **методического плана**, сложно коррелируемых с рельефом местности и превышающих (особенно в предгорных и горных районах) во много раз сечение изоаномал. По этим картам выполнялись и выполняются различные расчеты и построения как регионального плана, так и детального. При этом априори полагается, что точность карт соответствует декларируемой. Были даны рекомендации, как исключать указанные искажения. Поэтому в 1979 г. МинГео СССР организовало и провело специальные Всесоюзные курсы по переобучению специалистов-гравиметристов и обработчиков результатов гравиметрических съемок. Производство в ряде регионов страны начало переходить на новые технологии проведения и обработки результатов съемок с целью повышения геологической и экономической эффективности работ [5, 6]. Однако обновление нормативно-технической и учебно-методической базы гравиметрии задержалось до настоящего времени.

Понятийная неоднозначность обусловила проведение в процессе редуцирования некорректных операций, существенно осложняющих как процедуру выделения аномалий силы тяжести (АСТ), так и механизм разделения их на локальные и региональные составляющие. При этом

становилось проблематичным выделение осложняющих, подлежащих исключению эффектов от известных геолого-плотностных объектов, с одной стороны, и выявление полезных, являющихся объектом изучения и исследований, с другой.

Основная причина осложнений связана с внесением элементов интерпретации в процесс редуцирования исходного гравитационного поля. Это повлекло необходимость неоправданных разработок различных способов и методик по ослаблению в АСТ помех [7], часто никак не обусловленных реальными плотностными неоднородностями.

Основные понятия и термины

Редуцирование гравитационного поля □ – это разделение силы тяжести на этапе обработки результатов гравиметровых измерений. Основная цель этой процедуры состоит в определении АСТ посредством вычитания из исходного гравитационного поля некоторой нормальной величины, представляющей гравитационный эффект теоретической (нормальной) модели Земли. При этом обязательно должно предполагаться, что исходная сила тяжести и ее нормальное значение получены **в точке** гравиметровых измерений. Процедура должна быть, по возможности, простой как по исполнению, так и по физическому истолкованию.

Редуцирование гравитационных аномалий предполагает разделение, трансформирование АСТ так, чтобы можно было наиболее наглядно и, по возможности, количественно определить аномальный эффект объектов, явлений, являющихся предметом изучения: или планетарных, региональных, глубинных, или локальных, обусловленных проявлением приповерхностных геоструктур, а так же возмущающего гравитационного потенциала, отклонений отвеса, высот квазигеоида и так далее. На основе редуцирования аномалий и их интерпретации осуществляется качественная или количественная оценка параметров изучаемых объектов и явлений.

Сферический параллельный слой □ это материальный сферический слой постоянной толщины (по аналогии с плоско-параллельным слоем).

Промежуточный слой – слой переменной толщины, ограниченный сверху физической поверхностью Земли, снизу – уровнем относимости нормального поля. Он может считаться сферическим □ в топографической редукции, или плоским □ в редукции Буге. Заполняют промежуточный слой топографические массы.

Редукция Буге предполагает выделение одноименных аномалий силы тяжести в физической точке измерения при условии дополнительного учета в нормальном поле притяжения плоского промежуточного слоя с постоянной плотностью (σ_0).

Топографическая редукция аналогична редукции Буге. Отличается тем, что в нормальном поле учитывается притяжение сферического промежуточного слоя. Аномалии силы тяжести могут определяться или в полной, или неполной топографической редукции, когда в каждой физической точке учитывается гравитационное влияние постоянного по плотности промежуточного слоя соответственно всей Земли или только в пределах ограниченной области [3].

Рассмотрим физический и геометрический смысл редукций.

Редуцирование измеряемого гравитационного поля и аномалий силы тяжести
Исходным для вычисления аномалий является известное выражение

$$\Delta g = g - \gamma, \quad (1)$$

где g и γ – соответственно измеренное и нормальное значения силы тяжести в физической точке.

Нормальное поле в произвольной точке на высоте H_u относительно эллипсоида, на поверхности которого известно распределение исходного нормального поля (γ_0), в редукции за свободный воздух определяется выражением

$$\gamma_{c.в.} = \gamma_0 + \delta g_{c.в.} = \gamma_0 + (\partial \gamma / \partial H) \cdot H_u, \quad (2)$$

где $\partial \gamma / \partial H$ – нормальный вертикальный градиент силы тяжести. При высокоточных работах требуется учитывать связь его величины с широтой (B) и высотой [8]:

$$\partial \gamma / \partial H = -0.30855(1 + 0.00071 \cdot \cos 2B) + 0.0000000723 \cdot H_u, \quad (3)$$

где величина H_u задается в метрах.

Аномалии силы тяжести в редукции за свободный воздух ($\Delta g_{c.в.}$), исходя из физического и геометрического смысла, призваны прямо удовлетворять потребности геодезии и разведочной геофизики. Однако они весьма "неудобны" для практического применения из-за трудности представления их значений в графическом виде как плане, так и по вертикальному разрезу вдоль любого произвольного профиля. Это обусловлено тем, что значения $\Delta g_{c.в.}$ имеют прямую корреляцию с рельефом местности (точнее – с отметками высот точек гравиметровых измерений). Кроме того эти аномалии – смешанные. В них не учитывается высота (ζ) квазигеоида над эллипсоидом. Последнее не представляет каких-либо помех для гравиразведки или локальной геодинамической гравиметрии из-за регионального характера изменений величины ζ , исключаемого при редуцировании АСТ. В геодезии этот фактор, строго говоря, должен учитываться.

В связи с вышеуказанным наибольшее применение в практике работ нашла применение редукция Буге, хотя по физическому смыслу должна была применяться редукция топографическая. Задержка в применении последней объяснялась трудностями вычисления аномалий в сферическом варианте, имеющими место до недавнего времени [8]. Сейчас для применения топографической редукции препятствий практически нет [1, 2, 4].

Запишем выражение для определения нормального гравитационного поля в произвольной точке пространства соответственно в редукциях Буге и топографической

$$\gamma_B = \gamma_0 + \delta g_B = \gamma_0 + \delta g_{c.в.} + \delta g^{nl.np.c}(\sigma_0), \quad (4)$$

$$\gamma_T = \gamma_0 + \delta g_T = \gamma_0 + \delta g_{c.в.} + \delta g^{cf.np.c}(\sigma_0), \quad (5)$$

где $\delta g^{пл.пр.с}(\sigma_0)$ и $\delta g^{сф.пр.с}(\sigma_0)$ – гравитационное влияние промежуточного слоя с постоянным значением плотности (σ_0), соответственно в плоском и сферическом вариантах.

В связи со сложившейся практикой, расчеты по вычислению влияния промежуточного слоя в редукции Буге обычно производятся в два этапа. На первом этапе оно полагается равным притяжению плоско-параллельного слоя толщиной H_u . Второй этап расчетов связан с определением поправок (δg_p) за гравитационное влияние рельефа местности. Физический и геометрический смысл введения поправок однозначен – уточнение редукции Буге в результате замены гравитационного эффекта плоско-параллельного слоя на эффект "плоского" промежуточного слоя, когда уровенная поверхность относимости нормального поля (γ_0) считается плоскостью.

Если обозначить через r_B радиус области учета гравитационного влияния промежуточного слоя вокруг точки измерения силы тяжести, то при условии $H_u \ll r_B$ для аномалий Буге получаем

$$\Delta g_B = g - \gamma_B = g - [\gamma_0 + \delta g_{с.в.} + 2\pi f \sigma_0 (1 - H_u/2r_B) - \delta g_p(r_B, \sigma_0)] \quad (6)$$

По аналогии, с учетом (5) можно записать выражение и для аномалий в топографической редукции. Отличие указанных двух редукций в аналитическом представлении весьма несложное. Однако именно в этом отношении до последнего времени почему-то существовало и существует больше всего неясностей и неопределенностей. И связано это было в основном (но не только) с учетом в редукции Буге поправок за рельеф почему-то в сферическом варианте (?).

Требовалось конкретизировать причины вышеуказанной неопределенности и выработать методические рекомендации по регламентации корректного решения задачи на основе анализа особенностей отражения сферичности Земли в гравитационном эффекте промежуточного слоя и выявления факторов, вызывающих корреляцию АСТ с отметками высот рельефа местности в точках гравиметровых измерений.

Результаты анализа показали следующее [4].

Поправки за гравитационное влияние рельефа местности, которые учитываются практически в любых редукциях исходного гравитационного поля, изменяются как в плане, так и по высоте **нелинейно**, а значит, $\square$ не могут линейно интерполироваться. В операторном выражении их величина может быть представлена в виде

$$\delta g_p^{сф}(r_n, r_k) = \delta g_p^{пл}(r_n, r_k) + \Delta \delta g_p^{сф}, \quad (7)$$

где r_n, r_k – $\square$ соответственно внутренний и внешний радиусы внешней учитываемой области;

$\delta g_p^{пл}$ – $\square$ оператор вычисления поправок за рельеф в плоском варианте при исправлении плоско-параллельного слоя Буге на реальный объем топографических масс;

$\Delta\delta g_p^{\text{сф}}$ □ – оператор приведения величины “плоской” поправки к сферическому виду.

В свою очередь, значения $\delta g_p^{\text{пл}}$ и $\Delta\delta g_p^{\text{сф}}$ выражаются в виде

$$\left. \begin{aligned} \delta g_p^{\text{пл}}(r_n, r_k, H_{ij}) &= a \left(H_u^2 + \overline{\overline{H}}^2 - 2H_u \cdot H_0 \right) \\ \Delta\delta g_p^{\text{сф}} &= F(H_u - \tilde{H}) \end{aligned} \right\}, \quad (8)$$

где a и F – соответственно постоянные коэффициенты, характеризующие геометрию всей учитываемой области в плоском и сферическом представлении;

H_u □ – высота точки вычисления поправок (результативной точки);

$\overline{\overline{H}}^2$ и $\tilde{H}, H_0$ – соответственно среднее весовое квадратическое значение и средние весовые значения высот рельефа местности вокруг результативной точки в пределах учитываемой области;

H_{ij} □ – отметка рельефа в центре элементарной площадки, на которые разделяется учитываемая область в радиальном и угловом направлениях ($i = 1, 2, \dots, ni, j = 1, 2, \dots, mi$).

В качестве весовых функций для определения H_0 и $\overline{\overline{H}}$ используются соотношения плановых размеров зон, на которые разделяется учитываемая область, а для определения $\tilde{H}$ □ соотношения коэффициента F для каждой зоны.

Оператор для поправки за влияние промежуточного слоя топографических масс имеет вид

$$\delta g^{\text{сф. пр. сл}}(r_n, r_k, H_{ij}) = \delta g^{\text{пл. пр. сл.}}(r_n, r_k, H_u) + \Delta\delta g_p^{\text{сф.}} = a \left(2H_u H_0 - \overline{\overline{H}}^2 \right) + F \cdot \tilde{H}. \quad (9)$$

Вместе с тем выражение (8) для плоской поправки за рельеф можно представить в виде двух слагаемых

$$\delta g_p^{\text{пл}}(r_n, r_k, H_{ij}) = \delta g_0 + \delta g' = a \left(\overline{\overline{H}}^2 - H_0^2 \right) + a (H_u - H_0)^2. \quad (10)$$

Первое слагаемое не зависит от величины H_u , но зависит от степени изрезанности окружающего рельефа, второе меняется по субпараболическому закону, равняясь нулю при $H_u = H_0$ и возрастает по мере увеличения абсолютной разности $|H_u - H_0|$. Другими словами поверхность H_0 – □ эта поверхность минимальных (но не нулевых, если рельеф □ – не плоскость) значений поправок.

На основе приведенных выражений можно сделать ряд важных выводов.

– Сферическая составляющая в (9) общей поправки за влияния топографических масс промежуточного слоя не зависит от высоты результативной точки. Вычисленные один раз значения $\tilde{H}$ однозначно позволяют для любой территории перейти от редукции Буге к неполной топографической, особенно важной для геодезии, и, наоборот, – от неполной

топографической редукции к редукции Буге, используемой в прикладной гравиметрии.

– Имеется возможность определения значений $H_0(r_n, r_k)$, $\overline{H}(r_n, r_k)$, и $\delta g_0(r_n, r_k)$ на конкретную территорию всего **один раз**, если рельеф на ней не претерпел существенных изменений, для гравиметровых работ самого разного масштаба. Величины H_0 и δg_0 интегральны по сути и могут интерполироваться в плане, то есть изображаться в виде планов и карт в электронном и (при необходимости) в графическом представлении. Значения $\delta g'$ могут быть также заранее представлены в виде электронной таблицы или аналитически. В результате, по мере получения пространственных координат точек гравиметровых измерений, для них сразу же можно определять поправки за рельеф во всей внешней, учитывая области согласно (10).

Приведенные операторные соотношения для круговой учитываемой области полностью соответствуют регулярной, когда цифровая модель рельефа (ЦМР) определяется массивом отметок высот в узлах квадратной сетки или тригональной.

Отпадает как **не нужная** и даже **вредная** трудоемкая операция осреднения высот рельефа в элементарных ячейках палеточного поля учитываемой области. Другими словами, генерализация снижает величину δg_0 и в целом всей поправки на значение, переменное в каждой результативной точке. Вместе с тем дискретность шага (Δr или Δx , Δy) задания ЦМР также обуславливает генерализацию и искажение поправок за рельеф и, как следствие □ за промежуточный слой топографических масс. В связи с этим были выявлены информативные характеристики изрезанности рельефа, разработан математический аппарат автоматизированного определения оптимальных условий задания ЦМР и редуцирования гравитационного поля с целью определения поправок за рельеф, влияние промежуточного слоя и аномалий силы тяжести с необходимой точностью [4].

В аномалиях Буге, представляемых на изданных картах различного масштаба, как правило, отмечается сложная картина корреляции поля силы тяжести с высотами рельефа местности. Выяснилось [1], что физико-геологических причин наблюдаемой картины может быть, в основном, две: 1 □ унаследованность земной поверхностью формы границ раздела геоструктур с различной плотностью (складок, тектонических блоков, изостатической поверхности основания земной коры и других), 2 □ глобальные плотностные неоднородности за пределами территории гравиметровых измерений (водные массы крупных озер, водохранилищ, морей и океанов, горных блоковых массивов), отличающихся по плотности от горных пород в районе работ. В отличие от бытующего еще мнения такие массы обуславливают не только региональный гравитационный фон, но и сугубо локальную составляющую, прямо зависящую от высоты точек гравиметровых измерений. В операторном представлении гравитационный эффект "боковых" масс можно записать в виде выражения

$$\delta g^B = a(r_n, r_k, \Delta\sigma) \times \{G(h^2/2, P(r), \Delta r) + F(h, p(r), \Delta r) + H_u G(h, P(r), \Delta r)\} \quad (11)$$

где a – постоянный коэффициент, зависящий от размеров (r_n, r_k) области учета гравитационного влияния "боковых" масс относительно точки измерения силы тяжести; r_n и r_k – расстояния от результирующей точки соответственно до начальной (внутренней) и конечной (внешней) границ учитываемой области; $\Delta\sigma$ – отличие принятой плотности "боковых" масс от плотности промежуточного слоя в редукции Буге или топографической – неполной или полной; Δr – размеры элементарных площадок, на которые "разбивается" учитываемая область: или сферические градусные зоны, или цилиндрические секторы, или квадратные площадки размером $\Delta \times \Delta$, где Δ – шаг задания в узлах квадратной сетки текущих высот (H_u) результирующих точек и глубин (h) аномальных "боковых" масс; $P(r)$ и $p(r)$ – весовые функции для текущих значений h и координат соответствующих им элементарных площадок.

Видно, что первых два слагаемых в фигурных скобках зависят только от плановых координат результирующей точки являясь фоновыми. Они, как правило, исключаются при разделении аномалий силы тяжести (АСТ) на локальную и региональную слагаемые. Третий член правой части выражения – сугубо локальный, прямо зависящий от высоты результирующей точки. Значения этого слагаемого не могут интерполироваться в плане и не допускают построения планов, схем, карт в изоаномалах, а значит и всей поправки δg^B в целом. Значения первых двух слагаемых можно отразить в виде электронных или графических карт, схем или планов.

В отношении вышеуказанных первых двух слагаемых (что особенно важно!) следует иметь в виду следующее.

- Всегда имеется возможность определять их значения заранее.
- Расчеты можно выполнить один раз, а результаты использовать в дальнейшем многократно в зависимости от особенностей задач, решаемых гравиметрией. При этом не только не требуется проводить операцию осреднения значений h в пределах элементарных площадок их задания в цифровой модели, а, наоборот, запрещается. Это связано с тем, что величина самой поправки за влияние "боковых" масс" состоит (как и поправки за рельеф) из двух составляющих, одна из которых зависит, в первую очередь, от степени изрезанности (разновысотности, разноглубинности) верхней или нижней границ аномальных масс.

– Для третьего слагаемого можно определить значения вертикального градиента, которые интерполируются в плане, построить карты, схемы или планы его значений. Тогда при получении плановых координат и высот точек гравиметровых измерений можно будет сразу же вычислять значения этого слагаемого и величины δg^B в целом.

Следует отметить, что учет и исключение гравитационного влияния "боковых" масс должен тщательно выполняться и учитываться **только после** редуцирования измеряемого гравитационного поля $\square$ на этапе интерпретации аномалий силы тяжести, **но до** выделения локальных аномалий. В связи с этим особо подчеркнем, что в наблюдаемые значения силы тяжести на поверхности

моря нельзя вводить поправки за влияния водных масс (или рельефа морского дна). Должны только учитываться поправки, связанные с волнением водной поверхности. **Измеренные значения силы тяжести здесь после прямого вычитания из них величины $\gamma(\zeta)$ являются одновременно и аномалиями в полной топографической редукции, и в свободном воздухе**, так как морская невозмущенная поверхность $\square$ – уровенная, то есть геоид.

К искажающим факторам, обусловленным несовершенством методики редуцирования измеряемого гравитационного поля, относятся следующие.

1 – использование переменной величины плотности промежуточного слоя топографических масс или поправок за рельеф, тогда как она должна считаться постоянной ($\sigma_0 = \text{const}$);

2 – учет сферичности Земли при определении поправок за рельеф для “плоской” редукции Буге;

3 – различие размера учитываемой области в редукции Буге, когда плоско-параллельный слой полагается бесконечным, а учет поправок за рельеф осуществляется в области, ограниченной радиусом r_k , – **создается искусственно ложный эффект “боковых” масс**;

4 – необоснованное произвольное или директивное (нормативное) установление величины r_k ;

5 – использование нормальных высот точек гравиметровых измерений вместо геодезических.

Без исключения влияния первых **четырёх** факторов в процессе редуцирования гравитационного поля (выделения аномалий) не может быть и речи о точной гравиметрии при разведочных работах и мониторинге геодинамических процессов на локальных территориях. В физической геодезии и при проведении геодинамических исследований в региональном и, особенно – в глобальном масштабе, надо стремиться к исключению влияния **пятого** фактора. Кроме того, на современном этапе возросла необходимость учета разновысотности точек гравиметровых измерений, соответствующих им аномальных значений силы тяжести и возмущающего потенциала в процессе математического и геоинформационного моделирования объектов исследований в аномальном гравитационном поле. Покажем это на модельном примере (см. рисунок), который отражает простую геолого-физическую ситуацию: Земля – нормальная, сила тяжести на ее поверхности – нормальная, топографические массы представлены сферическим слоем в виде полудиска толщиной $H = 2 \text{ км}$ с плотностью $\sigma = 2.67 \text{ г/см}^3$. Радиус диска $r = 10 \text{ км}$. Полудиск “продолжен” вниз на глубину $h = 10 \text{ км}$ как аномальная масса с избыточной плотностью $\Delta\sigma = 0.33 \text{ г/см}^3$ относительно вмещающих масс.

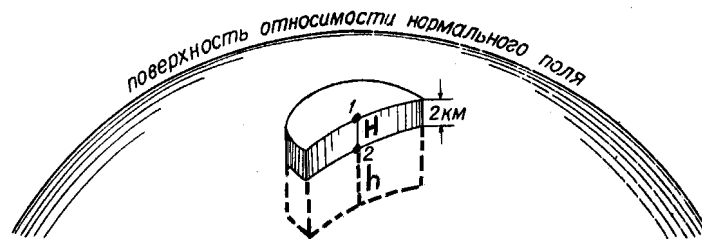


Рис. Упрощенная модель топографических масс

Пусть в центре круга ограничивающий полудиск, на уступе и под ним (на рисунке в точках 1 и 2) измерены значения силы тяжести g_{H1} и g_{H2} . Требуется найти аномальные значения силы тяжести в обеих точках. Они, по логике, должны отличаться на разницу гравитационного эффекта модели “погребенных” аномальных масс, а не быть одинаковыми, как это следует из традиционных представлений о редуцировании гравитационного поля для точек, имеющих равные значения плановых координат!

В рассматриваемом случае “измеренная” сила тяжести в выбранных точках составит

$$g_H = \gamma + g_T + g_a = \left(\gamma_0 - \frac{\partial \gamma}{\partial H} H_u + \frac{\partial^2 \gamma}{\partial H^2} H_u^2 \right) + g_T + g_a,$$

где g_T и g_a – эффект соответственно топографических и аномальных масс,

H_u – значения геодезической высоты результативных точек, равные соответственно 2 км и 0.

С учетом сферической составляющей согласно (7)-(8), где $F(r) = 111,87 \cdot \sin \frac{r}{2R}$, $R = 6373$ км – средний радиус Земли, получаем

$$g_{H1} = \gamma_0 - 516,06 + 31,68 = \gamma_0 - 484,38 \text{ (мГал)},$$

$$g_{H2} = \gamma_0 - 100,74 + 40,53 = \gamma_0 - 60,21 \text{ (мГал)}.$$

Разница аномального эффекта от “погребенных” масс теоретически составляет

$$\Delta g_a = g_{a1} - g_{a2} = 31,68 - 40,53 = -8,85 \text{ (мГал)}$$

В таблице приведены результаты определения аномалий силы тяжести и их разницы в точках 1 и 2 для четырех вариантов.

Таблица. Значения аномалий и их разницы для различных модификаций редуцирования в точках 1 и 2, мГал

rk, км	№ точек	Редукция (радиус параллельного слоя)							
		$\Delta g_B^{cm}(\infty)$	Δ	$\Delta \tilde{g}_B(\infty)$	Δ	$\Delta g_B^V(r_k)$	Δ	$\Delta g_{HT}(r_k)$	Δ
400	1	38,07		31,17		31,73		31,68	
	2	40,53	-2,46	40,58	-9,41	40,58	-8,85	40,53	-8,85
200	1	34,00		30,61		31,73		31,68	
	2	40,53	-6,53	40,58	-9,97	40,58	-8,85	40,53	-8,85
10	1	9,62		9,57		31,73		31,68	
	2	40,53	-30,91	40,58	-31,01	40,58	-8,85	40,53	-8,85

В первом (для смешанной аномалии Δg_B^{cm}) плоско-параллельный слой полагается бесконечным ($\delta g^{пл.с.} = 2\pi f\sigma_0 \cdot H_u$), поправка за рельеф – $\square$ сферической. Во втором (для “плоской” аномалии $\Delta \tilde{g}_B$, неопределенной по размеру области учета топографических масс) эффект бесконечного плоско-параллельного слоя исправляется “плоской” поправкой за рельеф в области, ограниченной внешним радиусом r_k . В третьем (для уточненной аномалии Буге Δg_B^V) размер учитываемой области, одинаковый для плоского слоя и поправки, ограничен конечной величиной радиуса r_k . В четвертом (для неполной топографической аномалии Δg_{HT}) учитываемая область, ограниченная радиусом r_k , одинакова для сферического слоя и сферической поправки за рельеф. Решение задачи, в свою очередь, проводилось при значениях r_k , равных соответственно 400, 200 и 10 км. Последнее значение величины радиуса выбрано, исходя из принятой модели топографических масс.

Для смешанной редукции при $r_k = 200, 400$ км в точке 1, как и ожидалось, получено фиктивное значение аномалии, коррелируемое с ее высотой. При исключении сферической составляющей из поправок за рельеф в этой же точке получена относительно небольшая величина искажения, вызывающая обратную корреляцию аномалии с высотой. Указанное искажение резко возрастает по мере уменьшения размеров области учета поправок за рельеф. Это хорошо видно на примере вычисления значений Δg_B^{cm} и $\Delta \tilde{g}_B$ при $r_k = 10$ км. Здесь излишние, не учитываемые поправками за рельеф массы, которыми “засыпается” для точки 1 бесконечный плоский слой, проявляются ощутимо, обеспечивая обратную корреляцию аномалий с высотой.

Кроме того, как видно из модельного примера, аномалии силы тяжести, строго говоря, не могут линейно интерполироваться в плане, если рельеф поверхности между точками гравиметровых измерений изменяется по высоте нелинейно. Отсюда следует важный вывод: выбраковку разновременных измерений силы тяжести по соответствию их аномальных значений ранее построенным планам изоаномал формально делать нельзя. Обязательно необходимо привлекать данные о высотах пунктов и характере рельефа местности.

Методологическое, методическое и практическое значение для геодезической и прикладной гравиметрии имеет вопрос, связанный с определением последовательности учета и исключения гравитационного влияния известных аномалеобразующих факторов – при геологическом редуцировании (термин впервые введен Э.Э. Фотиади). Геологическое редуцирование, включая учет и исключение гравитационного эффекта геоструктур, в том числе “боковых” масс, **должно выполняться после определения АСТ, но до процедуры разделения аномального поля**. Это позволяет получить остаточное поле гравитационных аномалий, которое при его разделении (редуцировании) на региональную и локальную составляющие обеспечивает **количественную** (а не качественную, как при разделении “полного” аномального поля силы тяжести) сопоставимость локальных

аномалий с модельными гравитационными эффектом объекта исследований. Степень их соответствия является критерием качества моделирования исследуемого объекта [5, 6].

Особо подчеркнем, что требование к постоянству величины σ_0 **не относится** к случаю учета поправок ($\Delta\xi$ и $\Delta\eta$) в отклонения отвеса за влияние топографических масс в центральной зоне (до радиуса 48.5 км) [8]. Более того, она должна быть **переменной**, так как на изменение положения отвеса влияют не только превышения рельефа относительно уровня результирующей точки, но и дифференциация топографических масс по плотности, что, кстати, и отражает аномальное гравитационное поле во внешней учитываемой области (от 48.5 до 1000 км), используемое при определении возмущающего потенциала (T), отклонений отвеса и аномалий высот (ζ) в геодезии. И это соответствует отмеченным выше требованиям, так как процедура определения значений T является процессом моделирования гравитационного поля. Следует в связи с этим отметить, что в геодезии, к сожалению, часто выполняется математическое моделирование оценочное (приближенное), как предварительное в прикладной гравиметрии. Поэтому на территориях сопряжения осадочных бассейнов с образованиями платформенного или складчато-орогенного типа ошибки вычисленных поправок в отклонения отвеса и высоту квазигеоида над эллипсоидом возрастают, искажая конечные результаты (в триангуляции, нивелировании).

Вместе с тем предварительное моделирование допустимо в случае оценки требований к точности топографо-геодезического обеспечения высокоточной гравиметрии при изучении геодинамических процессов, особенно в локальном плане, когда ведется мониторинг техногенной геодинамики. В этом случае нормативные требования, основанные на точности определения **нормальной** силы тяжести и ее вертикального и горизонтального градиентов, становятся неприемлемыми. Требуется оценка по **аномальным** градиентам [9].

Таким образом, методология и технология обработки и интерпретации результатов гравиметрии требуют коренной корректировки. По большому счету, карты гравитационных аномалий для территорий с рельефом средней и высокой степени изрезанности, перепадом высот от 200 м и более должны быть исправлены с исключением проявления перечисленных методических факторов.

По-видимому, настало время пересмотреть систему определения нормальных высот на основе переориентации некорректной в некоторой степени технологии определения положения уровня квазигеоида внутри топографических масс на однозначную и корректную концепцию объемного представления поля ортометрических (нормальных) и геодезических высот во внешнем относительно земной поверхности пространстве. **Вычисление** высот ниже этой поверхности не требуется. Предпосылки для перехода к такой концепции имеются:

- 1 – прямое определение геодезических высот точек местности спутниковым методом,
- 2 – совмещение точек спутниковых определений с реперами нивелирования на земной поверхности, а во внешнем пространстве –

геодезических координат и ортометрических высот самих спутников над уровнем океана (геоида) посредством альтиметрии,

3 – возможность совмещения нивелирных ходов с гравиметрическими и спутниковыми, что при имеющихся сейчас высокопроизводительных, портативных гравиметрах несложно, в том числе по затратам, а математическое обеспечение возможности определения ортометрических (нормальных) высот достигается (при оптимизации дискретности шага измерений) численным интегрированием согласно известному выражению

$$H_M^g = \frac{1}{g_m} \int_0^M g \, dh, \quad (12)$$

где g – текущее значение силы тяжести вдоль линии, начиная от исходного репера (0) до определяемой точки (M); g_m – среднее интегральное значение силы тяжести по линии;

4 – возможность определения возмущающего потенциала на **земной поверхности**, его аппроксимации и пересчета вверх. Аппроксимация может производиться методом подбора подсобной модели, например, точечных масс или тонкого слоя. Гармоническая аппроксимация на неровной поверхности может дать загробление результатов.

Базовыми опорными площадками (площадными реперами) для дальнейших построений полей высот могут служить геодинамические, в том числе локальные техногенные полигоны, где регулярно проводится комплекс геодезическо-гравиметрических измерений и построений картосхем локальных (квази)геоидов и в пределах которых затем может осуществляться **спутниковое нивелирование** для нужд потребителей. Вместе с комплексом ФАГС и ВГС они, в конечном итоге, позволят обеспечить решение задач глобального, регионального и локального значения.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Каленицкий, А.И. К проблеме повышения качества редуцирования гравитационного поля для геологической интерпретации [Текст] / А.И. Каленицкий. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1987. – 28 с. –Деп. в ВИНТИ, № 6404-В.87.
2. Каленицкий, А.И. Геодезическо-гравиметрический мониторинг техногенной геодинамики инженерных сооружений [Текст] /А.И. Каленицкий// Геодезия и картография. – 2000. – № 8. – С. 24-27.
3. Андреев, Б.А. Геологическое истолкование гравитационных аномалий [Текст] : учебное пособие / Б.А. Андреев, И.Г. Клушин. – Л.: Недра, 1965. – 496 с.
4. Методические рекомендации по учету влияния рельефа местности в гравirazведке [Текст] : Практическое руководство МинГео СССР/А.И. Каленицкий, В.П.Смирнов; Отв. за выпуск АИ.Каленицкий.-Новосибирск: СНИИГ-ГиМС, 1981. – 171 с.
5. Каленицкий, А.И. Результаты применения моделирования в рудной геофизике в различных районах Сибири [Текст] : Монография / Н.А. Гладков, Г.А. Исаев, А.И. Каленицкий, В.С. Моисеев, Г.Г. Ремпель и др. // Мин-во геол. СССР; Сибирский науч.-исслед. инст. геологии, геофизики и минер. сырья. Под ред. В.С. Моисеева, Г.Г. Ремпеля, 1989 г. – 219 с.
6. Каленицкий, А.И. Способы обработки и интерпретации данных гравиметрии при поисках и разведке рудных месторождений в Западной Сибири [Текст] : Междугосударственный сборник научных трудов ЦНИИГАиК / Развитие гравиметрии и

гравиметрического приборостроения в СССР // Г.Г. Ремпель, А.И. Каленицкий, В.П. Смирнов, Н.П. Парашуков. – М.: ЦНИИГАиК. – 1983. – С. 142 – 143.

7. Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. Разведочная геофизика (отечественный производственный опыт). – М., 1984. – Вып. 5. – 32 с.

8. Шимбирев, Б.П. Теория фигуры Земли [Текст] : Учебник / Б.П. Шимбирев. – М.: Недра, 1975. – 432 с.

9. Каленицкий, А.И. О требованиях к топографо-геодезическому обеспечению инженерно-гравиметрических исследований [Текст] / А.И. Каленицкий // Геодезия и картография. – № 7. – 1995. – С. 12 – 14.

© А.И. Каленицкий, 2006

УДК 528.004.13

Ю.Г. Гуляев, О.Г. Павловская

СГГА, Новосибирск

О МЕТОДИКЕ ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ МОБИЛЬНОСТИ ОПОЛЗНЕЙ

Актуальность геодезического контроля за оползневыми процессами очевидна, поскольку его результаты наиболее точно отражают в интегральной количественной форме динамику развития этих сложных по своей природе и опасных явлений.

Методику геодезической оценки мобильности оползней можно отнести к трем взаимосвязанным составляющим: наблюдениям за изменениями во времени положения оползневых геодезических знаков, математической обработке результатов наблюдений с целью повышения точности и выразительности объективной пространственно-временной картины состояния оползней, прогнозированию дальнейшего поведения оползней. В совокупности перечисленные составляющие охватывают полное содержание геодезического мониторинга оползневых процессов [1], на основании которого должны приниматься упреждающие меры по предотвращению или ослаблению неблагоприятных последствий.

Методика геодезических наблюдений за оползнями основательно разработана в прошлом веке и до настоящего времени по существу остается неизменной. Она достаточно полно обобщена и представлена в [2, 3], где также подробно отражены существующие методики математической обработки результатов наблюдений, направленные на изучение динамики оползневых процессов. Разработанные методики прогнозирования оползней опираются преимущественно на инженерно-геологические и гидрогеологические методы исследований без необходимого использования ценных геодезических данных [4].

На основании изучения значительного опыта геодезических наблюдений за оползнями можно утверждать, что существующая классическая методика наблюдений часто упрощается из-за организационных и финансовых трудностей. До сих пор отсутствует научно обоснованная методика

оптимального выбора пространственно-временной достаточности и измерительной точности геодезического контроля за оползнями, не разработаны нормативно-технические требования для применения в этих целях самых эффективных по маневренности, оперативности и точности современных электронных тахеометров. Нередко объективно существующим фактором, искажающим оценку реальной мобильности оползней, является нарушение устойчивости исходной геодезической основы, возникающее обычно при контроле оползневых зон на больших площадях [5].

В целом отмеченные выше недостатки геодезических наблюдений за оползнями приводят к неполноте и некоторой неопределенности получаемой информации о фактической мобильности контролируемых оползней. Устранение или ослабление влияния указанных недостатков должно осуществляться путем совершенствования существующих и разработки новых методов и методик как в области геодезических наблюдений, так и в математической обработке их результатов. При этом важнейшим условием успешности новых решений должен служить комплексный подход, опирающийся в полной мере как на геодезическую, так и на инженерно-геологическую, гидрогеологическую и другие виды информации.

Эффективные методы и методики геодезической оценки мобильности оползней путем совершенствования математической обработки результатов наблюдений имеют место. Отметим из них способы корректировки смещений оползневых знаков во времени и по положению, а также способы анализа деформирования оползневых тел по годографам ползучести [3]. В [6] разработана на современном научно-техническом уровне методика анализа устойчивости пунктов геодезической сети, основанная на использовании аппарата оптимальной пространственно-временной фильтрации результатов наблюдений, которая применялась для оценки мобильности оползней [5].

Предлагаемая нами методика оценки мобильности оползней складывается из двух составляющих. Первая составляющая относится к поиску инвариантов устойчивых или более устойчивых исходных пунктов из группы оползневых знаков в условиях их мобильности, вторая – к прогнозной оценке мобильности оползней на основе результатов геодезических наблюдений.

Нахождение инвариантов устойчивых или наиболее устойчивых наблюдаемых оползневых знаков, которые, возможно, проектировались и закладывались как исходные, позволяет повысить объективность представления реальной картины развития оползневых процессов в условиях некоторой неопределенности геодезической информации. В качестве математического аппарата для разработки методики нами используется сравнительно простой способ исследования устойчивости исходных реперов, предложенный Ю.Е. Федосеевым [7]. Он позволяет выявить через межцикловые колебания высот исследуемой группы реперов в системе их средней высоты не только неустойчивые реперы, но и установить величину их смещения; т. е. дает возможность получить количественную характеристику мобильности и при необходимости корректировать высоты исходных реперов.

Разработка методики ведется на начальном этапе для оценки мобильности оползней по вертикальной составляющей общего вектора перемещений, которая в большинстве случаев измеряется более точно и отражает, прежде всего, влияние на мобильность важнейшего гравитационного фактора. Однако не существует принципиальных трудностей для оценки мобильности оползней используемым способом

Разработка методики ведется на начальном этапе для оценки мобильности оползней по вертикальной составляющей общего вектора перемещений, которая в большинстве случаев измеряется более точно и отражает прежде всего влияние на мобильность важнейшего гравитационного фактора. Однако не существует принципиальных трудностей для оценки мобильности оползней используемым способом в горизонтальной плоскости и по общему вектору перемещений, что будет выполнено на последующих этапах разработки методики. Структура методики складывается из последовательной оценки стабильности и мобильности оползневых знаков, охватываемых конкретными геодезическими ходами, во всех возможных сочетаниях этих знаков. Отработка методики первоначально осуществляется на имитационных моделях, а затем результаты этого моделирования используются для идентификации реальной мобильности оползней, исследуемой по нашей методике.

Методика прогнозной оценки мобильности оползней по геодезическим данным создается на основе ранее разработанной прогнозной кинематической модели в виде двух первых условных моментных функций наблюдаемого процесса [8]. Реализациями процесса служат перемещения во времени конкретных оползневых знаков, сечениями процесса являются циклы наблюдений, в которых значения перемещений совокупности моделируемых реализаций представляют дискретно закон их распределения на время выполнения текущего цикла наблюдений. Пространственные параметры размещения оползневых знаков определяются номерами, соответствующими их известному положению на местности, и путем такой косвенной декомпозиции существенно упрощается построение пространственно-временной модели.

Выбор кинематической формы описания оползневых процессов обусловлен тем, что, как правило, отсутствуют синхронные наблюдения за количественным изменением основных факторов, вызывающих моделируемый оползневой процесс, что не позволяет строить динамические модели на основе геодезических данных. Качественные характеристики факторов, воздействующих на оползнь, используются при кинематическом моделировании как прогнозный фон, определяющий правомерный выбор периодов основания прогноза и упреждения.

Процедура моделирования базируется на корреляционной теории случайных функций. Она складывается из оценки линейности и нормальности распределения исследуемого оползневого процесса, его линеаризации и нормализации в необходимых случаях, описания закономерностей развития процесса на периоде основания прогноза путем аппроксимации численных характеристик математического описания, стандарта и автокорреляционной функции и их последующей экстраполяции на период упреждения в

соответствии с алгоритмом двух первых условных моментных функций по конкретным реализациям процесса. В результате моделирования находят наилучшие прогнозные оценки ожидаемых перемещений каждого из включенных в модель оползневых знаков и ожидаемый коридор погрешностей прогноза. Адекватность модели и точность прогнозирования оценивается с помощью инверсионной верификации на контрольных периодах упреждения.

Достоверность прогнозирования по предлагаемой методике зависит в первую очередь от статистической однородности реализаций процесса, по которым строится модель, от согласования выбора периодов основания прогноза и упреждения, которые должны охватывать одинаковую природу развития процесса или адаптивно учитывать ее изменение. Статистическая однородность реализаций процесса определяется грамотным размещением оползневых знаков в соответствии с инженерно-геологическими, гидрогеологическими, геоморфологическими и другими условиями, а также последующим формированием для моделирования однородных групп реализаций. Оценка степени опасности оползней на основании геодезических прогнозов величин и скоростей перемещений контролируемых точек должна производиться совместно со специалистами по инженерной геологии, гидрогеологии и механике грунтов.

© Ю.Г. Гуляев, О.Г. Павловская, 2006

УДК 528.21/22

521/282+521/93

551.24+528.2/3

Ю.И. Кузнецов

ИВМиМГ СО РАН, Новосибирск

В.К. Панкрушин

СГГА, Новосибирск

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧИВАНИЕ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВРАЩАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ ПО ГЕОДЕЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В работах [2-5], посвященных концепции геофизической среды как иерархической системы отдельностей (блоков, неоднородностей) уделяется большое внимание как деформациям, так и относительным перемещениям и вращениям блоков или групп блоков земной коры.

Прямая в пространстве. Плоскость в пространстве описывается уравнением

$$ax + by + cz = 1. \quad (1)$$

Прямая в пространстве задается [6] уравнениями с четырьмя коэффициентами

$$x = pz + f, \quad y = qz + g. \quad (2)$$

Прямая (2) может быть записана в виде (1) с дополнительными связями на коэффициенты плоскости:

$$a = -\frac{gc + q}{\Delta}, \quad b = \frac{fc + p}{\Delta}, \quad (3)$$

где $\Delta = pg - qf$. Или иначе: *плоскость (1) проходит через прямую (2), если коэффициенты плоскости связаны соотношениями (3)*. Уравнения (3) можно представить в виде (2):

$$\begin{aligned} \frac{b\Delta}{c} &= p \frac{1}{c} + f, \\ -\frac{a\Delta}{c} &= q \frac{1}{c} + g. \end{aligned} \quad (4)$$

Сравнение с (2) показывает, что в качестве коэффициентов плоскости (2) можно взять любую точку прямой (2) следующим образом:

$$c = \frac{1}{z}, \quad b = \frac{x}{z\Delta}, \quad a = -\frac{y}{z\Delta}, \quad (5)$$

где величины x, y, z есть какое-нибудь решение (без нулевых проекций) уравнения (2). Принадлежность прямой (2) плоскости (1) можно записать, связывая коэффициенты прямой $a(px + f) + b(qy + g) + cz = 1$. Прямая (2) лежит в плоскости (1), если коэффициенты прямой связаны соотношениями:

$$q = -\frac{ap + c}{b}, \quad g = -\frac{af - 1}{b}. \quad (6)$$

Возьмем новую прямую

$$\begin{aligned} x &= p_1 z + f_1, \\ y &= q_1 z + g_1, \end{aligned} \quad (7)$$

напишем для нее соотношения (6) и вычтем из них (6). Получим

$$\Delta f = -\frac{b}{a} \Delta g, \quad \Delta p = -\frac{b}{a} \Delta q, \quad (8)$$

где

$$g_1 = g + \Delta g, \quad f_1 = f + \Delta f, \quad q_1 = q + \Delta q, \quad p_1 = p + \Delta p. \quad (9)$$

Это означает, что плоскость (1) проходит через прямые (2) и (7), если коэффициенты этих прямых удовлетворяют ограничениям (8). Другими словами: *прямые (2) и (7) лежат в плоскости (1), если выполняются соотношения (8); если $\Delta p = 0$, то и $\Delta q = 0$, и эти прямые параллельны, так как лежат в одной плоскости и не пересекаются, если Δf (а значит и Δg) отлично от нуля.*

Прямая (2) с условиями (6) делит плоскость (1) пополам. Пусть в этой плоскости лежит точка $P_T = (x_T, y_T, z_T)$. Учитывая соотношения (8), найдем

$$x_T - x_C = -\frac{b}{a}(y_T - y_C). \quad (10)$$

Таким образом, при фиксированной точке z_T ордината y_T полностью зависит от абсциссы x_T , из чего следует искомый критерий:

если $x_T < x_C$, то точка P_T лежит в левой полуплоскости;

если $x_T > x_C$, то в правой.

Проведем прямую (7) через точку P_T . Очевидно, это будет

$$x - x_T = p_1(z - z_T),$$

$$y - y_T = q_1(z - z_T). \quad (11)$$

Если эта прямая пересекается с прямой (2) в точке $P_{II} = (x_{II}, y_{II}, z_{II})$, то, исключив x и y , найдем:

$$\begin{aligned} p_1 &= \frac{pz_{II} + f - x_T}{z_{II} - z_T}, \\ q_1 &= \frac{qz_{II} + g - y_T}{z_{II} - z_T}. \end{aligned} \quad (12)$$

Мы считаем, что P_T и P_{II} не совпадают, поэтому, $z_{II} \neq z_T$, ибо в противном случае из (11) следовало бы, что и $x_{II} = x_T$, $y_{II} = y_T$.

Та же прямая (11), соединяющая точку P_T с точкой пересечения P_{II} , имеет вид

$$\begin{aligned} x &= \frac{1}{z_T - z_{II}} ((x_T - x_{II})z + x_{II}z_T - x_Tz_{II}), \\ y &= \frac{1}{z_T - z_{II}} ((y_T - y_{II})z + y_{II}z_T - y_Tz_{II}). \end{aligned} \quad (13)$$

Прямые (2) и (7) пересекаются, если они лежат в плоскости (1) и не параллельны. Координаты точки пересечения можно выразить и следующим образом:

$$\begin{aligned} x_{II} &= \frac{pf_1 - p_1f}{p - p_1}, \quad y_{II} = \frac{qg_1 - q_1g}{q - q_1}, \\ z_{II} &= \frac{f_1 - f}{p - p_1} = \frac{g_1 - g}{q - q_1}. \end{aligned} \quad (14)$$

Соотношение (14) есть условие того, что прямые лежат в плоскости (1).

Это является следствием условия (6).

Расстояние r от точки P_T на прямой (7) до точки P_{II} с координатами (14) определяется соотношением

$$r^2 = (pz_{II} + f - x_T)^2 + (qz_{II} + g - y_T)^2 + (z_{II} - z_T)^2. \quad (15)$$

Координата z_{II} является переменной, и ее выбор определяет точку пересечения прямой (7), проходящей через P_{II} , с прямой (2). В случае, когда эти прямые ортогональны, расстояние r , значит и r^2 , минимально, т.е. производная r^2 по z_{II} равна нулю. Дифференцируя (15) и приравнявая к нулю, найдем

$$z_{II} = \frac{px_T + qy_T + z_T - pf - qg}{1 + p^2 + q^2}. \quad (16)$$

Заменив в (16) величины x_T и y_T и используя соотношение (8), найдем также

$$z_{II} = \frac{(pp_1 + qq_1 + 1)z_T + (p - \frac{a}{b}q)(f_1 - f)}{1 + p^2 + q^2}. \quad (17)$$

Мы будем искать, при каких ограничениях на коэффициенты p_1 и q_1 наши прямые будут ортогональны. Очевидно, если прямые (3) и (7) ортогональны, то и все семейство параллельных им прямых также будут ортогональны. Так как коэффициенты f и g отвечают, как следует из (8), только за параллельность, то можно положить в (17) $f_1 = f$. Теперь учтем, что какую бы точку на прямой (7) мы не взяли, направление прямой от этого не изменится. Поэтому устремим z_T к z_{II} , и получим

$$p_1p + q_1q = p^2 + q^2. \quad (18)$$

Это одно из соотношений ортогональности.

Пересечение плоскостей. Рассмотрим три точки лежащие на плоскости (поверхность блока будем представлять в виде плоскости), и пусть их координаты будут (x_j, y_j, z_j) , $j=1,2,3$. Плоскость, в момент времени t_0 , делает поворот вокруг некоторой оси и заканчивает его в момент времени t_1 . В эти моменты координаты будут соответственно $(x_j^i, y_j^i, z_j^i) = U^i$, $j=1,2,3$, $i=0,1$, причем

U^i – матрицы координат этих точек в момент времени t_0 и t_1 соответственно. Мы имеем две плоскости, выраженные уравнениями $a_ix + b_iy + c_iz = 1$, $i=0,1$. Если $v^i = (a_i, b_i, c_i)^T$, то

$$U^i v^i = e = (1,1,1)^T, \quad i = 0,1. \quad (19)$$

Зная координаты всех трех точек в оба момента времени, из соотношения (19) найдем параметры пересекающихся плоскостей v^i , $i = 0,1$. Любые две плоскости, если они не параллельны, пересекаются вдоль одной прямой, которую в трехмерном пространстве выразим системой

$$\begin{bmatrix} a_0 & b_0 \\ a_1 & b_1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 \\ 1 \end{bmatrix} - z \begin{bmatrix} c_0 \\ c_1 \end{bmatrix},$$

если $\Delta_c = a_0 b_1 - a_1 b_0 \neq 0$. Тогда параметрическое выражение прямой пересечения двух плоскостей (для нас – ось вращения блока) в компонентном виде:

$$\begin{aligned} x &= \frac{1}{\Delta_c} (b_1 - a_1 - (b_1 c_0 - a_1 c_1) z), \\ y &= \frac{1}{\Delta_c} (a_0 - b_0 + (b_0 c_0 - a_0 c_1) z). \end{aligned} \quad (20)$$

Система уравнений (20) определяет линию пересечения рассматриваемых плоскостей (ось вращения интересующего нас блока). При вращении плоскости точка P_j описывает дугу окружности радиуса r_j в плоскости, перпендикулярной оси вращения. Центр окружности и ее радиус был определен ранее.

При повороте точка P_j перемещается на угол ω , т. е. на длину дуги $r_j \omega$.

Хорда h_j этой дуги определяется выражением

$$h_j^2 = (x_j^1 - x_j^0)^2 + (y_j^1 - y_j^0)^2 + (z_j^1 - z_j^0)^2.$$

Ось вращения. Нетрудно убедиться в том, что и в общей форме (*прямая в пространстве*, описываемая четырьмя параметрами [6])

$$x = uz + f, \quad y = vz + g, \quad (21)$$

где f, g, u, v – некоторые константы (параметры прямой), система представляет пересечение двух плоскостей, т.е. может быть приведена к виду (20).

Выразим прямую в форме (20) в виде

$$\alpha x + \beta y + \gamma z = 1, \quad (22)$$

наложив на коэффициенты некоторые связи, которые необходимо найти. Для этого подставим в (22) выражения x и y из (20). Из того, что переменная z не может быть константой, следует:

$$\alpha(b_1 - a_1) = \beta(b_0 - a_0) + \Delta_c,$$

$$\alpha(b_1 c_0 - a_1 c_1) = \beta(b_0 c_0 - a_0 c_1) + \Delta_c \gamma, \quad (23)$$

(Если $c_1 = c_0 = c$, то $\gamma = c$, а коэффициенты уравнения (22) определится первым уравнением (23). В любом случае коэффициенты уравнения оси вращения зависят только от одного параметра.)

Система уравнений (20) определяет линию пересечения рассматриваемых плоскостей (ось вращения интересующего нас блока). При вращении плоскости точка P_j описывает дугу окружности радиуса r_j в плоскости, перпендикулярной оси вращения. Центр окружности и ее радиус надо определить.

Мы уже нашли прямую (20) в пространстве. Пусть требуется найти кратчайшее расстояние от некоторой точки P пространства с координатами (X, Y, Z) до прямой (20). Произвольная прямая

$$x = pz + q, \quad y = rz + s \quad (24)$$

проходит через точку P , если

$$p = \frac{X - q}{Z}, \quad r = \frac{Y - s}{Z}. \quad (25)$$

Таким образом, прямая, проходящая через точку P , выражается формулами (24), (25), и зависит от двух параметров s, q , которые полностью произвольны.

Введем ограничение на эти параметры так, чтобы прямые (21) и (24) пересекались. Обозначим точку пересечения двух прямых через (x_0, y_0, z_0) . Подставляя ее в (21), (24), найдем соотношение

$$z_0 = \frac{u - p}{q - f} = \frac{v - r}{s - g}, \quad (26)$$

из которого и определим нужную связь. Она является линейной, так как из (26), (25) следует

$$\rho s = \nu q + \tau, \quad (27)$$

причем

$$\rho = uZ - X + f, \quad \nu = vZ - Y + g, \quad \tau = (uZ - X)g - (vZ - Y)f.$$

Таким образом, остается один свободный параметр, скажем q , который нужно выбрать так, чтобы расстояние между точками (x_0, y_0, z_0) и (X, Y, Z) было минимальным, причем

$$x_0 = uz_0 + f, \quad y_0 = vz_0 + g, \quad z_0 = \frac{u - p}{q - f}. \quad (28)$$

В этом случае прямая, соединяющая обе точки, т.е. прямая (24) с ограничениями (25), (26), будет ортогональной к исходной прямой, т.е. прямой (21).

Из условия экстремума должно выполняться равенство

$$\frac{dr^2}{dq} = -2((X - x_0)u + (Y - y_0)v + (Z - z_0))\frac{dz_0}{dq} = 0. \quad (29)$$

Сокращая в (29) на ненулевые сомножители, найдем, что искомый минимум достигается в точке $z_0 = ((X - f)u + (Y - g)v + Z)(u^2 + v^2 + 1)^{-1}$, а из последнего соотношения (28) и (25) находим

$$q = \frac{uZ - X + z_0Zf}{z_0Z - 1}. \quad (30)$$

Соотношение (30) позволяет определить точку (x_0, y_0, z_0) , используя формулы (25), (27), (28), а затем найти расстояние между точками (x_0, y_0, z_0) и (X, Y, Z) , т.е. радиус вращения для точки (X, Y, Z) . В качестве (X, Y, Z) выбираем (x_j^i, y_j^i, z_j^i) при каком-нибудь значении $i = 0, 1$. Тогда

$$r_j^2 = (x_j^i - x_0)^2 + (y_j^i - y_0)^2 + (z_j^i - z_0)^2. \quad (31)$$

При повороте точка P_j перемещается на угол ω , т.е. на длину дуги $r_j\omega$. Хорда h_j этой дуги определяется выражением

$$h_j^2 = (x_j^1 - x_j^0)^2 + (y_j^1 - y_j^0)^2 + (z_j^1 - z_j^0)^2. \quad (32)$$

Сценарный подход. В нашем подходе принимается модель сценариев в рамках механики Гамильтона – Лагранжа с последующим уточнением при помощи фильтра Калмана. Деформации блока происходят против действия сил упругости, а также против силы тяжести. Рассмотрим сначала блок как упругую пластину, аппроксимируемую плоскостью. Кинетическую энергию T блока, вращающегося вокруг оси с угловой скоростью ω , можно записать в виде

$$T = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^n m_j v_j^2, \quad (33)$$

где $v_j = \dot{\omega} r_j$, $\omega = h_j / (r_j \Delta t)$, согласно соотношениям (31) и (32).

Силы упругости выразить сложнее. Будем считать, что положение равновесия блока (т.е. пластины) есть сама плоскость, а отклонения от положения равновесия возникают из-за различных неоднородностей. В данном случае положение равновесия есть равномерное вращение с угловой скоростью ω . В результате какого-то импульса появится возмущающее движение, которое проявится в отклонении $\omega_j r_j$ j -й точки относительно положения равновесия, т.е. в движении ее со скоростью $(\omega + \omega_j)r_j$. Скорость есть функция времени, в отличие от ω . Поскольку $v_j = \dot{\omega} r_j$, то функция

Лагранжа для этого случая также опишется формулами (22-24). Учет вязкости не представляет труда и описан в [1]. Там же дано и полное решение однородной задачи (22-24). Если силы упругости характеризовать натяжением σ , то потенциальная энергия U запишется практически также как и в рассмотренной задаче о колебаниях бусинок:

$$U = \frac{\sigma}{2} \sum_{j=1}^n \omega_j r_j \left(\frac{\omega_j r_{j-1} - \omega_{j+1} r_{j+1}}{l_j} + \frac{\omega_j r_j - \omega_{j-1} r_{j-1}}{l_{j-1}} \right). \quad (34)$$

Тогда функция Лагранжа представится в виде $L = T - U$.

Вопрос о граничных условиях требует (как и всегда) специального рассмотрения с применением математического моделирования. С этим связано и нахождение периода, на котором функция Лагранжа остается неизменной.

Если в этой модели ввести вынуждающую силу с частотой ϕ , то решение определится следующей зависимостью [1], [7]:

$$X(t) = \sum_{j=1}^n \left(A_j \cos(p_j t) + B_j \sin(p_j t) + \frac{r_j}{p_j^2 - \omega^2} \sin(\phi t + \alpha) \right) U_j = \sum_{j=1}^n \gamma_j(t) U_j,$$

где p_j и U_j – частоты и амплитудные векторы свободных колебаний, константы A_j , B_j – характеризующие начальные данные, подлежат определению, а r_j определяются вынуждающей силой.

Записанное выше уравнение для $X(t)$ можно выразить в виде

$X(t) = U d(t) e$, где U – матрица, столбцами которой являются амплитудные векторы U_j , $e = (1, \dots, 1)^T$, $d(t) = \text{diag}(\gamma_1(t), \dots, \gamma_n(t))$. Тогда из равенства

$$d^{-1}(t) U^{-1} X(t) = d^{-1}(t_0) U^{-1} X(t_0) = e$$

следует рекуррентное соотношение

$$X(t) = U d(t) d^{-1}(t_0) U^{-1} X(t_0),$$

необходимое для применения фильтра Калмана.

Это решение можно применить и к модели о вращающемся нагруженном вале, описанной в [7]. На вале укреплены n дисков с моментами инерции I_j , $j = 1(1)n$, причем жесткости на кручение последовательных участков между дисками равна κ_j , $j = 1(1)n - 1$. Тогда для кинетической и потенциальной энергий, аналогично (33) и (34), получим

$$T = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^n I_j \dot{\omega}_j^2, \quad U = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^{n-1} \omega_j (\kappa_j (\omega_j - \omega_{j+1}) + \kappa_{j-1} (\omega_j - \omega_{j-1})).$$

Разумеется, потенциальная энергия может быть обусловлена и силой тяжести, как в случае, например, склоновых движений. Важно иметь в виду, математический аппарат для решения многих задач механики Гамильтона – Лагранжа в настоящее время уже не является проблемой. А это значит, что модель твердого тела может быть успешно заменена моделью упругого тела, как это было сделано в [1].

Обобщение принципа. Разрабатывая высказанную нами [8] концепцию пространственно – временных масштабов можно, рассматривать также и модели деформации с потерей упругости.

Система плит имеет разветвленную структуру границ раздела (трещиноватость), с тенденцией к усилению раздробленности. Это связано с тем, что упругость характеризует систему в целом. Это есть системное свойство и в колебательном процессе участвуют согласованно все подсистемы, а воздействие инерции движения на упругость системы характеризуется определенным временным масштабом.

Но если этот *масштаб принудительно нарушить*, например, удерживая систему длительное время, система преобразуется. Она теряет упругость, и, тем самым, целостность. Масштабы новых локальных образований будут соответствовать новому временному масштабу, а физические свойства исходной системы будут характеризоваться *усталостью, пластичностью и т.д.*, взамен первоначальной упругости. Это и наблюдается в геодинамических процессах.

В частности, закон Гука можно интерпретировать как несостоявшийся колебательный процесс: время "остановилось", нарушив пространственно – временные масштабы, и система может отреагировать на это потерей целостности. При этом возникает ансамбль мелких подсистем с соответствующей пространственно – временной связью.

Сопоставление пространственно – временных масштабов имеет давнюю традицию, и это выражается в том, что и время и углы выражаются в одних единицах, подчеркивая связь времени и вращения.

В современной редакции принцип Ле Шателье – Брауна утверждает: *«система, выведенная внешним воздействием из состояния с минимальным производством энтропии, стимулирует развитие процессов, направленных на ослабление внешнего воздействия»*.

Т. е., система принимает меры для защиты своих жизненных состояний.

Данный принцип, по нашему мнению, следует дополнить: *если системе не удастся ослабить внешнее воздействие, нарушающего баланс пространственного и временного масштабов, она, ценой потери целостности, переходит в новое состояние баланса масштабов*.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Кузнецов Ю.И., Панкрушин В.К. Математическое моделирование и рекуррентная идентификация геодинамических систем на основе механики Гамильтона – Лагранжа. – Новосибирск: СГГА, Научный конгресс «Гео-Сибирь-2005», Т.2. – С. 3 – 14.
2. Усиков Н.П., Панкрушин В.К. Тектонофизические аспекты анализа современных движений земной поверхности. – Новосибирск: Наука, 1979.
3. Боголепов К.В., Яншин А.Л. К современным представлениям об образовании впадин байкальского типа // Геология и геофизика. – 1970. – № 5. –С. 18 – 24.
4. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Дискретные иерархические модели геофизической среды. // Комплексные исследования по физике Земли. – М.: Наука, 1989. – С. 68 – 87.
5. Середович В.А. и др. Идентификация движений и напряженно-деформированного состояния самоорганизующихся геодинамических систем. – Новосибирск: СГГА, 2004
6. Клейн Ф. Элементарная математика с точки зрения высшей, т. II, Геометрия. – М.: Наука, 1987.
7. Гантмахер М.Ф., Крейн М.Г. Осцилляционные матрицы и ядра и малые колебания механических систем. – М., Л.: ГИТТЛ, 1950.
8. Кузнецов Ю.И., Панкрушин В.К. Инвариантность масштабов пространства и времени. – Труды межд. конференции "Математические методы в геофизике", ММГ-2003. – Новосибирск, 2003, С. 21 – 27.

© Ю.И. Кузнецов, В.К. Панкрушин, 2006

ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ ГОТОВЯЩЕГОСЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ПО КОМПЛЕКСНЫМ ГЕОДЕЗИЧЕСКИМ И ГЕОФИЗИЧЕСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ

Постановка задачи

Одной из важных проблем в вулканологии и геодинамике является исследование накопления магмы в магматических очагах и ее подъем к поверхности. В механическом аспекте эта проблема может решаться с привлечением методов геодезии и геофизики. Геодезические методы (нивелирование, угловые, линейные измерения) позволяют определить перемещения земной поверхности, которые являются следствием меняющегося напряженно-деформированного состояния в окрестности очага землетрясения. Но это является в свою очередь следствием увеличения внутриочагового давления при накапливании магмы в верхнем магматическом очаге вулкана. Таким образом, мы имеем дело с перемещением масс (наполнение верхнего магматического очага). Следовательно, наблюдения геодезическими приборами, которые устанавливаются в рабочее положение с помощью уровня, должны обрабатываться совместно с геофизическими (гравиметрическими) наблюдениями. Обычно для оценки параметров верхнего магматического очага (глубина образования до 50 км) по смещениям поверхности ведутся наблюдения в районе радиусом около 10 км от кратера вулкана [1, 2]. Выделить смещения от деформации глубинного очага (глубина 50-300 км) на фоне современных движений обычно не удастся.

С целью уточнения теории, методики, отработки алгоритмов, информационной технологии совместной математической обработки геодезических и геофизических наблюдений нами смоделированы картина подготовки вулканического извержения и сопутствующие этой подготовке изменения напряженно-деформированного состояния приповерхностного слоя земной коры. Полученную физико-математическую модель мы использовали для моделирования пространственно-временных рядов комплексных геодезических и геофизических наблюдений и последующего уточнения компьютерной технологии их совместной математической обработки.

Модель геодинамического объекта

Глубину от среднего уровня поверхности вулканической области и радиус верхнего магматического очага вулкана мы выбрали следующие: глубина центра шарообразного магматического очага 5 000 м, радиус очага – 2 500 м.

Меняющееся во времени локальное гравитационное поле и смещения (горизонтальные и вертикальные) земной поверхности в районе готовящегося вулканического извержения связываем с увеличением аномальной массы в магматическом очаге и происходящим по этой причине нарастании внутриочагового давления [1, 3, 4]. Но эти изменения по результатам

геодезических и геофизических измерений возможно определить только дискретно – в точках наблюдений и через какие-то интервалы времени между эпохами наблюдений. Поэтому создание модели геодинамического объекта заключалось в вычислении вертикальных и горизонтальных смещений заложенных в окрестности вулкана 10 геодезических пунктов, а также вычислении характеристик гравитационного поля на этих пунктах для трех эпох наблюдений, выполненных через $\Delta t = 2$ года.

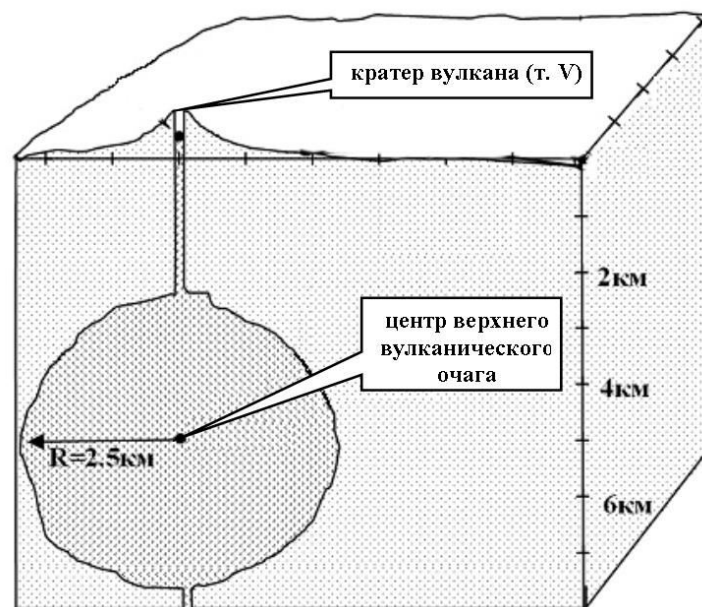


Рис. 1. Модель вулканической области с верхним магматическим очагом

Исходные геофизические предпосылки создания модели соответствуют работе [1]. Литосфера принимается вязкоупругой с коэффициентом вязкости $\eta_{лит.} = 10^{17} \text{ Па} \cdot \text{с}$ и модулем упругости $E = 10^{10} \text{ Па}$, коэффициент Пуассона $\nu = 0.3$, магматический очаг сферическим, скорость увеличения объема в очаге $v_V = 5 \cdot 10^7 \text{ м}^3 / \text{год}$. Для вязкоупругой среды Максвелла (полупространства с шаровой полостью) при постоянной скорости увеличении объема давление в камере $P_{очага}(t)$ со временем изменяется по экспоненте:

$$P_{очага}(t) = P_{\infty} \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau_0}} \right), \quad (1)$$

$$P_{\infty} = \frac{v_V \eta_{лит.}}{2\pi R_{очага}^3 (1 + \nu)}. \quad (2)$$

В формулах (1) и (2) P_{∞} – асимптотическое значение давления, соответствующее чисто вязкой среде с вязкостью $\eta_{лит.}$, $\tau_0 = \eta_{лит.} / E$ – время релаксации среды.

Для принятых нами характеристик литосферы и магматического очага вычисляем:

$$P_{\infty} = 1.27 \cdot 10^8 \text{ Па}, \tau_0 = 31.7 \text{ года}, \quad (3)$$

давление в очаге для второй эпохи ($t = 2$ года)

$$P_{\text{очага}}(t) = 7.8 \cdot 10^6 \text{ Па}, \quad (4)$$

давление в очаге для третьей эпохи ($t = 4$ года)

$$P_{\text{очага}}(t) = 1.5 \cdot 10^7 \text{ Па}. \quad (5)$$

Давление в шаровом очаге вызывает напряженно-деформированное состояние упругого полупространства. Следствием являются смещения поверхности полупространства по вертикали u_z и в горизонтальной плоскости u_r в цилиндрической системе координат с началом на поверхности (т. O – проекция на поверхность центра сферы) и осью z , проходящей через центр сферы z_0 (рис. 2).

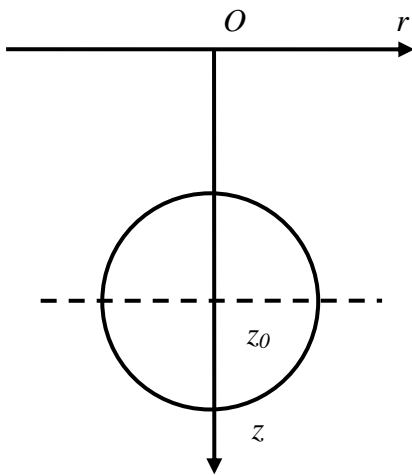


Рис. 2. Схема положения сферы в полупространстве

Для вычисления перемещений на поверхности u_z и u_r используем формулы из работы [1]:

$$u_r = 2P_{\text{очага}} R_{\text{очага}}^3 \frac{1-\nu^2}{E} \frac{r}{(r^2 + z_0^2)^{3/2}}, \quad (6)$$

$$u_z = -2P_{\text{очага}} R_{\text{очага}}^3 \frac{1-\nu^2}{E} \frac{z_0}{(r^2 + z_0^2)^{3/2}}. \quad (7)$$

Для нашей модели с радиусом очага $R_{\text{очага}} = 2500 \text{ м}$, заглублением центра $z_0 = 5000 \text{ м}$ и значениями давления (2) и (3) для второй и третьей эпохи модельные u_z и u_r представлены в табл. 1 для разных расстояний r с шагом в 1 000 м.

Обратим внимание, что точка пересечения графиков для u_z и u_r в обеих эпохах соответствует расстоянию $r = 5 \text{ км}$, т. е. принятому нами заглублению центра магматического очага z_0 .

Для десяти пунктов смоделированной геодезической сети с заданными на эпоху $t = 1$ координатами в условной топоцентрической пространственной горизонтной геодезической системе координат (табл. 2) после преобразования из цилиндрической (рис. 2) мы получим следующие значения u_x , u_y , u_H (табл. 3). Отметка точки O на рис. 2 в этой системе выбрана как средняя в вулканической области и равна 1 200 м.

Таблица 1. Горизонтальные и вертикальные смещения (в м) для разных r

$r(\text{км})$	Эпоха $t = 2$ (2 года после эпохи 1)		Эпоха $t = 3$ (4 года после эпохи 1)	
	$U_r(t = 2)$	$U_z(t = 2)$	$U_r(t = 3)$	$U_z(t = 3)$
0	0.000	0.886	0.000	1.717
1	0.167	0.835	0.324	1.619
2	0.284	0.709	0.550	1.374
3	0.335	0.558	0.650	1.083
4	0.337	0.422	0.654	0.818
5	0.313	0.313	0.607	0.607
6	0.279	0.232	0.541	0.450
7	0.243	0.174	0.472	0.337
8	0.211	0.132	0.409	0.256
9	0.183	0.101	0.354	0.197
10	0.158	0.079	0.307	0.154
11	0.138	0.063	0.268	0.122
12	0.121	0.050	0.234	0.098
13	0.107	0.041	0.207	0.079
14	0.094	0.034	0.183	0.065
15	0.084	0.028	0.163	0.054
16	0.075	0.024	0.146	0.046
17	0.068	0.020	0.131	0.039
18	0.061	0.017	0.119	0.033
19	0.055	0.015	0.108	0.028
20	0.051	0.013	0.098	0.024

Этим значениям соответствует диаграмма (рис. 3).

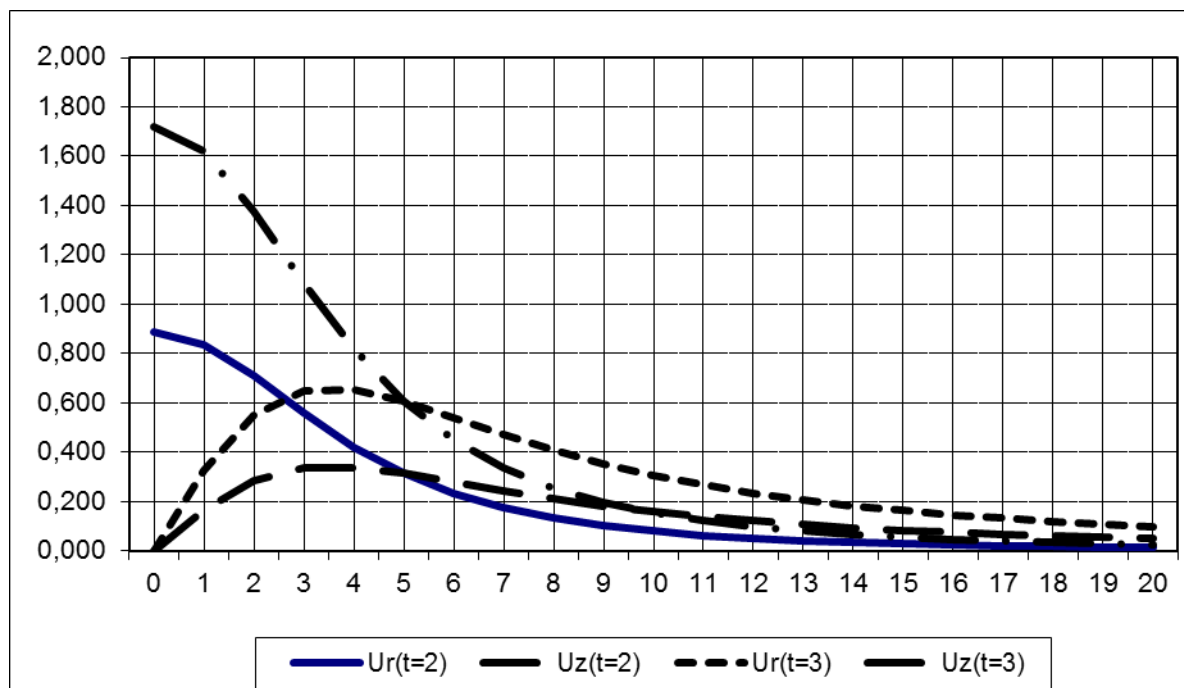


Рис. 3. Диаграмма горизонтальных и вертикальных смещений для разных r

Таблица 2. Пространственные координаты пунктов сети на эпоху $t = 1$

	X(м)	Y(м)	H(м)	Z(м)
C1	3215.338	6121.663	1167.543	-32.457
C2	3344.698	15348.903	1159.988	-40.012
1	5312.652	8014.358	1180.055	-19.945
2	5219.147	13722.68	1168.332	-31.668
3	6516.634	11106.317	1222.877	22.877
4	8545.442	7978.366	1249.394	49.394
5	8402.655	11008.24	1406.231	206.231
6	8714.887	13976.512	1250.538	50.538
7	11485.532	8848.614	1342.351	142.351
8	11502.566	13155.112	1338.652	138.652

Таблица 3. Смещения пунктов сети в горизонтной топоцентрической геодезической пространственной системе координат в эпохи $t = 2$ и $t = 3$ (в м)

Пункт	Эпоха $t=2$ (2 года после эпохи 1)			Эпоха $t=3$ (4 года после эпохи 1)		
	ux	uy	uH	ux	uy	uH
C1	-0.163	-0.117	0.120	-0.325	-0.234	0.232
C2	-0.178	0.116	0.134	-0.356	0.232	0.259
1	-0.248	-0.158	0.265	-0.497	-0.316	0.514
2	-0.258	0.147	0.269	-0.515	0.293	0.522
3	-0.341	0.010	0.489	-0.681	0.021	0.948
4	-0.148	-0.307	0.507	-0.295	-0.613	0.984
5	-0.245	0.001	0.765	-0.489	0.003	1.484
6	-0.134	0.311	0.523	-0.269	0.623	1.014
7	0.183	-0.265	0.616	0.366	-0.530	1.195
8	0.185	0.265	0.614	0.369	0.530	1.191

С учетом смещений пунктов (табл. 3) координаты пунктов сети (в м) в эпохи $t = 2$ и $t = 3$ будут следующими (табл. 4).

Данные в табл. 2 и 3 в дальнейшем будут основой для моделирования геодезических измерений. Но мы должны также учесть меняющееся по мере накопления магмы в очаге локальное гравитационное поле на поверхности, а точнее в пунктах геодезической сети. Воспользуемся подходом, который заключается в использовании понятий аномалиеобразующих тел (АОТ), масконов и точечных масс при аппроксимации аномального гравитационного поля [3]. В нашем примере (рис. 1) имеем два маскона – глубинный (магматический очаг) и поверхностный (конус вулкана). Конечно же мы смоделируем также влияние собственно Земли как некую константу для пунктов сети.

Таблица 4. Пространственные координаты (в м) пунктов сети на эпоху
 $t = 2$ и $t = 3$

Пункт	Эпоха $t=2$ (2 года после эпохи 1)			Эпоха $t=3$ (4 года после эпохи 1)		
	х	у	Н	х	у	Н
С1	3215.338	6121.663	1167.543	3215.175	6121.546	1167.663
С2	3344.698	15348.903	1159.988	3344.520	15349.019	1160.122
1	5312.652	8014.358	1180.055	5312.404	8014.200	1180.320
2	5219.147	13722.68	1168.332	5218.889	13722.827	1168.601
3	6516.634	11106.317	1222.877	6516.293	11106.327	1223.366
4	8545.442	7978.366	1219.394	8545.294	7978.059	1219.901
5	8402.655	11008.24	1406.231	8402.410	11008.241	1406.996
6	8714.887	13976.512	1230.538	8714.753	13976.823	1231.061
7	11485.532	8848.614	1392.351	11485.715	8848.349	1392.967
8	11502.566	13155.112	1388.652	11502.751	13155.377	1389.266

Масса поверхностного маскона – конуса также не меняется и принята в нашей модели равной $M_K = 1.55 \cdot 10^8 \text{ тонн}$. Масса глубинного маскона меняется со временем – увеличивается по мере поступления магмы в очаг. Аномальная масса глубинного маскона при скорости увеличения объема в очаге $v_V = 5 \cdot 10^7 \frac{\text{м}^3}{\text{год}}$ и плотности пород (пироксенит, перидотит, дунит) $\delta = 3.25 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ для эпохи $t=2$ составит $M_O(t=2) = 3.25 \cdot 10^8 \text{ тонн}$ и для эпохи $t=3$ $M_O(t=3) = 3.25 \cdot 10^8 \text{ тонн}$.

Для пунктов сети с пространственными координатами в разные эпохи (табл. 2, 4) характеристики гравитационного поля (сила тяжести $g(\text{мкгал})$, уклонения отвесной линии ξ'' , η'' и аномалия высоты $\zeta(\text{см})$) представлены в табл. 5.

Нами была смоделирована система геодезических и геофизических наблюдений, необходимая для натурного слежения (мониторинга) изменения напряженно-деформированного состояния (НДС) приповерхностного слоя земной коры вокруг кратера вулкана (т. V на рис. 1). Опорной основой системы наблюдений являются заложенные в окрестности вулкана 10 геодезических пунктов (реперов). Опираясь на эти пункты, были развернуты высокоточные геодезические наблюдения: нивелирная сеть (рис. 2) и линейно-угловая сеть (рис. 3).

Таблица 5. Характеристики гравитационного поля на пунктах сети в эпохи $t=1$, $t=2$ и $t=3$

Пункт	Эпоха $t = 1$						Эпоха $t = 2$ (2 года после эпохи 1)						Эпоха $t = 3$ (4 года после эпохи 1)					
	$g(мггал)$	ξ''	η''	$\zeta(см)$	$g(мггал)$	ξ''	η''	$\zeta(см)$	$g(мггал)$	ξ''	η''	$\zeta(см)$	$g(мггал)$	ξ''	η''	$\zeta(см)$	$g(мггал)$	ξ''
C1	980500049.41	0.003	0.002	0.011	980500061.14	0.006	0.004	0.011	980500072.86	0.009	0.007	0.011	980500072.86	0.009	0.007	0.011	980500072.86	0.009
C2	980500049.30	0.003	-0.002	0.011	980500062.37	0.007	-0.004	0.011	980500075.44	0.010	-0.007	0.011	980500075.44	0.010	-0.007	0.011	980500075.44	0.010
1	980500048.08	0.006	0.004	0.014	980500074.07	0.011	0.007	0.014	980500100.05	0.016	0.010	0.014	980500100.05	0.016	0.010	0.014	980500100.05	0.016
2	980500047.95	0.006	-0.004	0.014	980500074.40	0.012	-0.007	0.014	980500100.84	0.017	-0.010	0.014	980500100.84	0.017	-0.010	0.014	980500100.84	0.017
3	980500043.28	0.018	-0.001	0.017	980500090.95	0.025	-0.001	0.017	980500138.62	0.032	-0.001	0.017	980500138.62	0.032	-0.001	0.017	980500138.62	0.032
4	980500043.17	0.008	0.017	0.017	980500092.34	0.011	0.024	0.017	980500141.50	0.014	0.030	0.017	980500141.50	0.014	0.030	0.017	980500141.50	0.014
5	980500026.28	0.085	0.000	0.019	980500096.20	0.089	0.000	0.019	980500166.12	0.094	0.000	0.019	980500166.12	0.094	0.000	0.019	980500166.12	0.094
6	980500042.48	0.008	-0.019	0.018	980500093.15	0.011	-0.025	0.018	980500143.81	0.014	-0.031	0.018	980500143.81	0.014	-0.031	0.018	980500143.81	0.014
7	980500040.91	-0.018	0.026	0.018	980500099.00	-0.022	0.031	0.018	980500157.08	-0.025	0.036	0.018	980500157.08	-0.025	0.036	0.018	980500157.08	-0.025
8	980500040.83	-0.018	-0.026	0.018	980500098.80	-0.022	-0.031	0.018	980500156.77	-0.025	-0.036	0.018	980500156.77	-0.025	-0.036	0.018	980500156.77	-0.025

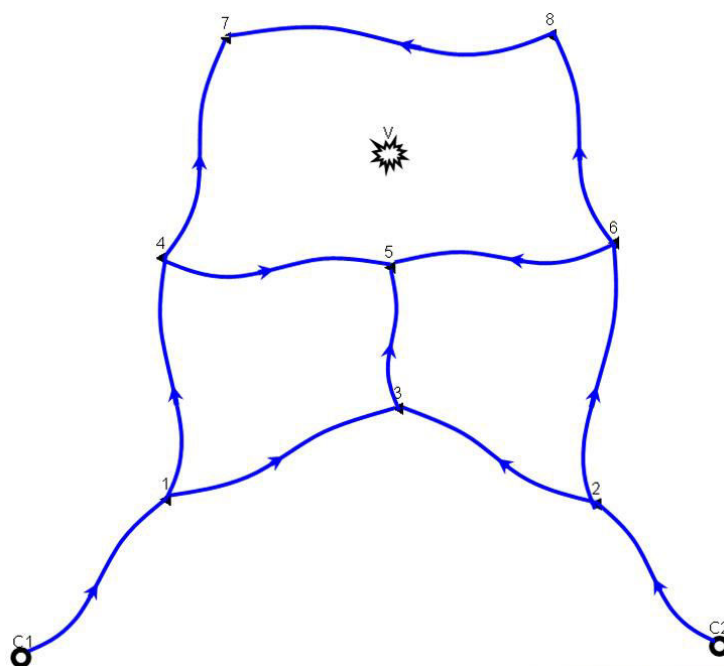


Рис. 2. Схема сети нивелирования в вулканической области

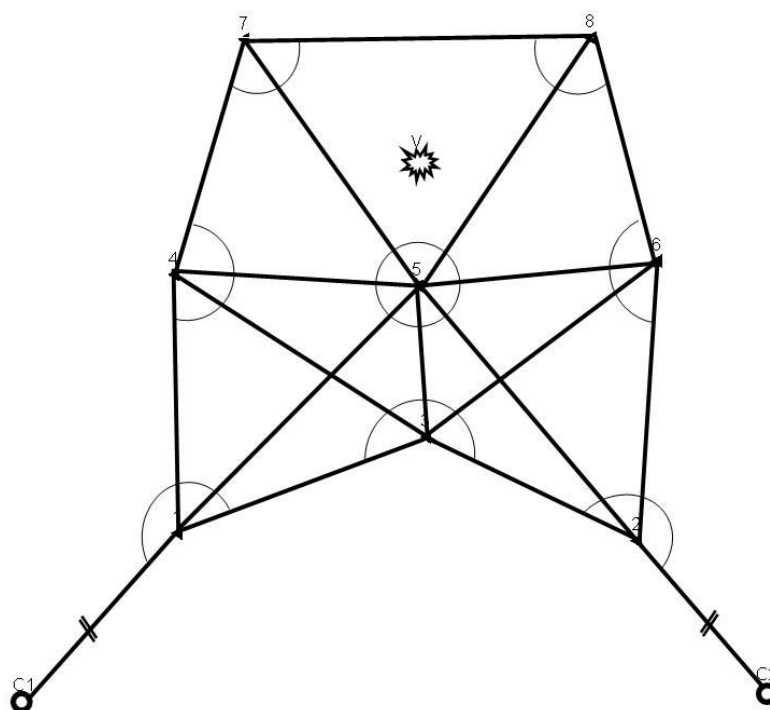


Рис. 3. Схема линейно-угловой сети в вулканической области

Дополнительно к геодезическим наблюдениям были выполнены геофизические наблюдения – наблюдения абсолютных значений ускорений силы тяжести на всех 10-ти пунктах сети.

Итого система наблюдений в одну эпоху включает:

- 12 нивелирных превышений;
- 26 горизонтальных углов;

- 2 дальномерных дальности;
- 10 наблюдений абсолютных значений ускорений силы тяжести.

Общее количество измерений – 50.

По результатам нескольких эпох этих наблюдений возможно определение не только изменяющихся плановых координат и отметок геодезических пунктов, но и параметры напряженно-деформированного состояния приповерхностного слоя земной коры вокруг кратера вулкана. Если дополнительно знать конкретные геологические характеристики данной вулканической области, то определенные параметры НДС помогут предвычислить ход подготовки вулканического извержения.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Ефимов, А.Б. Исследование напряженно-деформированного состояния вблизи магматического очага [Текст] / А.Б. Ефимов, С.С. Демин // Вулканология и сейсмология. – 1979. – № 1. – С. 16 – 27.
2. Мазуров, Б.Т. Идентификационный эксперимент: построение физико-математической модели динамики земной поверхности и гравитационного поля в вулканической области [Текст] / Б.Т. Мазуров, В.К. Панкрушин // Сб. материалов научн. конгресса «ГЕО-СИБИРЬ-2005». – Новосибирск: СГГА, 2005. – Т. 2. – С. 56 – 62.
3. Панкрушин, В.К. Математическое моделирование и идентификация геодинамических систем [Текст] / В. К. Панкрушин. – Новосибирск: СГГА, 2002.
4. Середович В.А. и др. Идентификация движений и напряженно деформированного состояния самоорганизующихся геодинамических систем: Монография / В.А. Середович, В.К. Панкрушин, Ю.И. Кузнецов, Б.Т. Мазуров, В.Ф. Ловягин; Под общей редакцией В.К. Панкрушина. – Новосибирск: СГГА, 2004.

© Б.Т. Мазуров, В.К. Панкрушин, 2006

УДК 528,48:528.5

Л.Ю. Соколов

ООО «Лейка Геосистемз», Москва

СИСТЕМА ГЕОДЕЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА LEICA GEOMOS

Обрушение зданий, мостов и дамб, обвалы в тоннелях приводят к значительному экономическому ущербу, а главное влекут за собой невосполнимые человеческие жертвы. Наиболее остро вопросы обеспечения безопасности жизнедеятельности человека встали в последнее время. Как можно предотвратить эти катастрофы? Вовремя предупредить о возникновении аварийных ситуаций и спрогнозировать их дальнейшее развитие? На эти вопросы помогает найти ответ специальная геодезическая система мониторинга окружающих нас объектов – **Leica GeoMoS**, разработанная швейцарской фирмой **Leica Geosystems**. В отличие от традиционных методов мониторинга объектов (наблюдений за осадками зданий), которые выполняются лишь периодически с использованием разрозненных данных, система **GeoMoS**

позволяет осуществлять сбор данных непрерывно в реальном режиме времени с синхронизацией во времени всех данных от большого количества приборов и датчиков. Ими могут быть высокоточные электронные тахеометры и нивелиры, датчики углов наклона и спутниковые системы GPS, температурные и сейсмические датчики, и т.д. Различные варианты организации связи позволяют управлять приборами и датчиками в полностью автоматическом режиме, на большом удалении от места сбора и обработки данных. Работающая в автоматическом режиме система **GeoMoS** позволяет выполнять циклы измерений с высокой скоростью и исключить ошибки, связанные с человеческим фактором. Промежутки между циклами измерений могут составлять от нескольких минут или часов до месяцев и лет. Имея накопленную статистику деформаций и постоянно обновляемые параметры наблюдаемого объекта можно с высокой степенью достоверности производить прогнозы состояния данного объекта, предотвращать возможные аварии или производить расчет экономических показателей последствий аварий.

Во всем мире система **GeoMoS** используется на объектах повышенной опасности таких как: атомные и гидроэлектростанции, плотины и дамбы, химическое производство и производство взрывоопасных продуктов, железные дороги, мосты, сейсмически опасные зоны и зоны с не стабильными грунтами, высотные здания и целые населенные пункты, а также разного рода военные объекты.

Leica Geosystems предлагает готовое решение по комплектации системы, её доставке, инсталляции, обучению, поддержке, гарантиям на обслуживание и обновление.

© Л.Ю. Соколов, 2006

УДК 551.2.3:550.3.8:504.056

С.А. Ашурков, А.В. Лухнев, А.И. Мирошниченко, В.А. Саньков

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

А.Н. Афряков

ООО “Иркутская нефтяная компания”, Иркутск

ОРГАНИЗАЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЕВЕРА ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Вопросы безопасной эксплуатации территорий, в пределах которых производится добыча полезных ископаемых, в последнее время приобретают все большую значимость в экологическом и в экономическом отношениях. Тектонические движения и деформации земной коры, особенно ее приповерхностных областей, являются одними из важных факторов, определяющих изменения окружающей среды и требующих обязательного

учета в инженерно-геологических изысканиях и эксплуатации месторождений (Кузьмин, 1999; Лаверов и др., 2005). Во всяком случае, они должны быть неременным элементом обоснования безопасности местоположения множества ответственных и экологически опасных инженерных объектов (атомных электростанций, высоконапорных плотин, нефтепроводов, нефтехранилищ и др.) (Сборник нормативных документов..., 2005).

Данная проблема, естественным образом, подразумевает исследования геодинамических процессов природного и техногенного характера, проявленных в верхних частях земной коры, их соотношения в пространственно-временном аспекте. Иными словами, главная цель геодинамических исследований на обрабатываемых территориях сводится к определению генезиса наблюдаемых геодинамических процессов и степени влияния на естественный геодинамический фон хозяйственно-экономической деятельности человека.

Характеристиками, которые дают представление о состоянии среды и динамике протекающих процессов являются параметры напряженно-деформированного состояния земной коры. До недавнего времени, получение необходимых данных было возможно только с помощью традиционных наземных геодезических методов, а именно, повторного нивелирования и повторной триангуляции, которые обладают значительными ограничениями: главными из которых являются (Макаров и др. 1996):

1. Охват незначительных по площади территорий (полигоны) при отсутствии одновременных измерений достаточно обширных областей.
2. Проведение измерений при прямой видимости между пунктами, что приводит к сокращению длины базовых линий и времени наблюдений.
3. Большие временные и материальные затраты при обследовании значительных по размерам территорий.

Средства космических геодезических измерений, появившиеся в последние десятилетия, значительно повысили эффективность мониторинга коровых деформаций, снизив при этом трудоемкость измерений, их продолжительность и экономические затраты.

Для мониторинга параметров современных движений на территориях Ярактинского и Марковского нефтегазоконденсатных месторождений в 2003 году были обустроены одноименные геодинамические полигоны. Конфигурация полигонов, расположение геодинамических реперов, определялись с учетом геологического строения территории, ее географических особенностей.

Марковский геодинамический полигон

Марковское нефтегазоконденсатное (НГК) месторождение находится в пределах Усть-Кутского района в Иркутской области в 150 километрах вниз по течению р. Лена от города Усть-Кут, в районе п. Верхнемарково. Территория месторождения входит в состав Приленской плоской возвышенности, которая в свою очередь является частью обширного Средне-Сибирского плоскогорья, представляющего собой слабовсхолмленную равнину, глубоко расчлененную современной гидросетью.

При создании Марковского геодинимического полигона (рис. 1.) была реализована площадная схема расположения сети реперов, позволяющая при систематических наблюдениях с достаточной степенью точности определить значения вертикальных и горизонтальных деформаций земной поверхности, а также их скорости. Это, в свою очередь, даст возможность, в случае выявления значительных отклонений от фоновой геодинимической обстановки, оперативно реагировать на происходящие изменения. В таких случаях, предполагается сгустить существующую сеть пунктов, и повысить частоту повторных наблюдений для получения более точной картины происходящих процессов

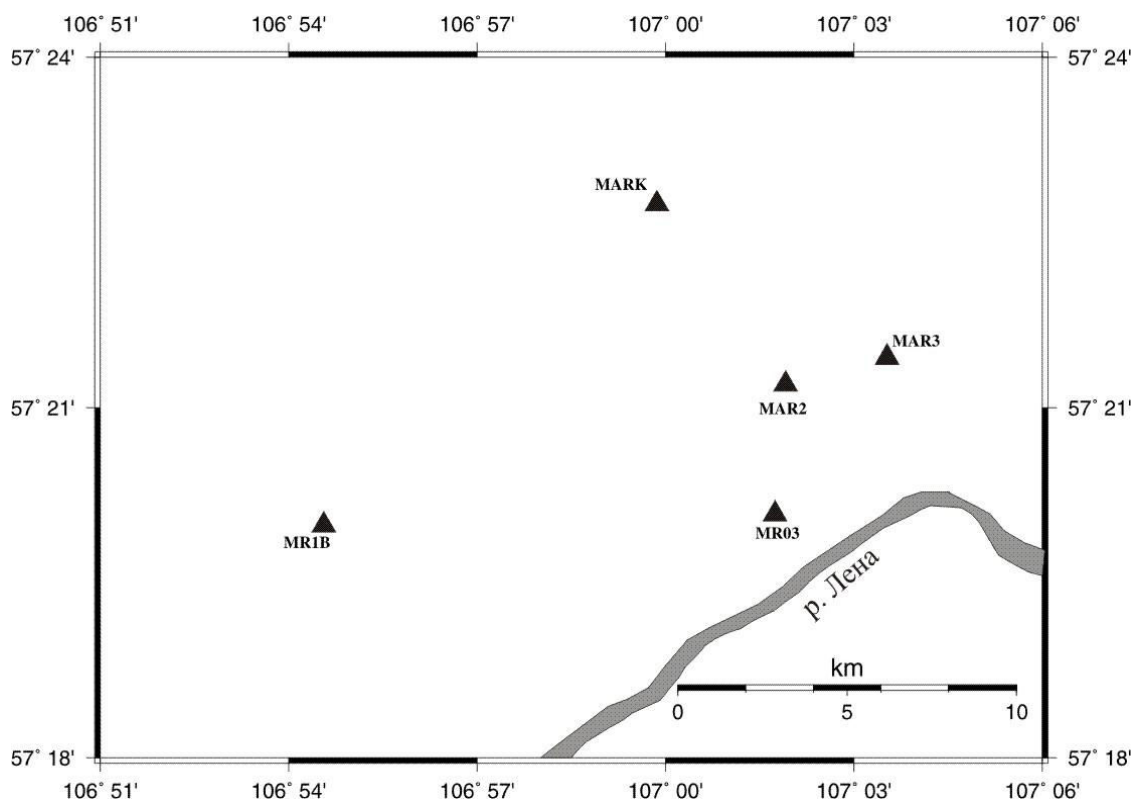


Рис. 1. Схема расположения реперов Марковского геодинимического полигона

На данный момент, сеть состоит из 3 рядовых пунктов, расположенных внутри контура разрабатываемой залежи и 2 реперов, расположенных вне ее контура. Опорный репер MARK установлен в коренных породах.

Ярактинский геодинимический полигон

Ярактинское газоконденсатное месторождение с нефтяной оторочкой находится в 80 км севернее Марковского НГК месторождения, а в административном отношении расположено в северной части Усть-Кутского и южной части Катангского районов Иркутской области. Район Ярактинского месторождения также как и Марковского входит в состав Приленской плоской возвышенности.

При организации Ярактинского геодинимического полигона (рис. 2) частично реализована профильная конфигурация сети геодезических пунктов, на момент заложения (2003 г.), состоящая из 3 рядовых реперов,

расположенных в контурах разрабатываемых залежей и 1 опорного репера, расположенного вне залежи. В условиях сплошной заселенности и при затрудненном транспортном сообщении подобная схема расположения реперов, обеспечила равномерное покрытие пунктами наблюдения подрабатываемой территории.

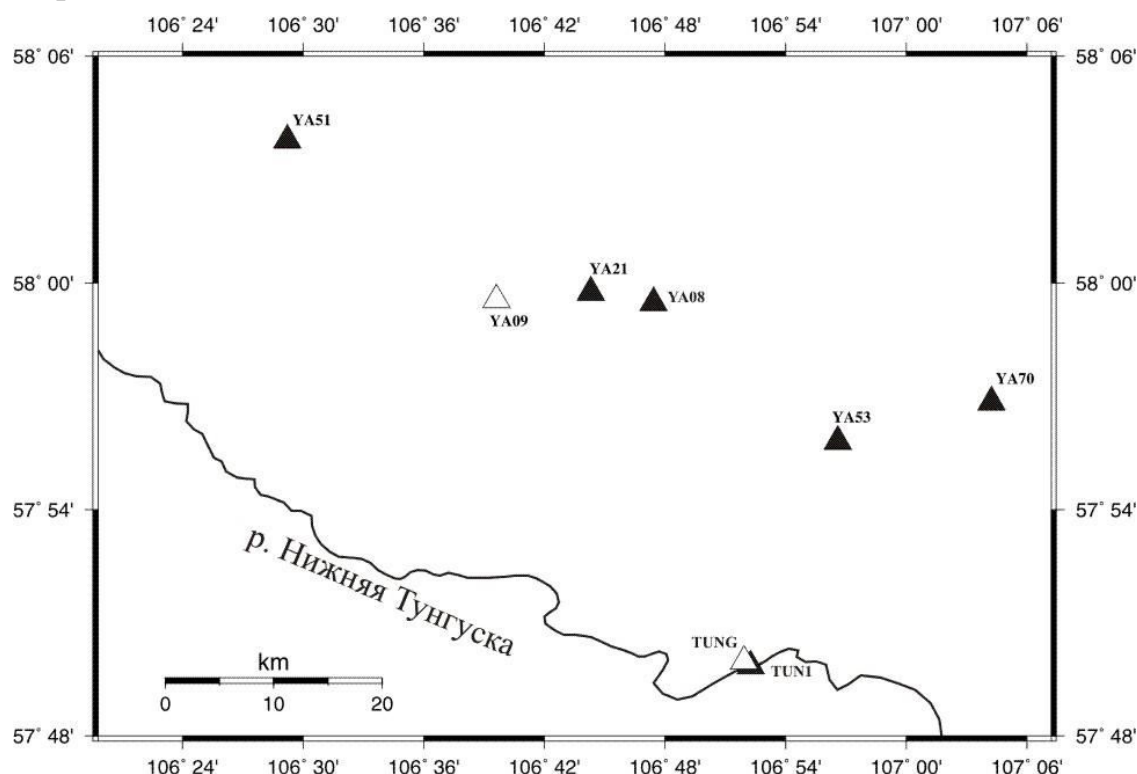


Рис. 2. Схема расположения реперов Ярактинского геодинимического полигона
 $\triangle$ – пункты, утеранные для наблюдения (белые треугольники)

Опорные геодинимические пункты TUN1, TUNG и рядовые репера YA09, YA51, YA53, YA70 оборудовались в дисперсных грунтах, репера YR08, YR21 в коренных породах.

Методика расчетов и наблюдений

Для получения параметров деформации земной поверхности на исследуемых территориях были произведены 3 сессии наблюдений методом спутниковой геодезии в 2003-2005г.г. Измерения проводились дифференциальным методом, т.е. одновременное проведение измерений как минимум с помощью двух GPS приемников. Особенность этого метода наблюдений заключается в том, что в результате обработки данных GPS измерений, базовая линия между двумя наблюдаемыми пунктами и превышение между ними вычисляется с более высокой точностью, чем измерения абсолютных значения координат искоемых точек. Следовательно, для двух разных во времени сессий мы можем оперировать приращениями длин базовых линий (укорочение или удлинение) и разностью превышений (поднятие или опускание) между двумя точками. Это несколько затрудняет и ограничивает возможности расчета площадных деформаций поверхности, по сравнению с

методами, входными параметрами которых являются абсолютные значения координат.

В измерениях 2003 и 2004 гг. использовались два комплекта приемников Ashtech Z-XII, а в 2005 году к ним добавилось еще два комплекта Ashtech Z-Xtreme, что позволило значительно сократить время полевых работ. В табл. 1 приведены пункты сети, на которых были произведены измерения в различные годы.

После первого измерения в 2003 г. – пункт TUNG, а после второго в 2004 г. – пункт YA08 (помечены звездочкой) были утрачены для наблюдений. Во время проведения полевых работ 2005 года на Ярактинском полигоне были установлены новые пункты – это опорный репер TUN1 и рядовой репер YA08.

Конвертирование «сырых» файлов наблюдений в независимый от типа GPS приемников формат обмена данных (RINEX) и последующая их обработка осуществлялась пакетом программ производителя, используемого оборудования – «Ashtech Solutions v. 2.70».

Результаты измерений

Накопленный к настоящему времени фактический материал для геодезических сетей на исследуемых месторождениях, в большинстве своем, пока позволяет говорить о направлениях горизонтальных и вертикальных движений лишь на уровне тенденции. Это, прежде всего, связано с низкими скоростями движений пунктов, которые зачастую покрываются значениями ошибок. Максимальные скорости горизонтальных движений составили $6,5 \pm 1,0$ мм/год, а вертикальные – $14,5 \pm 9,0$ мм/год. При этом ошибки измерений длин базовых линий колебались от 1 до 21 мм, а для измерений превышений ошибки составляли от 2 до 25 мм.

Сопоставление результатов расчетов скоростей вертикальных движений, полученных нами по GPS данным с данными нивелирования (*Карта современных вертикальных движений...*, 1978) показало, что для территории Марковского месторождения направление вертикальных движений имеет обратных по отношению к фоновым знак. Это является обычным явлением для территорий, на которых ведется откачка углеводородного сырья.

В пределах Ярактинского месторождения значения скорости вертикальных движений, полученные разными методами, близки по значению и знаку.

Проведение новых серий измерений позволит увеличить их точность, а также получить данные о динамике деформаций земной поверхности в связи с откачкой углеводородного сырья.

Таблица 1. Пункты GPS наблюдений на Марковском и Ярактинском НГК месторождениях и режим наблюдений по годам

		Года измерений		
4-значный код пункта.	Полное имя пункта	2003	2004	2005
<u>Марковское</u>				
MAR2	Markovo_2	X	X	X
MAR3	Markovo_3	X	X	X
MARK	Base_Mark	X	X	X
MR03	Ustie_200	X	X	X
MR1B	Markovo_1	X	X	X
<u>Ярактинское</u>				
YA09*	Yarakta_09*	X	X	
YA21	Yarakta_21	X	X	X
YA53	Yarakta_53	X	X	X
TUNG*	Tunguska*	X		
YA51	Yarakta_51		X	X
YA70	Yarakta_70		X	X
TUN1	Tunguska_new			X
YA08	Yarakta_08			X

© С.А. Ашурков, А.В. Лухнев, А.И. Мирошниченко, В.А.Саньков, А.Н. Афракков, 2006

УДК 621.37

С.А. Ефимов

ИВМ и МГ СО РАН, Новосибирск

СПОСОБ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЗОНДИРУЮЩИХ СИГНАЛОВ С ЧАСТОТНОЙ МОДУЛЯЦИЕЙ ДЛЯ ПОВЫШЕНИЯ КАЧЕСТВА ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКИХ СЕЙСМОГРАММ

Природные катастрофы, связанные с деформацией земной поверхности, имеют негативные экономические и социальные последствия. В настоящее время геофизики и сейсмологи всего мира ищут новые подходы к исследованию эволюции геологической структуры планеты Земля. При этом все гипотетические модели и виртуальные концепции о строении и эволюции геологических структур могут найти признание научной общественности и практическое применение только после экспериментальной проверки, т. е. после проведения измерений параметров, характеризующих геологическую модель. В этом направлении представляет особый интерес активный метод вибросейсмического зондирования, позволяющий получить «фотографию» земной коры в виде виброграммы. Этот метод основан на применении искусственного источника волн, формирующего функционально определенный зондирующий сигнал. Современные искусственные источники (вибраторы) способны формировать достаточное по энергии сейсмическое поле на

расстоянии более 2 000 км. Априорные знания о параметрах зондирующего сигнала дают исследователю возможность проектирования эффективных оптимальных фильтров для получения качественных виброграмм. Разрешающая способность виброграмм зависит от параметров источника, уровня сейсмического шума и методов обработки. В данной работе представлен нетрадиционный подход обработки сигналов, на базе которого разработан способ преобразования зондирующих сигналов.

Основные аспекты технологии вибросейсмического зондирования земной коры базируются на представлении о земной поверхности в виде динамической модели, основанной на свертке [1]. Модель, основанная на свертке, представлена на рис. 1.

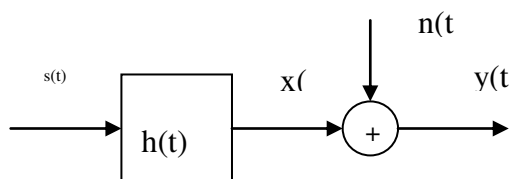


Рис. 1. Модель, основанная на свертке

Элементы модели: волновое воздействие (зондирующий сигнал) $s(t)$, импульсная характеристика среды $h(t)$, реакция среды $x(t)$, помехи $n(t)$, сумматор (+), сейсмограмма $y(t)$

Для этой модели справедливо выражение для сейсмограммы:

$$y(t) = \sum_{i=0}^{\infty} f_i \cdot s_i(t - \tau_i) + n(t), \quad (1)$$

где f_i – амплитудный весовой множитель; $s_i(t)$ – зондирующий сигнал источника; $n(t)$ – аддитивная помеха; τ_i – временная задержка.

В этой модели приняты следующие допущения:

– Сейсмический процесс удовлетворяет классической теории распространения упругих волн в однородной изотропной среде, т.е. форма волны при прохождении через среду не меняется;

– Амплитудные весовые коэффициенты зависят от свойств отражающих слоев, временные задержки определяются глубинами залегания слоев и скоростями распространения упругих волн в них.

При импульсном источнике, формирующим достаточно широкополосный зондирующий сигнал, модель по рис.1 является достаточной для интерпретации получаемых сейсмограмм $y(t)$ при достаточной энергии сигнала по отношению к энергии шума. Однако технология вибросейсмического зондирования использует для формирования виброграмм зондирующий сигнал следующего вида:

$$s(t) = A(t) \cdot \cos\{\omega_0 \cdot t + \psi(t)\}, \quad (2)$$

где $A(t)$ – огибающая зондирующего сигнала; ω_0 – начальная частота зондирующего сигнала; α – скорость изменения частоты зондирующего сигнала; T_0 – время излучения зондирующего сигнала; $\psi(t) = (\alpha/2) \cdot t^2$; $t = 0 \dots T_0$.

В реальных сейсмических экспериментах зондирующий сигнал по формуле (2) имеет достаточно большую длительность (20-60 минут). Сейсмограмма $y(t)$ будет представлять собой в соответствии с выражением (1) сумму отраженных волн, определяемых структурой неоднородностей исследуемого пространства земной поверхности. Поскольку величины

временных задержек τ_n значительно меньше времени излучения зондирующего сигнала T_0 , то в полученной сейсмограмме не выделены признаки времен вступления (временных задержек τ_n) регистрируемых сейсмических волн. Традиционный способ выделения времени вступления связан с использованием корреляционного или согласованного фильтра [Тихонов]. В этом случае модель, основанная на свертке, приобретает функциональный дополнительный элемент – согласованный фильтр. На рис 2. представлена модель, основанная на свертке,

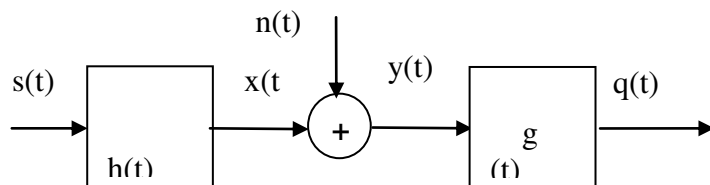


Рис. 2. Модель, основанная на свертке, при вибросейсмических экспериментах:
 $q(t)$ – сигнальная функция (вибрационная сейсмограмма)
 согласованного фильтра $g(t)$

характерная для вибросейсмических экспериментов.

При проведении сейсмических экспериментов с

использованием вибрационных источников основной задачей является идентификация опорных волн и определение их

кинематических и динамических характеристик. Следует отметить, что представление отдельных волн на вибрационных сейсмограммах отличается от взрывных, что связано как с характером излучаемых сигналов этих источников, так и с методом получения самих сейсмограмм. Для получения вибрационной сейсмограммы используется согласованный фильтр, реализующий математическую процедуру свертки зарегистрированного сигнала с излученным сигналом $s(t)$. Сигнальная функция согласованного фильтра является нуль-фазовой, поскольку на месте каждого вступления приходящей волны на сеймотрассе свип-сигнал будет заменен своей автокорреляционной функцией. Для длительных узкополосных свип-сигналов автокорреляционная функция имеет вид:

$$W(t - \tau_i) = \frac{T_0}{2} \cdot \frac{\sin(\frac{\Delta\omega \cdot (t - \tau_i)}{2})}{\frac{\Delta\omega \cdot (t - \tau_i)}{2}} \cdot \cos(\omega_0 \cdot (t - \tau_i)), \quad (3)$$

где T_0 – длительность свип-сигнала; $\Delta\omega$ – девиация частоты; ω_0 – начальная частота свип-сигнала; $\Delta\omega = \alpha \cdot T_0$.

Таким образом, вибрационная сейсмограмма представляет собой сумму автокорреляционных функций излученного сигнала вибратора, с амплитудами и временными сдвигами, соответствующими приходящим волнам:

$$ys(t) = \sum_i a_i \cdot W(t - \tau_i) + n(t), \quad (4)$$

где $ys(t)$ – вибрационная сейсмограмма; a_i – амплитуды приходящих волн; τ_i – времена прихода; $n(t)$ – микросейсмический и измерительный шум.

Известно, что нуль-фазовые сигналы, в отличие от минимально-фазовых, не обладают свойством причинности. Поэтому в случае использования свип-сигналов временная привязка приходящих волн на вибрационных сейсмограммах соответствует максимумам отдельных автокорреляционных функций. Функция (3) является симметричной относительно времени вступления τ_i , а ширина главного лепестка этой функции, характеризующая протяженность данного сигнала по задержке, зависит от девиации частоты $\Delta\omega$ и будет равна $2 \cdot \pi / \alpha \cdot T_0$. Следовательно, согласованный фильтр позволяет сжать зондирующий сигнал: длинный (по времени t) зондирующий сигнал преобразуется в узкий (по задержке τ) выходной сигнал. Степень сжатия зондирующего сигнала определяется величиной $\Delta\omega \cdot T_0 / 2 \cdot \pi$. Эта величина определяет предельное разрешение по времени на вибрационной сейсмограмме. Поясним вышесказанное на примере моделирования вибросейсмического эксперимента, с использованием программы MathCAD. Для иллюстрации примера достаточно рассмотреть случай вступления двух волн. Определим параметры модели. Зондирующий сигнал, соответствующий выражению (2), имеет следующие параметры: $\omega_0 = 0$, $\Delta\omega / 2 \cdot \pi = 5$ Гц, $T_0 = 3$ с. Для волны первого вступления $\tau_1 = 4$ с. Для волны второго вступления $\tau_2 = 4,1$ с. На выходе согласованного фильтра $g(t)$ рис. 2 формируется сигнальная функция $q(t)$, представленная на рис. 3. Анализируя вид этой сигнальной

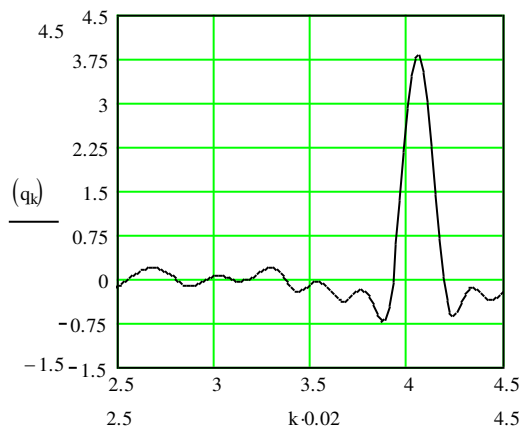


Рис. 3. График сигнальной функции $q(t)$ для двух волн при девиации частоты 5 Гц

функции, можно сделать вывод, что приходящие волны сливаются в один импульс и в этом случае можно достоверно определить только интервал (длительность импульса) прихода обеих волн. Изменим параметры зондирующего сигнала: $\omega_0 = 0$, $\Delta\omega / 2 \cdot \pi = 7$ Гц. Времена вступлений остаются прежними: для волны первого вступления $\tau_1 = 4$ с., для волны второго вступления $\tau_2 = 4,1$ с. Теперь на выходе согласованного фильтра $g(t)$ рис. 2 формируется сигнальная функция, представленная на рис. 4. Анализируя вид этой

сигнальной функции, можно сделать вывод, что приходящие волны так же сливаются в один импульс. Однако на вершине импульса появились предпосылки для разделения двух волн. Поскольку они очень малы, то и в этом случае можно достоверно определить только интервал прихода обеих волн.

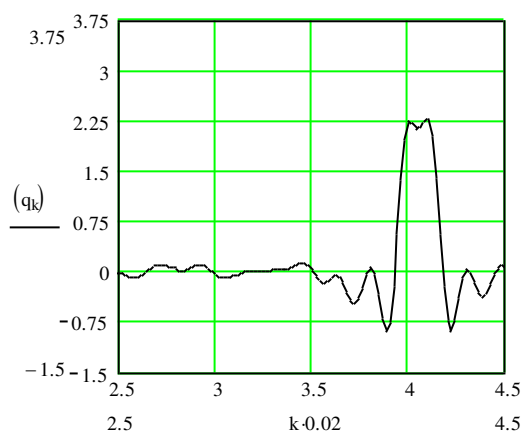


Рис. 4. График сигнальной функции $q(t)$ для двух волн при девиации частоты 7 Гц

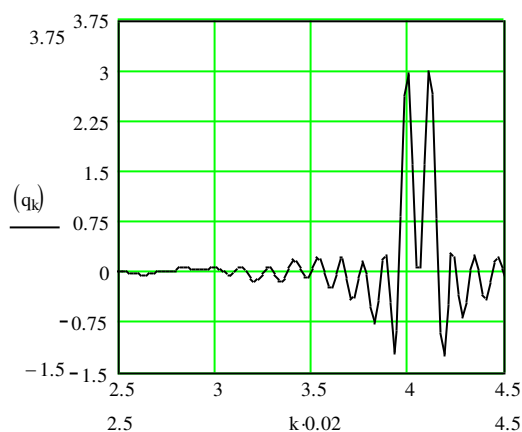


Рис. 5. График сигнальной функции $q(t)$ для двух волн при девиации частоты 10 Гц

Продолжим вариацию параметра зондирующего сигнала: $\omega_0 = 0$, $\Delta\omega/2 \cdot \pi = 10$ Гц. Времена вступлений остаются прежними: для волны первого вступления $\tau_1 = 4$ с, для волны второго вступления $\tau_2 = 4,1$ с. Теперь на выходе согласованного фильтра $g(t)$ рис. 2 формируется сигнальная функция, представленная на рис. 5. Анализируя вид этой сигнальной функции, можно сделать вывод о том, что приход волн идентифицируется двумя импульсами. Максимальное значение амплитуды импульсов соответствуют временам вступлений: для волны первого вступления $\tau_1 = 4$ с, для волны второго вступления $\tau_2 = 4,1$ с. В этом случае можно сделать вывод, что приход обеих волн интерпретируется достаточно объективно и параметры зондирующего сигнала удовлетворяют поставленной цели экспериментатора.

Для достижения результатов, представленных на рис. 5, в рамках традиционной технологии необходим виброисточник с полосой частот 10 Гц. Однако в реальных условиях исследователь не имеет возможности

манипулировать величиной девиации частоты виброисточника в таком диапазоне, так как для виброисточников большой мощности величина максимальной девиации частоты составляет диапазон 5-8 Гц. Это обстоятельство не удовлетворяет исследователей, так как оно является существенным ограничением для достижения высокой разрешающей способности получаемых виброграмм. Но существует и другой путь решения поставленной задачи: использовать нетрадиционный подход обработки данных с использованием фильтрующих свойств квантования по времени. Этот подход позволяет достичь такого же эффекта, что и применение источника с широкой полосой частот.

Предлагаемый способ преобразования узкополосных зондирующих сигналов основан на фильтрующем свойстве функции квантования по времени. Операция квантования по времени $FFVT(t)$, как функция преобразования зондирующего сигнала, описывается выражением:

$$FFVT(t) = e^{j\varphi(t)}, \quad (5)$$

где $\varphi(t)$ – базовая фазовая функция для формирования частоты дискретизации.

Для исследуемого аналитического сигнала конформное преобразование с использованием функции (1) дает следующее выражение:

$$FS(t) = \dot{S}(t) \cdot FFVT(t) = A(t) \cdot e^{j \cdot \psi(t)} \cdot e^{j \cdot \varphi(t)} = A(t) \cdot e^{j \cdot \theta(t)}, \quad (6)$$

$A(t)$ – огибающая исследуемого сигнала; $\psi(t)$ – фазовая характеристика исследуемого сигнала; $\theta(t) = (\psi(t) + \varphi(t))$ – фазовая характеристика исследуемого сигнала после преобразования (синтезируемая).

Фазовая характеристика $\varphi(t)$, определяющая одну из компонент частоты квантования по времени, определяется выражением:

$$\varphi(t) = (\theta(t) - \psi(t)), \quad (7)$$

Формула, описывающая частоту квантования по времени, содержит постоянную f^0 и переменную составляющую f^v :

$$f^d(t) = f^v + f^0 = \frac{1}{2 \cdot \pi} \cdot \frac{d\varphi(t)}{dt} + f^0, \quad (8)$$

где, f^0 – опорная частота квантования времени (постоянная составляющая).

Условием отсутствия влияния зеркальных каналов на погрешность преобразования исследуемого сигнала является:

$$f^d(t) \geq 2 \cdot f_s, \quad (9)$$

где f_s – граничная частота спектра исследуемого сигнала до преобразования.

Условие (9) определяет величину f^0 :

$$f^0 \geq 2 \cdot f_s + \max \left\{ \left| \frac{1}{2 \cdot \pi} \cdot \frac{d\varphi(t)}{dt} \right| \right\} = 2 \cdot f_s + f_s = 3 \cdot f_s, \quad (10)$$

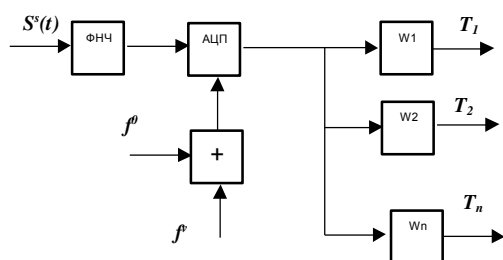


Рис. 6. Функциональная схема преобразователя для определения времени вступления узкополосного зондирующего

Эта процедура, по существу, реализует фазовый фильтр с динамическими параметрами. Базовым выражением для синтеза фазового фильтра является формула (7) и (9).

В дальнейшем на основе вышеизложенного подхода представлен пример синтеза преобразователя, предназначенного для вычисления времени вступления узкополосного зондирующего сигнала при вибросейсмическом просвечивании

земли. На рис. 6 представлена функциональная схема оптимального фильтра. Она содержит фильтр антиналожения ФНЧ с максимальной частотой пропускания f_s , аналого-цифровой преобразователь АЦП, сумматор частот f^0 и f^v , группу согласованных фильтров $W_1 \dots W_n$.

Входной сигнал фильтра представляет собой суперпозицию сигналов $s(t)w(t/T_0)$, распределенных во времени:

$$s^S(t) = \sum_{i=1}^n s_i(t - \tau_i) \cdot w\left(\frac{t - \tau_i}{T_0}\right) = \sum_{i=1}^n w\left(\frac{t - \tau_i}{T_0}\right) \cdot A_i(t - \tau_i) \cdot e^{j \cdot \psi_i(t - \tau_i)}, \quad (11)$$

где τ_i – время вступления сейсмической волны; T_0 – период времени, равный времени излучения зондирующего сигнала; $w(t/T)$ – функция окна.

В экспериментах вибросейсмического зондирования земной коры применяются сигналы с линейной частотной модуляцией, так называемые свипсигналы. Фазовая характеристика такого сигнала равна:

$$\psi(t) = \omega_0 \cdot t + \frac{\alpha}{2} \cdot t^2, \quad (12)$$

где ω_0 – круговая частота зондирующего сигнала; α – коэффициент, определяющий скорость изменения частоты сигнала во времени.

Функция квантования по времени $FFVT(t)$, определяющая фильтрующее свойство, описывается выражением (5). Частота квантования по времени блока АЦП формируется в блоке суммирования частот. При этом опорная частота f_0 определяется выражением (10), а переменная составляющая $f^v(t)$ равна:

$$f^v(t) = \frac{1}{2 \cdot \pi} \cdot \frac{d\varphi(t)}{dt}, \quad (13)$$

Определим функцию $\varphi(t)$. Для расширения полосы частотного спектра зондирующего сигнала функцию $\varphi(t)$ определим следующим образом:

$$\varphi(t) = \frac{\beta \cdot t^2}{2}, \quad (14)$$

где β – коэффициент, определяющий скорость изменения частоты сигнала во времени.

Очевидно, что для формирования условий, когда можно пренебречь влиянием зеркальных каналов на точность преобразования, необходимо выполнить условие:

$$\beta \cdot T_1 \leq \pi \cdot f_s, \quad (15)$$

где T_1 – период времени, включающий в себя время излучения и максимальное время распространения зондирующего сигнала в исследуемом участке земной коры, время анализа; f_s – граничная частота спектра исследуемого сигнала до преобразования.

Для упрощения дальнейших математических выражений определим функцию $A(t)$ в выражении (11) равной единице. Это определение не накладывает ограничений на дальнейшее описание оптимального фильтра. При этом мы получим зондирующий сигнал в виде прямоугольного импульса длительностью T_0 , заполненного свипсигналом с частотой $(\omega_0 + \alpha \cdot t)$. Учитывая выражения (6) и (11) определим частоту квантования по времени на входе АЦП. Она будет равна:

$$f^d(t) = \frac{1}{2 \cdot \pi} \cdot \frac{d(\beta \cdot t^2)}{dt} + 3 \cdot f_s = \frac{\beta \cdot t}{\pi} + 3 \cdot f_s, \quad (16)$$

При таких параметрах частоты квантования по времени на выходе АЦП будет формироваться сигнал:

$$s^*(t) = s^S(t) \cdot FFVT(t), \quad (17)$$

Функция $FFVT(t)$ воздействует на сигнал $s^S(t)$ таким образом, что каждый зондирующий сигнал, приходящий в точку приема с задержкой τ_i , приобретает фазовую характеристику $\theta(t)$ равную:

$$\theta(t, \tau_i) = (\psi(t) + \varphi(t + \tau_i)) = (\omega_0 + \beta \cdot \tau_i) \cdot t + \frac{(\alpha + \beta) \cdot t^2}{2} + \frac{\beta \cdot \tau_i^2}{2},$$

Это выражение является основной формулой для дальнейшего формирования передаточной W_i или импульсной характеристики $h(t, \tau_i)$ согласованных фильтров $W_1 \dots W_n$. Импульсная характеристика согласованных фильтров будет равна:

$$h(t, i) = e^{j \cdot \theta(\tau - t, \tau_i)} = e^{j \cdot \left\{ (\omega_0 + \beta \cdot \tau_i) \cdot (\tau_i - t) + \frac{(\alpha + \beta) \cdot (\tau_i - t)^2}{2} + \frac{\beta \cdot \tau_i^2}{2} \right\}},$$

Передаточные характеристики согласованных фильтров будут равны:

$$W_i = L^* \left\{ e^{j \cdot \theta(t, \tau_i)} \right\} \quad (18)$$

где $L^* \{ \}$ – комплексно сопряженная функция преобразования Лапласа.

Таким образом, все элементы функциональной схемы преобразователя для определения времени вступления узкополосного зондирующего сигнала определены. Реакцию вышеописанного фильтра на появление отклика зондирующего сигнала можно интерпретировать следующим образом. При появлении отклика зондирующего сигнала с задержкой τ_1 формируется сигнальная функция на выходе согласованного фильтра W_1 , максимум амплитуды которой соответствует значению τ_1 . При появлении отклика зондирующего сигнала с задержкой τ_i соответствующий сигнал появляется на выходе фильтра W_i . При этом длительность главного лепестка огибающей импульса, соответствующего времени задержки τ_i , будет равна:

$$t_{og} = \frac{2 \cdot \pi}{(\alpha + \beta) \cdot T_0}; \quad (19)$$

где T_0 – время излучения источником зондирующего сигнала.

Достоинства и положительные результаты описанного метода синтеза фильтра определяются выражением (19). Основным результатом данного метода фильтрации является возможность «виртуального» расширения частотного диапазона зондирующего сигнала. Следовательно, использование предлагаемого метода фильтрации позволяет повысить разрешающую способность виброграмм. Количественная оценка эффективности

применяемого метода фильтрации определяется параметром β . Не смотря на ограничения величины этого параметра в соответствии с формулой (15), исследователь имеет возможность манипуляции до максимального значения параметра:

$$\beta_{\max} = \pi \cdot f_s / T_1; \quad (23)$$

Если условия эксперимента требуют дальнейшего улучшения разрешения виброграмм, эффекта можно добиться улучшением характеристик измерительной аппаратуры: повысить базовую частоту квантования по времени.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Сильвия М.Т., Робинсон Э.А. Обратная фильтрация геофизических временных рядов при разведке на нефть и газ. – Пер. с англ. М.: Недра, 1983. – 447 с. Пер. изд.: Нидерланды, 1079.
2. Ефимов С.А. «Синтез оптимальных фильтров геофизических систем с использованием управляемого периода квантования по времени», Материалы международной конференции «Сопряженные задачи механики, информатики и экологии», – Томск, Изд-во Том. ун-та. 2002. – 262 с.
3. Efimov S.A. «Modern methods of processing the numerical signals and architectural perspective information system particularities in the geophysics», Material the 6 Russian-Korean International Symposium on Science and Technology “KORUS-2002”, 2002 At the Novosibirsk State Technical University Russia.

© С.А. Ефимов, 2006

**ИЗУЧЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ
СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ГЕОСРЕДЫ В УРАЛЬСКОЙ
СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЕ СГ-4**

Исследование сейсмоакустической эмиссии (САЭ) пород в Уральской сверхглубокой скважине были начаты в 1986 г. и направлены на решение задач, поставленных в рамках научного бурения на Среднем Урале [1]. Трехкомпонентные измерения САЭ в Уральской СГ-4 использовались для изучения геодинамического состояния пород по разрезу скважины, выделения и классификации динамически активных зон, оценки связи локальных аномалий САЭ с интервалами тектонически нарушенных пород, исследования изменений свойств геосреды во времени по степени взаимодействия с известными деформационными процессами, происходящими в земной коре.

При организации измерений временных вариаций САЭ определенную трудность представляет выбор на глубине точки установки скважинного прибора. Это связано с тем, что акустический отклик пород на воздействие различных деформационных процессов зависит от многих факторов, в том числе от физико-механических свойств и степени тектонической нарушенности исследуемой среды. Применение методики, когда перемещения скважинного прибора в пределах исследуемого интервала пород осуществляется вниз и вверх от базовой глубины и напоминает движение челнока, позволило получить информацию о характере САЭ и ее изменении со временем для разнесенных по глубине разных слоев пород. В 1994 г. челночные измерения САЭ проводились 3 раза в сутки с 10 по 21 июня на временных интервалах 0-1, 8-9 и 16-17 часов. В течение часа измерения выполнялись в 20 точках в интервале глубин от 4452 до 4675 м. В остальное время на базовой глубине 4655 м велись режимные наблюдения САЭ с автоматическим опросом датчиков каждый час.

На рис. 1 приведены кривые временных изменений амплитудного уровня САЭ через каждые 8 часов (горизонтальная компонента) на разных глубинах. Различие форм кривых и их амплитудных уровней указывает на то, что сейсмоакустический отклик пород на разных глубинах различен. В районе дайки и крутопадающей тектонической зоны, где поперечное сечение ствола скважины составляет 40 x 57 см (глубины 4465, 4469 и 4480 м) с 10 по 18 июля амплитудный уровень минимальный и почти не изменяется по величине. В кровле андезито-базальтов (4660, 4675 м) уровень САЭ существенно выше и характер его аномальных отклонений другой, чем на глубине, например, 4469 м.

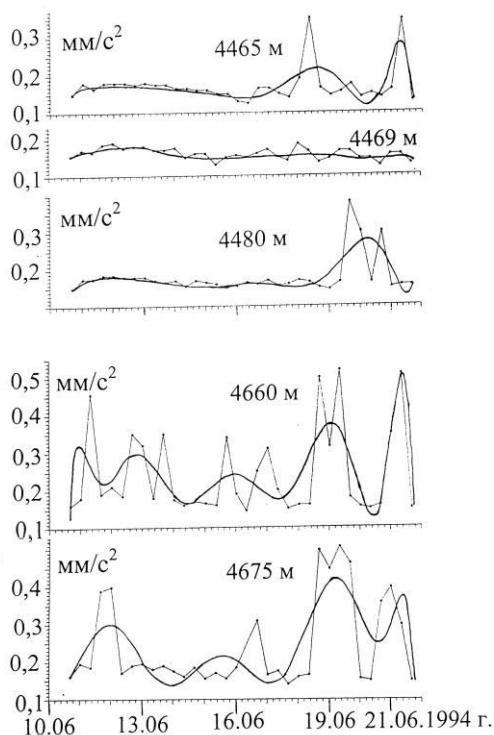


Рис. 1. Временные изменения через 8 часов амплитудного уровня САЭ (горизонтальная компонента) на разных глубинах

время начала измерений САЭ. Хотя и существует тенденция уменьшения разброса значений параметра X/Y в период квадратурного прилива (15-17.06.94 г.), все же доминирует хаотичность появления или исчезновения его аномальных отклонений. Данная картина показывает особенности изменений напряженного состояния среды как в пространстве (по глубине), так и во времени.

Пространственно-временные изменения амплитуд САЭ в разных диапазонах частот приведены на рис. 2. Как видно, наиболее интенсивные процессы САЭ происходят на частотах 1 и 2 кГц, отражающих размеры дефектов и их количество в объеме излучающей среды. Источников САЭ на частотах 3 и 4 кГц существенно меньше как по количеству, так и интенсивности излучения акустических сигналов.

Отношение сигналов с двух горизонтальных датчиков одинаковой чувствительности в изотропной среде должно быть равно единице. В реальных анизотропных геосредах величина этого отношения может отличаться от единицы.

На рис. 3 приведены диаграммы параметра X/Y в разные фазы лунно-солнечного прилива при челночных измерениях САЭ. Стрелками на теоретических кривых приливных приращений силы тяжести δg показано

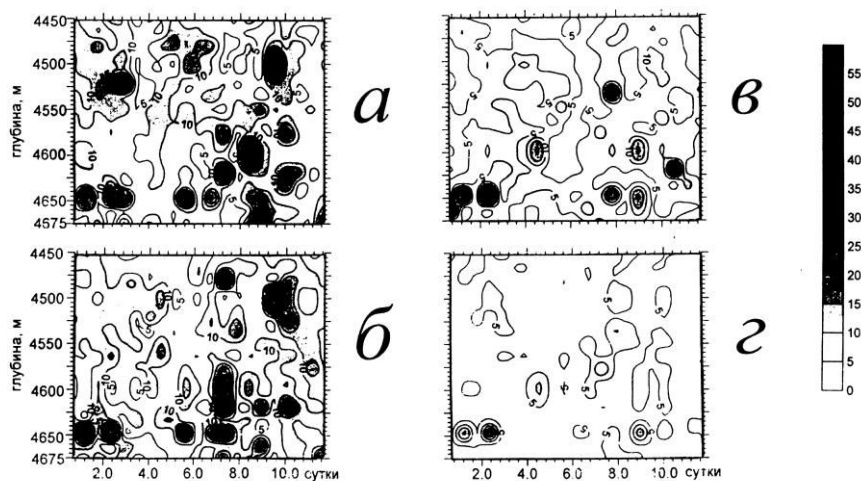


Рис. 2. Пространственно-временные изменения амплитуд САЭ на разных частотах: а – 1 кГц, б – 2 кГц, в – 3 кГц, г – 4 кГц

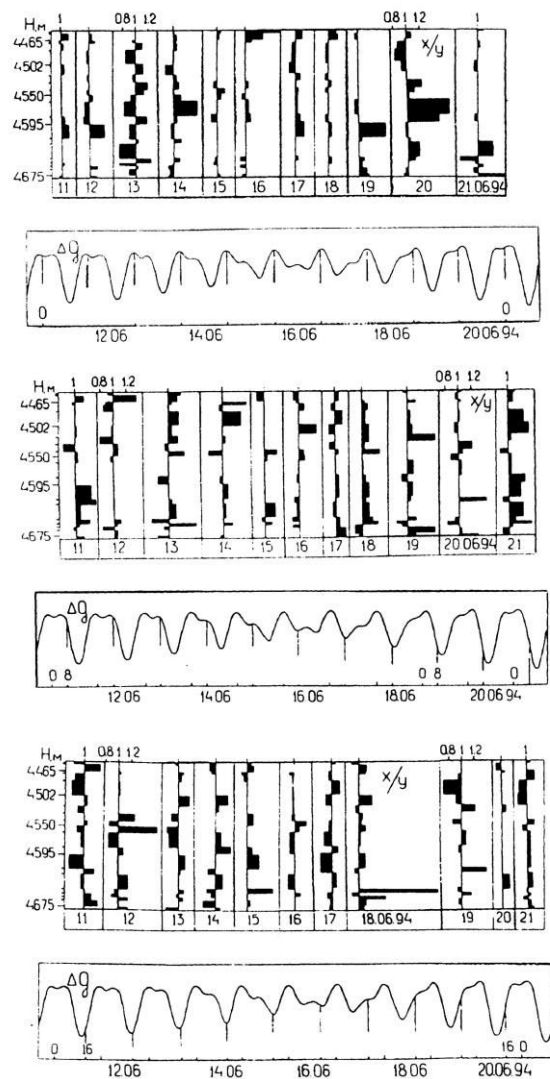


Рис. 3. Диаграммы параметра X/Y в разные фазы лунно-солнечного прилива при челночных измерениях в интервале глубин 4452-4675 м, δg – теоретическая кривая приливных приращений силы тяжести

В 1997 г. челночные измерения САЭ проводились с 18 июня по 18 июля в интервале глубин 4650-4900 м. Два раза в сутки (с 10 до 11 ч и с 22 до 23 ч) наблюдения САЭ осуществлялись в 25 точках исследуемого интервала. Характер изменения САЭ в диапазоне частот 0.1-0.5 кГц (горизонтальная компонента) представлены на рис. 4. Черным цветом залиты аномалии САЭ, превышающие величину 2 мм/с^2 .

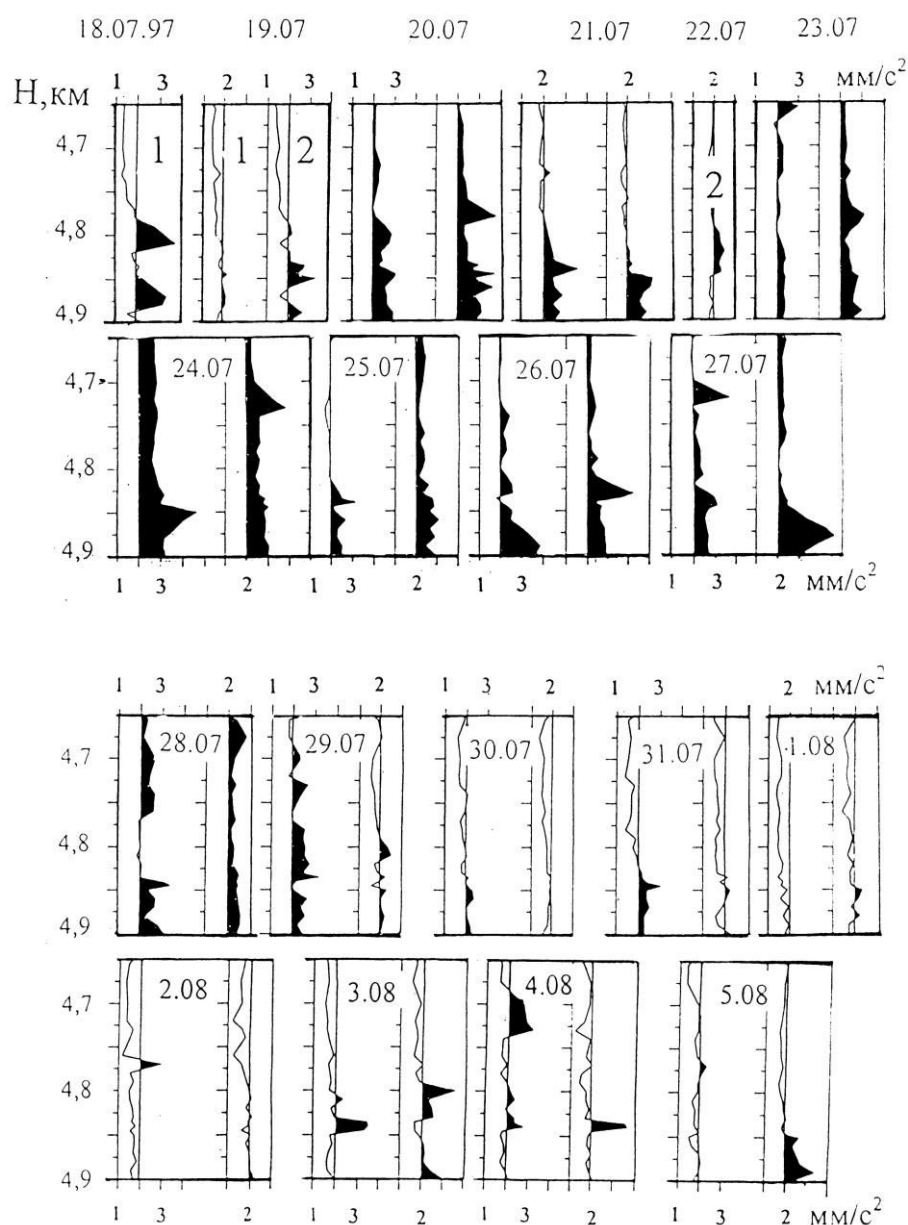


Рис. 4. Результаты челночных измерений САЭ через 12 часов с 18.07 по 18.08.97 г.

1 – диаграмма распределения САЭ с 10 до 11 ч. местн. вр.

2 – то же, с 22 до 23 ч. местн. вр.

Из рисунка видно как меняется амплитудный уровень вертикального распределения САЭ каждые 12 часов. Наблюдаются случаи, когда через 12 часов формы кривых и амплитудный уровень САЭ почти не изменились или исчезли аномалии и появились на других глубинах новые. Такой характер пространственно-временных изменений САЭ указывает, прежде всего, на сложность протекающих в земной коре деформационных процессов.

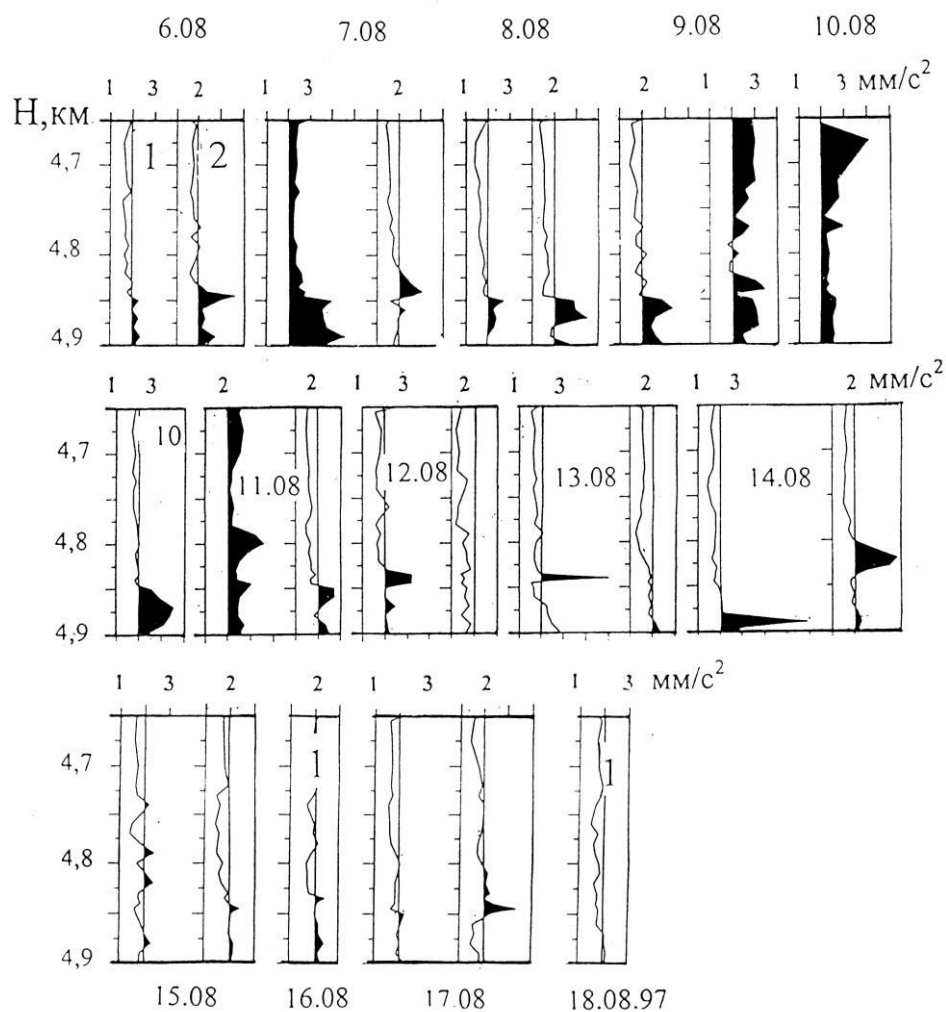


Рис. 4. (продолжение)

Изучение природы пространственно-временных изменений параметров САЭ в условиях высоких давлений и температур представляется актуальной и перспективной задачей в исследовании динамики верхней части земной коры.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ – грант 05-05-65177.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Башта К.Г., Горбачев В.И. Задачи и целесообразная глубина бурения СГ-4 // Уральская сверхглубокая скважина (интервал 0-4008 м). Геология, геофизика, технология: Сб. научн. трудов. Ярославль. ГНПП «Недра». 1992. – С. 17-22.

© А.К. Троянов, Ю.Г. Астраханцев, Н.И. Начапкин, Г.В. Иголкина, 2006

АНАЛИЗ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ И ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПРИРОДНЫХ СИСТЕМАХ (НА ПРИМЕРЕ ЧЕРНОГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ХМАО ТЮМЕНСКОЙ ОБЛАСТИ)

С позиций современной геодинамики проводится исследование природной системы – Черногорской группы поднятий, в которой сформировано сложное по геологическому строению, многопластовое месторождение. Рассматривается основной добывающий горизонт АВ1(3). Проведен анализ направлений горизонтальных напряжений, ориентировки осей складок, динамически напряженных зон, тектонической блочности, вероятной миграции углеводородов. Наряду с традиционными геодинамическими методами исследования использовались данные компонентного анализа нефти Черногорского месторождения. Рекомендовано вносить углеводородные исследования в программу геодинамических полигонов, т.к. вариации углеводородных показателей отражают современную геодинамическую активность нефтегазоносных площадей.

Черногорская группа поднятий расположена в Вартовском нефтегазоносном районе, в северной части Самотлорского месторождения, в пределах одноименного геодинамического полигона (в 40 км севернее г. Нижневартовска).

Рассмотрим Черногорскую группу поднятий (ЧГП) как локальную природную систему [1, 2]. Для этого сделаем обзор тектоно-геодинамической обстановки на основании двух схематических карт, построенных авторами [5]. На схематической карте «Фрагмент скелетной схемы рельефа доюрского основания с элементами тектоники и геодинамики Среднего Приобья», масштаба 1 : 1 000 000 выделяются тектонические мегаблоковые структуры: Балыкский блок, Сургутский мегаблок, Ватьёганский мегаблок, Асомкинский блок, Путлунский блок, Локосовско-Кетовский мегаблок, Вартовский мегаблок. Здесь же показано развитие Уренгойско-Колтогорского грабен-рифта и примыкающего к нему с западной стороны Аганского грабен-рифта северо-восточного заложения. В пределах рифтов показаны направления напряжений и векторы расширения рифтовых зон, а также полюс разворота мегаблоков. В пределах мегаблоков и на их границах показаны разломы, пликативные структуры, длинные оси складок, выделенные при анализе структур. Границами мегаблоков, предположительно, являются крупные флексурно-разрывные нарушения. Анализируя модель строения верхней части доюрского основания по линии профиля «Б – Б» следует отметить, что Уренгойско-Колтогорский и Аганский грабен-рифты, выполняя работу расширения в юго-западном и юго-восточном направлениях, привели во взаимодействие Вартовский, Локосовско-Кетовский и Путлунский мегаблоки. В результате горизонтального смещения мегаблоков образовалась ступенчатая система меганадвигов. Юго-западные

борта мегаблоков оказались «вздернутыми» или поднятыми, а северо-восточные борта – «притопленными» или опущенными. С другой стороны, горизонтальные движения юго-восточного направления, инициируемые работой расширения Аганского грабен-рифта, привели к смещению относительно друг друга Путлунского, Локозовско-Кетовского и Вартовского мегаблоков. Вследствие горизонтальных давлений и смятия с северо-востока на юго-запад структуры, находящиеся внутри Вартовского мегаблока, приобрели субмеридиональное направление осей складок. Рифтогенные образования относятся к триасовому периоду. Активность этих расширительных процессов имеет проявление и сегодня. Все мегаблоки характеризуются прямоугольной формой, приблизительно одинаковой длиной и шириной, а также северо-западной ориентировкой.

В основу «Структурно-тектонической схемы Среднего Приобья по отражающему горизонту Б», масштаба 1 : 200 000 легли материалы обобщения сейсмических работ Главтюменьгеологии (В.А. Галунский, 1990г.) и материалы дистанционных геолого-геофизических исследований (аэрокосмогеологических, гравиметрических, магнитометрических, данные бурения и т.д.). На схеме выделены Обской палеоокеан, представленный тремя системами грабен-рифтов (Уренгойско-Колтогорским, Западно-Тагринским, Западно-Варьеганским); мегаблоки; градиентные зоны, предположительно связанные с флексурно-разрывными нарушениями; направления горизонтальных смещений; островодужные системы; мегатерассы; мегавалы; отдельные структуры; оси антиклинальных и синклинальных складок и т. д.

Тектонической особенностью палеоокеана является формирование крупных мегавалов субмеридиональной ориентировки (Ай-Тульский, Варьеганский, Вынгапурский). Первые два имеют кинжально складчатую форму, тогда как третий – вытянутую изометричную. Такое строение они приобретают вследствие горизонтального давления со стороны Уренгойско-Колтогорского грабен-рифта, как основного геодинамического элемента Обского палеоокеана. С увеличением расстояния на запад от Уренгойско-Колтогорского грабен-рифта горизонтальное давление ослабевает, уменьшается смятие структур различного порядка.

По современным представлениям основными очагами генерации углеводородов (УВ) являются переуглубленные сегменты грабен-рифтовых систем. Далее УВ по субвертикальным транзитным разломным системам мигрируют в выше сформированные ловушки в пределах структур [5].

Черногорская группа локальных поднятий (северная часть Самотлора) находится в северо-восточной части Вартовского мегаблока, почти на его границе. Действие Западно-Варьеганского грабен-рифта влияет на формирование структур крупного и мелкого порядков в северной части мегаблока. Действие Западно-Тагринского грабен-рифта оказывает влияние на формирование структур в центральной части мегаблока. Уренгойско-Колтогорский грабен-рифт оказывает влияние на формирование структур в южной части мегаблока. Так как давление происходит с восток-северо-востока, все складки (длинные оси складок) крупных структур в пределах Вартовского

мегаблока имеют северо-западную ориентировку, как и сам Вартовский мегаблок.

Вследствие этих горизонтальных движений на крупных структурах отмечаются места смятий, раздробленностей, многоосье. Горизонтальные движения крупных тектонических элементов оказывают несомненное влияние на внутреннюю раздробленность тектонических блоков более мелких порядков. В настоящее время (по данным геодинамического полигона на Самотлорском месторождении), особенно в его северной части, зафиксированы современные процессы горизонтальных сдвижений, направленных в субмеридиональном направлении. Время начало этих процессов точно не установлено, но на качественном уровне можно сказать, что они начали проявляться в меловое время. В связи с этим ряд структур был подвергнут структурной перестройке, в результате которой произошла смена ориентировок осей складок с субмеридиональных на субширотные. Структурный анализ и анализ осей складок показывает наличие смещений мелких тектонических блоков.

Следует отметить, что ЧГП находится в сложной структурно-тектонической обстановке, в зоне разрывов, сжатий и горизонтально-сдвиговых деформаций, что, вероятно, имело влияние не только на формирование структур, но и на процессы нефтегазонакопления.

Разведка, разработка и эксплуатация крупных месторождений нефти и газа в районах сложной геологической обстановки потребовали нетрадиционного подхода к решению не только проблем безопасности эксплуатации (слом колонн, разрыв продуктопроводов, нарушение фундаментов крупных сооружений и т.д.), но и к решению проблем разработки (новые технологические схемы, системы поддержания пластового давления, пересчет запасов и т.д.) и задач выявления новых нефтегазоперспективных площадей. Механизм формирования сложнопостроенных залежей напрямую зависит от геодинамических и тектонических процессов формирования осадочного чехла.

Для этой цели, на основе геологических, геохимических, геофизических и разномасштабных аэрокосмогеологических материалов и данных разведочного и эксплуатационного бурения, была разработана модель разломно-блочного строения осадочного чехла ЧГП. Выделенные динамически-напряженные зоны (ДНЗ) связаны с системами разломов, которые проявляются в аномальных и краевых эффектах геофизических и геохимических полей. Данная физико-химическая закономерность является предпосылкой для выявления активных тектонических нарушений, границ тектонических блоков, зон устойчивого и подвижного динамически-напряженного состояния чехольных и фундаментных геологических образований [4].

Для анализа геодинамической обстановки рассмотрим основной разрабатываемый пласт АВ1(3) Черногорского месторождения. В результате структурного дешифрирования аэрокосмоматериалов, анализа данных сейсмических работ и данных бурения, гравитационных и магнитных полей была построена структурно-тектоническая карта по кровле пласта АВ1 с элементами геодинамики, представляющая разломно-блочную модель строения данного пласта.

Выделено 4 системы разломов и дизъюнктивных нарушений, среди которых выделяются региональные (структуро-формирующие) и локальные (перестраивающие структурный план).

В целом, на территории исследования выявлено 65 мелких тектонических блоков, 19 региональных структурообразующих разломов и 4 локальных структуро-переформирующих дизъюнктивных нарушений. Отмечено 4 региональных разлома, вдоль которых выявлены горизонтальные сдвиги тектонических блоков. В местах пересечения разломов, отмечается усиление трещиноватости.

По материалам аэрокосмогеологических, структурно-геологических (бурение), гравиметрических и магнитных исследований в пределах ЧГП было выделено четыре тектонические зоны («А», «В», «С», «D»).

В тектонической зоне «А» локальные поднятия выстраиваются в параллельные цепочки северо-восточного направления. Длинные оси складок и места максимальных эффективных нефтенасыщенных толщин пласта также имеют северо-восточную направленность.

Тектоническая зона «В» находится на восточном борту Вартовского мегаблока, длинные оси складок локальных поднятий сохраняют здесь северо-западную ориентировку. Локальные поднятия образуют цепочки северо-западного направления. В то же время, места максимальных эффективных нефтенасыщенных толщин пласта имеют как северо-западную, так и северо-восточную ориентировку.

Тектоническая зона «С» в структурном плане по кровле пласта АВ1 представляет собой вытянутую линейную депрессионную зону, состоящую из мелких изометрических депрессий и порогов. Депрессионная зона имеет постоянный наклон поверхности с юго-запада на северо-восток с перепадом в 30 м на расстоянии 7 км. Данная зона хорошо картируется в гравитационном и магнитном полях. Депрессионная зона характеризуется минимальными значениями эффективной нефтенасыщенной толщины пласта. Тектоническая зона «С» является буферной между тектоническими зонами «А», «В» и «D».

В тектонической зоне «D» ориентировка длинных осей складок имеет субширотное направление в восточной части и субмеридиональное в западной. Показания Самотлорского геодинамического полигона о том, что в северной части Самотлора происходит современное сдвижение масс в субмеридиональном направлении, подтверждается сменой направлений длинных осей складок в данной тектонической зоне.

Для полного понимания современных геодинамических напряженно-деформационных процессов, происходящих в пласте АВ1(3), по специализированной методике был проведен компонентный анализ состава добываемой из этого пласта нефти. В данном эксперименте участвовала нефть из 52х эксплуатационных скважин, равномерно распределенных по площади Черногогорского месторождения (кроме тектонической зоны «D»).

Анализ нефтей проводился по отдельной методике, которая предполагала исследования компонентов двух рядов: углеводороды бензиновой фракции (С6-С10) и высокомолекулярные углеводороды (С11-С23).

Сравнительный анализ хроматограмм бензиновой фракции нефтей из различных тектонических зон показал, что нефти обладают определенной зональностью. Единым ядром является тектоническая зона «А», где нефть из 35ти скважин имеет одинаковый компонентный состав. Большинство отличий в компонентном составе имеют нефти из скважин различных тектонических зон. Внутри тектонических зон «В» и «С» между соседними скважинами также отмечаются определенные различия в компонентном составе нефтей.

По данным компонентного анализа высокомолекулярных углеводородов нефтей стало возможным провести детализацию разломно-блочного строения пласта АВ1(3) в свете современных горизонтальных геодинамических сдвижений, зафиксированных на Самотлорском геодинамическом полигоне. По результатам анализа было выделено два типа нефтей «а» и «b». Нефти типа «а» зафиксированы в центральной части тектонической зоны «А» и в северной части тектонической зоны «В». Нефти типа «b» характерны для северной и северо-западной частей тектонической зоны «А», центральной части тектонической зоны «В» и центральной части тектонической зоны «С».

Отметим, что разломы (границы блоков) имеют не строго вертикальное, а субвертикальное пространственное положение. При горизонтальном давлении с юга, при наличии наклонных межблоковых границ, вероятно произошло воздымание и опускание тектонических блоков, в зависимости от угла наклона их границ. На структурном плане отмечается, что тектоническая зона «А» и северо-восточная часть тектонической зоны «D» являются приподнятыми, тогда как юго-западная часть тектонической зоны «D» и тектоническая зона «В» - опущенными. В приподнятых тектонических зонах наблюдается северо-восточная ориентировка длинных осей складок, в опущенных тектонических зонах – сопряженная предыдущей, северо-западная. Нефти типа «а» характерны для приподнятых тектонических зон, а нефти типа «b» - для опущенных. Предполагается, что нефть типа «b» является изначальной, характерной для всего месторождения на начальном этапе его формирования. В результате современных горизонтальных сдвижений, затрагивающих верхние продуктивные горизонты, вероятно включились внутрипластовые флюидодинамические процессы, выраженные в вертикальных и горизонтальных перетоках. Данные перетоки флюидов, в том числе и нефтей, могут осуществляться как по активным границам тектонических блоков, так и по современным субмеридиональным разломам, возникшим в период последних тектоно-геодинамических активизаций. Подтверждением данного предположения является наличие нефтей типа «а» в разных тектонических зонах, указанных выше, а также заметные различия в составе нефтей типа «b» между зонами «В» и «С».

Тектоническая зона «D» делится на северо-восточную и юго-западную части. Образцы нефти из данной тектонической зоны отсутствуют. Можно предположить, что северо-восточная часть тектонической зоны «D» будет характеризоваться нефтью типа «а», а юго-западная часть зоны «D» - нефтью типа «b», так как северо-восточная часть является опущенной, а юго-западная – приподнятой.

Изучение состава нефтей и других углеводородных параметров (на дневной поверхности) в комплексе с аэрокосмогеологическими, геодезическими, геофизическими и другими методами на геодинамических полигонах позволяет однозначно выделять активные тектонические зоны и блоки различных порядков, осуществлять анализ геодинамической обстановки, прогноз тектонических явлений [3]. Данный комплекс является важным инструментом не только при решении проблем эксплуатации (слом колонн, разрыв продуктопроводов, нарушение фундаментов сооружений, экологическая безопасность населенных пунктов и т. д.), но и при решении проблем разработки нефтяных месторождений. Применяемые авторами методы исследований и анализа материалов базируются на современных геодинамических представлениях и, несомненно, имеют практическое применение в таких задачах, как оптимизация проектов разработки на отдельные продуктивные пласты, оптимизация работы системы нагнетательных скважин, оптимизация процессов утилизации подтоварных вод, повышение эффективности разработки действующих эксплуатационных кустов, выявление пропущенных объектов нефтедобычи, пересчет запасов УВ и т. д.

Присутствие в программах геодинамических полигонов углеводородных методов несомненно усилит исследование современных геодинамических процессов, т.к. углеводородные параметры являются быстро реагирующими показателями в тектоно-геодинамических исследованиях.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. N.P. Zapivalov, A. Yu. Belonosov. Possibilities of thermobaric modeling of the Paleozoic deep-seated blocks of the Southern Siberia in connection with oil and gas potential // Thermal evolution of lithosphere and processes in the Earth's interior. International Symposium. Abstracts. – М.: ВИНТИ. – 1989. С 164-165.

2. Запывалов Н.П., Белоносов А.Ю. О возможности энергоэнтропийного моделирования нефтегеологических систем и процессов // Фундаментальные проблемы нефтегазогеологической науки. Кн. I. – М.: ВНИИОЭНГ. – 1990. – С. 35-40.

3. Р.И. Тимшанов, А.Ю. Белоносов. Использование полигона при проведении нефтепоисковых работ методом углеводородной съемки по снежному покрову // Нефть и газ Западной Сибири. Материалы международной научно-технической конференции. Том 1. – Тюмень: ТюмГНГУ. – 2003. – С. 45-46.

4. А.Р. Курчиков, А.Ю. Белоносов, Р.И. Тимшанов. Метод временной вариации параметров при сборе, обработке и интерпретации геохимико-геофизических данных на стадии подготовки объектов к поисковому бурению // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. VII научно-практическая конференция. Том 2. – Ханты-Мансийск: «ИздатНаукаСервис». – 2004. – С. 187-199.

5. А.Р. Курчиков, А.Ю. Белоносов, О.С. Мартынов. Региональная оценка перспектив нефтегазоносности юга Западно-Сибирского бассейна по комплексу дистанционных и наземных данных // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. VII научно-практическая конференция. Том 1. – Ханты-Мансийск: Наука-Сервис. – 2004. – С. 262-270.

© О.С. Мартынов, А.Ю. Белоносов, Р.И. Тимшанов, А.Р. Курчиков, 2006

ОБЕСПЕЧЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ В ЗОНЕ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ОАО «САМОТЛОРНЕФТЕГАЗ» САМОТЛОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В соответствии с программой работ «Комплексная система геодинамической безопасности в зоне деятельности ОАО «Самотлорнефтегаз» Самотлорского месторождения» в 2002 году ЗАО НПП «Центр прикладной геодинамики» была осуществлена закладка 85-ти пунктов Государственной геодезической сети (ГГС). Выполнен комплекс геодезических работ по созданию планово-высотной основы геодинамического полигона: нивелирование II класса, GPS-измерения и специальные наблюдения для определения характеристик напряженно-деформационного состояния недр – гравиметрия, измерения локального магнитного поля земли.

Тематикой работы является обеспечение геодинамической безопасности при разработке Самотлорского месторождения на природную геоэкологическую среду, а так же на состояние объектов нефтегазодобычи, промышленные объекты Нижневартовской ГРЭС, гражданские сооружения города Нижневартовска и поселка Излучинск. Геодинамический мониторинг выполнялся в контексте требований действующих нормативно-методических документов Госгортехнадзора.

Технология работ базируется на методологической основе комплексирования следующих методов исследований:

- Геодезических измерений (цифровая модель местности);
- Дистанционных методов (дешифрирование и линеаментный анализ аэро-космофотоснимков, топокарт с результатами полевого ландшафтно-геоморфо-логического обследования);
- Анализ геолого-геофизических материалов (геолого-промысловая обстановка, структурно-тектонические построения, гравиметрическое картирование, сейсмический мониторинг);
- Геодинамическое районирование (выделение активных разломов, динамически напряженных зон, построение блочной модели месторождения и карты современной геодинамической обстановки с выделением зон геодинамического риска).

В результате анализа выполненного комплекса геодезических измерений, за период 2002-2003 годы, в изолиниях построена сформировавшаяся мульда оседания земной поверхности, с максимальными значениями просадки, достигающими 100 мм/год. Центр мульды оседания смещен к северу от купольной части структуры и сосредоточен на территории СНГДУ-2. За нулевыми значениями изолиний мульды, на севере, востоке и юге

месторождения, выявлены участки повышения отметок дневной поверхности. Максимальные значения подъема отметок земной поверхности достигают 50 мм/год.

На 85 пунктах ГГС имеются следующие данные: горизонтальные векторизированные подвижки (преимущественно на севере до 28 мм), в центральной части только вертикальные, за нулевыми значениями изогипсы – субвертикальные (рис. 1).

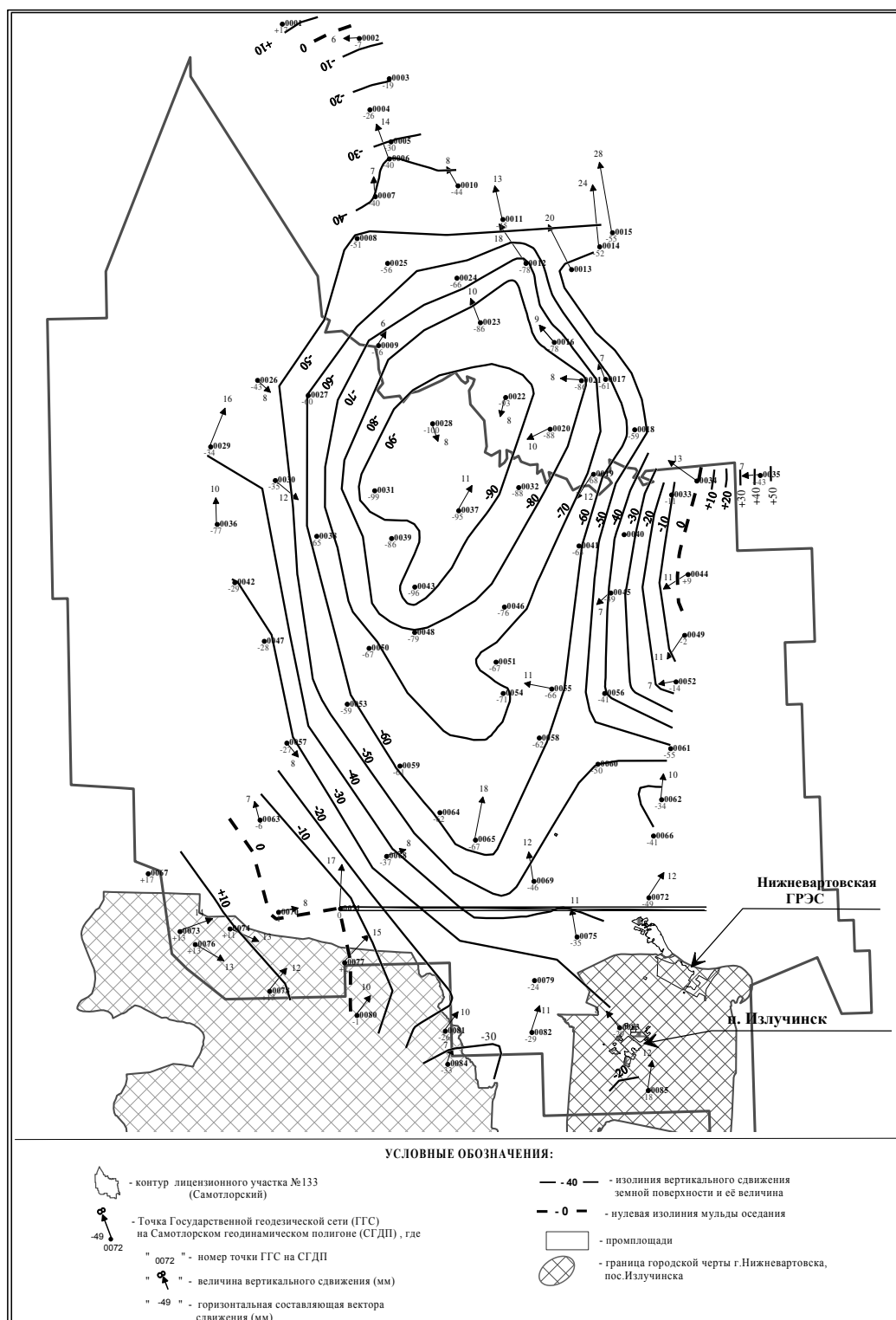


Рис. 1. Карта-схема мульды оседания земной поверхности за период 2002 – 2003 гг. на Самотлорском геодиническом полигоне

Полученная мульда оседания с разно ориентированными значениями горизонтальных смещений, различными величинами вертикальных подвижек, а так же с двухосным ее строением по главным осям напряжений, свидетельствует о сложно дифференцированной системе поля напряжений геологической среды. Этот факт ставит под сомнение гипотезу пликативной тектоники месторождения. Для этого проведен цикл работ, подтверждающий принятый вариант, с использованием методов дистанционного зондирования.

Основное назначение исследований заключалось в выделении динамически-напряженных зон (ДНЗ) являющихся проекцией на дневную поверхность глубинных разломов, что позволило придать мульде оседания блочный вид. Перечисленные системы ДНЗ сформировали 132 геоблока.

Анализ величин оседания и горизонтального смещения показал, что каждый блок с измеренными значениями сдвижений «живет своей независимой тектонической жизнью», т. е. оседает и смещается на разные величины и направления.

С целью выявления современных геодинамических процессов природного генезиса, способных участвовать в формировании мульды оседания, выполнен обзор всей имеющейся геолого-геофизической информации по всей мощности разреза от фундамента до дневной поверхности. Задача состоит в придаче геолого-тектонического смысла выделенным в ландшафте дневной поверхности линейным образованиям (линеаментам и ДНЗ).

Методологическая основа в решении задачи состояла: из структурно-тектонических построений, анализа гравиметрических измерений и сейсморазведочных работ. Исходными данными служили структурные карты пликативного варианта всей мощности разреза от кровли доюрского комплекса до кровли талицкой свиты.

Последующий анализ структурных планов по отражающим горизонтам Б, М, Г, и Э позволяет сделать вывод о том, что в период формирования мощности от кровли доюрского комплекса до кровли талицкой свиты происходили значительные структурно-тектонические перестройки, обусловленные сменой геодинамических обстановок и соответственно сменой напряжений и деформаций. При этом унаследованное влияние глубинных геодинамических процессов на формирование морфологии мульды оседания дневной поверхности явно прослеживается.

Техногенный фактор формирования мульды оседания. Геологическая среда в зонах нефтегазодобычи испытывает многообразное техногенное воздействие: с одной стороны, радикально и необратимо изменяется сама земная поверхность, с другой – в результате промышленного отбора нефти, газа с применением системы заводнения для поддержания пластового давления и гидроразрыв пластов нарушается внутреннее равновесие вовлеченных в эксплуатацию геологических толщ.

Краткий анализ истории разработки и эксплуатации Самотлорского месторождения свидетельствует о том, что происходит повсеместное снижение первоначально высоких пластовых давлений, изменяется состав пластового флюида, плотность и прочностные свойства горных пород, что в итоге приводит

к потере механической устойчивости дискретной динамически активной геологической среды. Активизация этого процесса проявляется, в первую очередь, в наиболее ослабленных участках геологической среды – в разломных зонах, зонах повышенной трещиноватости, ДНЗ.

Анализ геолого-промысловой обстановки позволяет сделать вывод:

1. Наиболее продолжительная эксплуатация осуществляется из группы пластов АВ, добыча нефти в которой первые 7-8 лет осуществлялась без системы ППД, с резким падением добычи к концу периода. Поскольку контур нефтегазоносности АВ близок нулевой изогипсы мульды оседания, можно предполагать, что ее образование началось в конце этого периода.

2. Стравливание газовой шапки и процесс добычи газа из газонефтяных пластов алымской свиты так же в значительной мере является причиной падения пластовых давлений.

3. Добыча подземных вод на хозяйственно-питьевые цели может являться причиной, участвующей в формировании мульды. Изолинии величин добычи подземных вод за 2003 год повторяют контуры изолиний мульды оседания.

Подводя итог возможного влияния на условия формирования мульды как природных так и техногенных процессов можно сделать вывод, что причиной образования чаши оседания является системный природно-техногенный геодинамический фактор.

Негативные последствия от мульды оседания. Техногенная нагрузка формирует проявление геодинамических процессов природно-техногенного генезиса, которые инициируют проявления деформационных, сейсмических и флюидодинамических изменений в недрах:

– Деформационные процессы: дан анализ приуроченности наибольшего числа сломанных скважин к геоблокам мульды оседания, составлена карта районирования по условиям слома колонн скважин;

– Флюидодинамические процессы: выявлены газовые грифоны в акватории озера Самотлор и даны причины их формирования;

– Сейсмические процессы: выполнен анализ сейсмологического мониторинга на территории ХМАО за период 2000-2005 годы выполняемого Геофизической службой СО РАН.

В июне 2004 году ЗАО НПП «Центр прикладной геодинамики» выполнил работы по аэрофотосъемке в масштабе 1 : 40 000, что позволило построить цифровой ортофотоплан территории месторождения. Полученные материалы послужили базовой информацией при линеamentном анализе мульды оседания в блочно-разломном варианте.

В 2005 выполнены работы в рамках III цикла измерений за период 2002-2005 годы по нивелированию II класса и гравиметрии.

Полученная информация по вертикальным сдвигениям пунктов ГГС позволила выявить изолинии нулевых значений, за пределами которых процесс оседания сменился подъемом земной поверхности. Максимальная величина повышения земной поверхности зафиксирована в западной части мульды оседания на пункте ГГС 30 до +57 мм/год. Максимальные значения величин оседания получены в точках ГГС 61 (-63 мм/год) и 18 (-35 мм/год).

При анализе разностей высот полученных геометрическим нивелированием II класса выполненным в 2002 и 2005 годах, установлено, что у подавляющего числа пунктов СГДП (73 из 85) высоты уменьшились. Это отражает общую тенденцию к проседанию земной поверхности над подрабатываемой территорией.

Таким образом, современная мульда оседания является отображением геодинамических процессов природно-техногенного генезиса, происходящих в недрах месторождения. Это сложный комплекс взаимосвязанных деформационных, флюидодинамических и сейсмических процессов, возникающих в зонах локальных неоднородностей (разломах, ДНЗ, повышенной трещиноватости).

Выводы

1. По результатам III цикла геодезических измерений на СГДП построена в изолиниях мульда оседания земной поверхности за период наблюдений 2002-2005 годы с фрагментами нулевых значений, за пределами которых процесс оседания сменился подъемом. Оседание поверхности, представленные отдельными замкнутыми микромульдами свидетельствует о дифференцированном процессе оседания, что еще раз подтверждает блоковый характер подвижек.

2. Гравиметрические измерения свидетельствуют о постоянных и высокоскоростных геодинамических процессах природно-техногенного генезиса, происходящих в недрах месторождения.

3. Наличие депрессивной тенденции падения пластовых давлений, наглядно прослеживающейся в последние годы эксплуатации, является одним из основных факторов в формировании мульды оседания земной поверхности месторождения, при добыче нефти и газа.

4. Сопоставительный анализ величин оседания II цикла (2002-2003 годов) и III цикла (2002-2005 годов) на Самотлорском геодинамическом полигоне показал следующее: все блоки имеют свою величину вертикальной подвижки, размер, ориентировку по главным осям и горизонтальную величину смещения, т. е. каждый блок «живет своей независимой тектонической жизнью».

© Ю.В. Васильев, О.С. Мартынов, А.В. Радченко, Ю.П. Казанцев, 2006

УДК 622.83:551.2:351.823.3

А.В. Радченко, О.С. Мартынов

ЗСФ ИГНГ СО РАН, Тюмень

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ПОЛОЖЕНИЯ ДИНАМИЧЕСКИ НАПРЯЖЕННЫХ ЗОН НА МЕСТНОСТИ

Уже в конце XX века роль геодинамического фактора (современного напряженно-деформированного состояние недр) в оценке экологического и экономического рисков [1, 2] при функционировании природно-технических

систем и промышленных объектов заняла достойное значение. Ранее считалось, что подавляющее большинство аварийных ситуаций на промышленных объектах ТЭК обусловлены технологическими причинами. Изредка аварии связывались с природными явлениями и техногенным воздействием на геологическую среду. Но в целом, при анализе аварийных ситуаций на особо ответственных и экологически опасных промышленных объектах, фактор современной геодинамической активности геологической среды учитывался слабо. Исключением являлись только аварии, происходящие в пределах сейсмоактивных территорий. Платформенные же регионы с мощным чехлом осадочных пород, такие как Западная Сибирь, считались асейсмичными территориями.

После выхода в свет концепции «Геодинамическая безопасность освоения углеводородного потенциала недр России»[3], где обоснованно и предельно ясно были охарактеризованы и приведены факты современных природных геодинамических процессов в платформенных регионах, положение резко изменилось. Изменился сам подход к изучению глубинных разломов и их влияние на приповерхностные и поверхностные слои земной коры. Выявленные устойчивые морфологические признаки аномалий над зонами разломов различного типа, указывающие на локальную пространственно-временную нестабильность процессов деформирования геологической среды стали учитываться специалистами и продуктивно выделяться на материалах аэрокосмических, геолого-геоморфологических и геолого-геофизических съемок. Оригинальная трактовка негативных аномальных процессов на дневной поверхности над зонами разломов как явление современных супер-интенсивных деформационных процессов (современных СД-процессов), связанные с локальными вариациями геологической среды [1, 6], легко вошла в жизнь и получила свое продолжение в последующих работах тюменских исследователей этого направления.

Так, если внутри самих разломных зон возникновение и развитие деформаций, названное Кузьминым Ю.О., параметрическими деформациями геологической среды, завершается в относительно короткое время, то за счет последующих флюидодинамических процессов они продолжают свою жизнь, формируя энергетические поля, как в зоне разлома, так и на дневной поверхности. Именно эти особенности дали толчок к многочисленным исследованиям, публикациям и практическим работам по обоснованию и выделению динамически напряженных зон (ДНЗ), как проекций разломов на дневной поверхности. Эти проекции, но в большей степени, негативные инженерно-геологические процессы, не ритмично происходящие в пределах ДНЗ, озадачили не только проектировщиков, но и создали в инженерной деятельности проблему выноса их в натуру.

Строителям крайне необходимо знать параметры таких зон (направление, ширину, активность) в случаях: закладки фундаментов технически сложных и уникальных сооружений 1 уровня ответственности; прокладки магистральных трубопроводов и крупных коридоров коммуникаций; строительства железных дорог, автомобильных магистралей, тоннелей мостов и так далее.

На основании результатов многочисленных исследований [4,5,6] установлено, что в границах ДНЗ вследствие параметрических деформаций геологической среды и действия флюидодинамических процессов, резко меняются потенциалы геофизических полей – гравитационного, электрического, магнитного; генерируются импульсы электромагнитных и радиационных излучений; усиливаются газовые эманации и так далее. В связи с этим многие исследователи при выявлении зон разломов и их ДНЗ в технологии оперативного поиска применяют, в основном комплексные дорогостоящие геофизические методы, включающие измерения:

- Относительной силы тяжести (высокоточной гравиразведки);
- Скорость прохождения волн (сейсморазведки, ГИС скважин);
- Интенсивности эманаций радона и гелия (радон-гелевой съемки);
- Удельное электрическое сопротивление (электроразведки);
- Частоту естественного электромагнитного излучения или амплитуду сигналов геомагнитного поля Земли (электромагнитная разведка) и другие.

Перечисленные методы, своей приборной частью и оборудованием, достаточно сложны в работе, весьма емки во времени и требуют не менее сложных программных пакетов для последующей интерпретации полученных данных. В промышленном варианте, как правило, предпочтительны методики, простые в употреблении, с легкой приборной базой и быстротечным получением требуемых данных.

Сопоставительные результаты наших многолетних исследований систем ДНЗ в пределах территорий городов и поселков, а также на геодинамических полигонах нефтегазовых месторождений Тюменской области показали, что вынос ДНЗ можно ограничить двумя – тремя упрощенными методами с малогабаритной приборной базой. Для этих целей хорошо сочетаются и дополняют друг друга геофизические методы (электромагнитная разведка или электроразведка) и биолокация. При этом полученные данные по качеству и времени полностью удовлетворяют потребителя.

Примером могут служить результаты определения пространственного положения систем ДНЗ на местности (выноса в натуру) для многоцелевых исследований на Самотлорском геодинамическом полигоне. Там применялась биолокация и электромагнитная разведка в следующем порядке. Выделенные дистанционным дешифрированием системы блоков и ДНЗ, на картах масштаба 1 : 25 000 выносились в натуру следующим образом.

На выбранной опытной площадке, ориентированной относительно сторон света, задается азимут, по которому двигается оператор биолокации (с двумя Г-образными медными рамками) к предполагаемой границе ДНЗ. При этом рамки равномерно работают в режиме фиксации линий глобальных энергетических сеток, которые были открыты и изучены в XX веке учеными Хартманом, Кури, Швейцером и др. При пересечении первой границы ДНЗ рамки замыкаются в определенном положении и в пределах всей ширины зоны до второй границы находятся в замкнутом состоянии [7]. По выходу из зоны за границей ДНЗ

рамки начинают опять работать в режиме фиксации линий энергетических сеток. Это позволяет определять ширину динамически напряженной зоны, ее ранг и направление.

Для подтверждения полученных границ и уточнения активности зоны по этому же маршруту в двух створах выполняются геофизические измерения электромагнитного поля прибором ИГА-1 (индикатором геофизических аномалий). Данный прибор представляет собой высокочувствительный селективный измеритель электромагнитного поля и хорошо фиксирует на местности границы геофизических аномалий. Перемещая измерительный датчик параллельно поверхности Земли, оператор фиксирует точки вариационных изменений, их величину и расстояние между ними. Как правило, зафиксированные повышенные значения электромагнитного поля, характеризуют ранг и активность ДНЗ.

Практика показала, что по каждому выбранному нами маршруту сходимость результатов биолокационных и электромагнитных данных в определении границ ДНЗ на местности составляет 97%. Такая точность позволяет в промышленном отношении достаточно быстро решать практические вопросы выноса ДНЗ в натуру и определять их потенциальную активность.

Определение пространственного положения ДНЗ при прокладке трубопроводов и других ответственных линейных сооружений несколько меняется. Здесь работы, как нам кажется, целесообразно производить с помощью электроразведки – методом электропрофилирования (ЭП), измеряя удельное электрическое сопротивление (УЭС) пород в точках через определенный интервал вдоль закрепленной трассы и контролировать методом биолокации. Выделенные электропрофилированием зоны резкого изменения УЭС пород и отмеченные по пикетному значению трассы, проверяются действиями биолокационных рамок. Начальный маршрут оператор выбирает произвольно вблизи пикетного значения с резким изменением УЭС пород и медленно двигается (придерживая Г-образные медные рамки в руках) по линии, закрепленной трассы. В пределах границ ДНЗ рамки замыкаются в определенном положении в зависимости от азимутального направления ДНЗ. Вне зон – работают в режиме фиксации линий глобальных энергетических сеток. Такой последовательностью работ, определяются границы всех аномальных образований, их ширина, направление, ранг и активность.

Таким образом, предлагаемые методы выноса систем ДНЗ в натуру менее трудоёмки, экономически выгоднее и приемлемы во времени, что позволяет продуктивно использовать осваиваемые территории при строительстве площадных и линейных промышленных сооружений.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. – М.: АЭН, 1999. – 220 с.
2. Экологические функции литосферы / В.Т. Трофимов, Д.Г. Зилинг, Т.А. Барабошкина и др.; Под ред. В.Т. Трофимова. – М.: Изд-во МГУ, 2000. – 432 с.

3. Концепция "Геодинамическая безопасность освоения углеводородного потенциала недр России". – М.: Изд-во ИГиРГИ, 2000. – 56 с.
4. Геодинамическая и экологическая безопасность при освоении месторождений газа, его транспортировка и хранение: Материалы III международного совещания 27 – 29 июня 2001 г. / С.-Петербург: МНЦ ВНИМИ, 2001. – 378 с.
5. Система обеспечения геодинамической и экологической безопасности при проектировании и эксплуатации объектов ТЭК. – СПб.: ВНИМИ, 2001. – 86 с.
6. Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. – М.: Изд-во МГГУ, 2004. – 262 с.
7. Радченко А.В., Телицын В.Л., Мартынов О.С., Васильев Ю.В. и др. Геодинамика платформенных областей и эффекты ее проявлений / под ред. В.М. Матусевича. – Тюмень : Поиск, 2005. – 192 с.

© А.В. Радченко, О.С. Мартынов, 2006

УДК 551.24+[528.286:528.5]

А.С. Глазунов

СГГА, Новосибирск

НОВЫЕ ТЕХНОЛОГИИ АСТРОНОМИЧЕСКИХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ ДЛЯ ОПЕРАТИВНОГО НАБЛЮДЕНИЯ ЗА УКЛОНЕНИЕМ ОТВЕСНЫХ ЛИНИЙ

Геодинамические процессы сопровождаются вертикальными и горизонтальными перемещениями точек земной поверхности, изменением во времени элементов земного гравитационного поля и другими подобными проявлениями на земной поверхности. Такие изменения, как правило, имеют порядок $10^{-8} - 10^{-9}$ [1], однако некоторые геодинамические процессы, имеющие катастрофические последствия на поверхности Земли, вызывают значительно большие изменения этих параметров. Так в вулканических областях при подготовке извержения и в его процессе изменения уклонов отвесных линий достигают величин $1'' \cdot 10^{-1}$ [2]. Вариации такого порядка могут быть выявлены средствами геодезической астрономии, особенно при повышении точности астрономических определений [3].

Появление новых оптических инструментов с электронной системой отсчитывания кругов, ПЗС-матриц для автоматического фиксирования прохождений звёзд, высокоточных кварцевых хронометров и персональных компьютеров для записи и оперативной обработки наблюдений даёт новый импульс для возрождения астрономических определений с целью определения уклонов отвесных линий [4]. Для оперативного определения уклонов отвесных линий в университетах Ганновера, Парижа, Вены, Шапрона и Граца разработаны и построены зенитные ПЗС-камеры. Наибольший интерес для полевой астрономии представляет портативная ПЗС-камера ZC-G1 массой 5 кг, созданная в Институте геодезии и геофизики Венского технического университета. Камера имеет массу 5 кг и позволяет за четыре экспозиции звёзд в течение 10 минут автоматически получать составляющие отклонения отвеса с

погрешностью 0,5–1" [5]. Однако такой путь на наш взгляд не является оптимальным. Во-первых, создание новых инструментов и организация их серийного производства требует значительных затрат; во-вторых, в зените можно наблюдать очень ограниченное число достаточно ярких звёзд, что отрицательно сказывается на производительности определений.

Мы предлагаем использовать для астрономических определений инструменты, выпускаемые серийно, при этом модифицировав известные способы с учётом возможностей инструмента. Для проверки новой методики для выполнения опытных определений астрономических координат и азимута земного предмета нами был использован электронный тахеометр SET2C, характеристики этого инструмента приведены в табл. 1. Все определения выполнялись на астрономической площадке СГГА, расположенной на крыше лабораторного корпуса.

Таблица 1. Технические характеристики тахеометра SET2C

Характеристика	Значение
Увеличение	30×
Разрешающая способность	3"
Минимальное фокусное Расстояние	1,3 м
Разрешение дисплея	1"
Точность (по DIN 18723)	2"
Время измерения	<0,5 сек
Компенсатор	Двухосевой

Первоначально нами были выполнены определения азимута земного предмета по часовому углу Полярной ($t \propto Umi$), по зенитным расстояниям (Z) и часовому углу (t) ярких звёзд. Определения выполнялись двумя различными тахеометрами. Время фиксировалось с помощью электронного секундомера с точностью отсчитывания до $0,001^s$, поправка хронометра определялась по приёму точных сигналов времени радиостанции РВМ на слух. При определении азимута по измерению Z ярких звёзд определялись атмосферные параметры: температура и давление. Моменты приёма сигналов времени исправлялись поправкой за разность шкал всемирного и координированного времени (UT1-UTC), а в окончательные значения азимута в программах вводилась поправка за полюс (Δp).

Результаты азимутальных определений приведены в табл. 2. Как следует из таблицы, средняя квадратическая погрешность азимута земного предмета при определении любым способом удовлетворяет требованиям азимута на ОРП [6], при этом точность определения азимута по часовому углу Полярной по внутренней сходимости выше, чем по зенитным расстояниям звёзд. Однако абсолютная сходимость определяемого азимута с принятым значением лучше у способа по зенитным расстояниям (особенно у тахеометра SET2C № 12623), что можно объяснить большим влиянием цапф на меньших зенитных расстояниях.

Таблица 2. Результаты определения азимута земного предмета

Дата	Инструмент	Метод	Число приёмов	Значение азимута	Ср. кв. погрешность одного приёма	Ср. кв. погрешность среднего из программы	Принятое значение азимута
21.04.05	SET2C № 12623	По $t \propto Umi$	6	343°17'57,5"	2,"04	0,"83	343°17'50,"9
3.05.05, 5.05.05	SET2C № 12623	По Z	6	343°17'49,5"	4,"4	1,"7	
12.05.05; 14.05.05; 17.05.05	SET2C № 12623	По $t \propto Umi$	7	343°17'56,1"	1,"9	0,"7	
17.05.05	SET2C № 12623	По Z	4	343°17'53,7"	5,"1	2,"5	
8.06.05	SET2C № 20841	По $t \propto Umi$	4	343°17'52,5"	2,"05	1,"02	
10.06.05	SET2C № 20841	По $t \propto Umi$	4	343°17'54,4"	2,6"	1,"3	
20.06.06	SET2C № 20841	По $t \propto Umi$	4	343°17'53,6"	2,9"	1,"45	
30.06.06	SET2C № 20841	По t	4	343°17'52,1"	2,3"	1,1"	
30.06.06	SET2C № 20841	По Z	4	343°17'48,2"	4,4"	2,2"	

Результаты табл. 2 позволяют сделать вывод, что при определении азимута 2-х секундный электронный тахеометр (теодолит) SET2C по точности равнозначен теодолиту ОТ-02, но при выборе подобных приборов для азимутальных определений с погрешностью 5"-7" по часовому углу Полярной необходима проверка на влияние цапф.

Определения координат выполнялись различными зенитальными способами: широты комбинированным разностно-зенитальным способом (КРЗС) [7] и по измерению разности зенитных расстояний пары южной и северной звёзд при одном круге (способ Струве-Штернека); долготы по наблюдению пар Цингера. Все определения звёзд выполнялись между приёмами точных сигналов времени (РВМ), в процессе наблюдений измерялись параметры атмосферы (t° и P). Определения координат выполнялись тахеометром SET2C № 20841. Так как в комплекте тахеометра отсутствовала астрономическая сетка нитей, приходилось выполнять многократные наведения горизонтальной нитью вблизи центра поля зрения на звезду с помощью

микрометричного винта вертикального круга. В момент наведения фиксировался отсчёт времени. Моменты приёма сигналов времени исправлялись поправкой за разность шкал всемирного и координированного времени (UT1-UTC), а в окончательные значения координат вводились поправки за полюс ($\Delta\varphi$, $\Delta\lambda$). Результаты определений координат приведены в табл. 3.

Как следует из данных табл. 3, средние квадратические погрешности определения координат по внутренней сходимости близки к первоклассным требованиям. Уклонения средних значений широт из программ от принятого значения для пункта также находятся в пределах погрешностей определений. Превышение уклонения среднего значения долготы из программы от принятого значения средней квадратической погрешности можно объяснить личной ошибкой наблюдателя.

Таблица 3. Результаты определения координат

Дата	Способ опреде-ления	Число пар	Значение координат	Ср. кв. погреш- ность по одной паре	Ср. кв. погреш- ность среднего из программы	Принятое значение координат
10.12.05; 14.12.05	ф, КРЗС	13	11,55"	1,69"	0,45"	11,4"
22.12.05	ф, Струве- Штернека	5	12,10"	1,8"	0,8"	11,4"
23.12.05; 28.02.06	λ, Цингера	7	27,51 ^s	0,21 ^s	0,08 ^s	27,64 ^s

Таким образом, можно сделать окончательный вывод, что современные электронные тахеометры (теодолиты) по своей точности превышают аналогичные инструменты традиционной конструкции, что можно отчасти объяснить заменой уровней компенсатором. Можно надеяться, что подобные инструменты с лучшими параметрами позволят достичь точности определения координат до 0,1" и выше. Для выявления этой возможности, а также значительного повышения производительности астрономических определений требуются дальнейшие эксперименты.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Яцкив, Я.С. Изучение вращения Земли [Текст] / Я.С. Яцкив // Геодинамика и астрометрия. – Киев, 1980. – С.63-73.
2. Мазуров, Б.Т. Вычислительный идентификационный эксперимент: совместная математическая обработка и интерпретация нивелирных и гравиметрических наблюдений за динамикой земной поверхности и гравитационного поля в вулканической области / Б.Т. Мазуров, В.К. Панкрушин // Сб. материалов Науч. конгр. "Гео-Сибирь 2005". – 2005. – Т. 2. – С. 67-74.

3. Глазунов, А.С. О повышении точности полевых астрономических измерений [Текст] / А.С. Глазунов // Сб. материалов науч. конгр. "Тео-Сибирь 2005". – 2005. – Т. 2. – С. 79-83.

4. Active determination of the plumb line deflection by astro-geodetic method: Abstr. Eur. Geophys. Soc. Symp. «Solid. Earth Geophysics. and Natur. Hazards», Vienna, 1997, Pt 1. Savchuk S., Zhylyk Oksana. Ann. Geophys. 1997. 15. Suppl., № 1. P. 214.

5. A small CCD zenith camera (ZC-G1)-developed for rapid geoid monitoring in difficult projects: Докл.[13 National Conference of Yugoslav Astronomers, Belgrade, Oct. 17-20, 2002]. Gerstbach G. Pilcher H. Публ. Опсерв. Београду. – 2003. – №75. – p. 221-228.

6. Технические указания по определению астрономических азимутов на ориентирные пункты со средней квадратической ошибкой $\pm 5'' \div 7''$. – М.: ЦНИИГАиК, 1970. – 40 с.

7. Глазунов, А.С., Исследование и совершенствование разностно-зенитальных способов определения широты : дис. на соиск. учён. степ. канд. техн. наук /А.С. Глазунов. – Новосибирск: СГГА, 2002. – 197с.

© А.С. Глазунов, 2006

УДК 528.202:551.24:521.282

В.Ф. Канушин, И.Г. Ганагина

СГГА, Новосибирск

ОБРАТНЫЕ ЗАДАЧИ ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ СО СВОБОДНОЙ ГРАНИЦЕЙ

Природные геодинамические, а также техногенные явления по-разному влияют на результаты геодезических измерений, либо непосредственно через изменения положения пунктов на земной поверхности или опосредовано через временные изменения гравитационного поля, поскольку большинство геодезических измерений зависят от направления или модуля вектора силы тяжести. Кроме того системы координат, используемые для описания положения пунктов земной поверхности нестабильны: начала координат и направление осей земной системы координат изменяются в зависимости от действия эндогенных и экзогенных геодинамических процессов; таким образом, в координатах точек на земной поверхности проявляются дополнительные временные вариации.

Путём регистрации временных изменений результатов геодезических измерений можно исследовать пространственно-временную структуру геодинамических процессов. Основным геодезическим вкладом в геодинамические исследования является контроль в сфере мониторинга временных вариаций гравитационного поля и смещения пунктов на поверхности Земли относительно выбранной системы координат. В принципе,

строгий четырёхмерный подход к этой проблеме ведёт к постановке пространственно-временной краевой или начально-краевой задачи с зависящими от времени граничными данными, требующей описания всех динамических процессов, являющихся результатом антагонистического действия процессов двух видов, вызванных эндогенными и экзогенными силами.

Так как эти процессы крайне сложны и недостаточно изучены, то решение пространственно-временной задачи представляется далеко не простым и однозначным. Большинство предлагаемых в геодезической литературе (1), (2) подходов к решению этой задачи основаны на сведении четырёхмерной задачи к временной последовательности трёхмерных краевых задач. Допуская, что граничные данные в некоторую дискретную эпоху заданы на деформируемую краевую поверхность, ставится и решается обычная, не зависящая от времени краевая задача для любой эпохи. Такой конечно-разностный метод, в котором учитывается линейная аппроксимация кинематического поведения краевой поверхности, формально схож с классическими не зависящими от времени краевыми задачами. В зависимости от типа краевых данных и предположений относительно кинематического поведения краевой поверхности формулируются различные типы зависящих от времени краевых задач. Например, если известна геометрия краевой поверхности на любую эпоху, а неизвестным является изменение потенциала силы тяжести и его дериват, то возникает так называемая фиксированная краевая задача. Если временные вариации краевой поверхности неизвестны, а известны лишь на этой поверхности временные изменения гравитационного потенциала, а также модуля и направления силы тяжести, то возникает обратная краевая задача динамической геодезии со свободной краевой поверхностью. Эта поверхность изменяет свою форму и положение в пространстве (X, Y, Z) со временем t , т. е.

$$\sum(X, Y, Z, t) = S_t \quad (1)$$

Каждому моменту t в трёхмерном пространстве (X, Y, Z) соответствует своя поверхность S_t . Пусть две поверхности $S_0(X, Y, Z, t_0)$ и $S_i(X, Y, Z, t_i)$ согласованы между собой тем, что любая точка $P_0 \in S_0(X, Y, Z, t_0)$ связаны с точкой $P_i \in S_i(X, Y, Z, t_i)$ и пусть в результате геодинамических процессов масса перераспределится так, что ни геометрия поверхностей S_0 и S_i , ни потенциала силы тяжести W_0 и W_i в точках P_0 и P_i , отнесённая к эпохам t_0 и t_i , не совпадают. Разность между геоцентрическими радиусами-векторами $\vec{r}_0 = OP_0$ и $\vec{r}_i = OP_i$ представляет собой вектор смещения (рис. 1).

$$\vec{\delta r}(P_i - P_0, t_i - t_0) = \vec{r}_i(P_i, t_i) - \vec{r}_0(P_0, t_0) \quad (2)$$

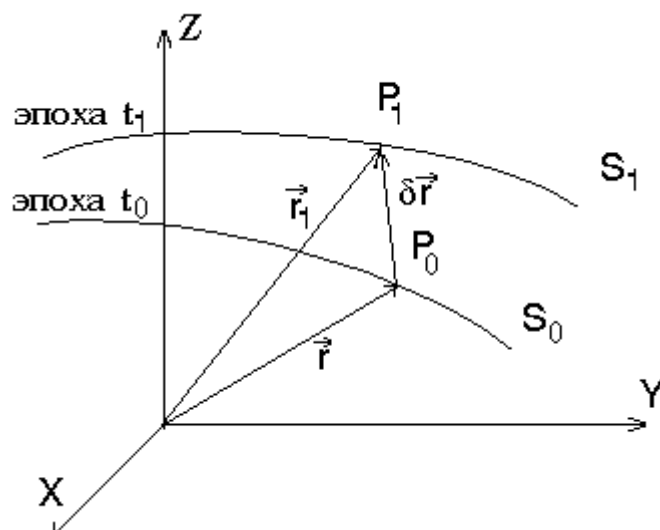


Рис. 1. Определение вектора смещения $\vec{\delta r} = P_0 P_1$

Этот вектор можно записать в виде

$$\vec{\delta r} = \begin{pmatrix} X_1 - X_0 \\ Y_1 - Y_0 \\ Z_1 - Z_0 \end{pmatrix}$$

Разность между значениями потенциалов W_0 и W_1 в тех же точках $P_0(X, Y, Z)$ и $P_1(X, Y, Z)$

$$\Delta W(P_1 - P_0, t_1 - t_0) = W_1(P_1, t_1) - W_0(P_0, t_0) \quad (4)$$

– временная вариация потенциала силы тяжести.

Так как вектор силы тяжести равен

$$g = \text{grad}W, \quad (5)$$

То разность

$$\delta g = g_1(P_1, t_1) - g_0(P_0, t_0) = \text{grad}W \quad (6)$$

– разность временной вариации силы тяжести.

Если разности δW и δg получены из повторных нивелировок и гравиметрических измерений в точках $P_0 \in (X, Y, Z, t_0)$ и $P_1 \in (X, Y, Z, t_1)$ и отнесена к поверхности $S_0(X, Y, Z, t_0)$, то возможно вследствие малости этих величин в сравнении с абсолютными координатами и параметрами гравитационного поля, то возникает зависящая от времени обратная краевая задача динамической геодезии со свободной границей для определения вектора смещения δr и изменения потенциала силы тяжести δW во внешнем пространстве по граничным условиям $\delta W(P_0, t_0)$ и $\delta g(P_0, t_0)$ на поверхности $S_0(X, Y, Z, t_0)$.

Эта задача имеет внешнее сходство с краевой геодезической задачей М.С. Молоденского (1), (3).

Таким образом, разнообразие формулировок, зависящей от времени обратной краевой задачи обусловлено тем, что в настоящее время ещё не разработана общая концепция решения задач динамической геодезии.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Постановка проблемы динамической геодезии, как решение геодезической краевой задачи М.С.Молоденского с краевыми условиями и граничной поверхностью, изменяющимися во времени. Отчет о НИР (промежуточный), руководитель Бузук В.В. NГР.0196.00012360, ннв.N 02. 97.0005664, СГГА, Новосибирск, 1997. – 49с.
2. Неск В. Time - Dependent Geodetic Boundary Value Problems. Proc. Int.Symp. Figure and Dynamiook of the Earth, Moon, and Planets Prague, 1988, – p. 195-225.
3. Молоденский М.С», Еримеев В.Ф., Юркина М.И.Методы изучения внешнего гравитационного поля и фигуры Земли // Труды ЦНИИРАиК, вып. 131, 1960. – 251 с.

© В.Ф. Канушин, И.Г. Ганагина, 2006

УДК 551.24

Ю.О. Кузьмин

Ассоциация «Нефтегазэксперт», ИФЗ РАН, Москва

А.И. Никонов

Ассоциация «Нефтегазэксперт», ИПНГ РАН, Москва

М.В. Шумейко

CONTITECH, Москва

МОНИТОРИНГ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ОБЕСПЕЧЕНИИ ПРОМЫШЛЕННОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ОБЪЕКТОВ «САХАЛИН-1» И «САХАЛИН-2»

Разработка и обустройство таких месторождений как «Сахалин-1» и «Сахалин-2» сопряжена с серьезными вопросами обеспечения промышленной и экологической безопасности объектов нефтегазового комплекса и природоохранных объектов. Причем последние, в пределах всего острова и прилегающего к нему шельфа, относятся к уникальным или особоохраняемым. В связи с чем, необходимость создания системы геодинамического мониторинга в рамках реализации проектов Сахалин-1 и Сахалин-2 продиктована целым рядом нормативных документов.

Под геодинамическим мониторингом понимается создание сети наблюдений за сейсмическими и геодеформационными процессами природного и/или техногенного происхождения. Сейсмический мониторинг отвечает за регистрацию сейсмических событий, а его проведение построено на традиционных методах слежения за сейсмической активностью данного региона.

Геодеформационный мониторинг – это часть геодинамического мониторинга, которая отвечает за регистрацию геодеформационных процессов. Применительно к объектам проектов Сахалин-1 и Сахалин-2 геодеформационный мониторинг-это мониторинг современных аномальных деформационных процессов, со скоростями большими, чем 10^{-5} в год, которые вызваны современной активностью разломов и разработкой нефтяных и газовых месторождений (Кузьмин, 1999; Кузьмин, Никонов, 2002).

Поэтому целью создания системы геодеформационного мониторинга является получение информации о современном состоянии и изменении геодеформационной активности недр в зоне объектов «Сахалин-1» и «Сахалин-2» и оценка влияния этих процессов на промышленную безопасность объектов (Боровский, Кузьмин, Никонов и др., 2).

Согласно традиционным представлениям динамика разломов обусловлена воздействием медленно меняющегося во времени регионального поля тектонических напряжений, которое приводит к сдвиговым перемещениям смежных блоков среды. В этом случае уровень приложенной нагрузки должен быть соизмерим с уровнем деформационного отклика среды.

Однако многочисленные эмпирические данные входят в существенное противоречие с представлениями о степени адекватности приложенных воздействий и деформационных реакций среды. Оказалось, что имеют место суперинтенсивные деформационные процессы (СД процессы) в разломных зонах, которые происходят даже под влиянием достаточно малых внешних воздействий природного (выпадение незначительного уровня атмосферных осадков, влияние удаленных землетрясений) или техногенного (слабое изменение дебитов добычи нефти) происхождения [Кузьмин, 1999].

Эти геодинамические процессы, неоднократно приводили к негативным последствиям экологического и экономического характера (Кузьмин, 1999; 2004; Кузьмин, Никонов, 1998, 2002; Жуков, Кузьмин, Полоудин, 2000; Сидоров, Кузьмин, Хитров, 2000).

Обобщение основных характеристик современных геодеформационных процессов, инструментально зарегистрированных на о. Сахалин, позволяют сделать вывод о необходимости проведения геодеформационного мониторинга на объектах нефтегазового комплекса в связи с зонами разломов, выявленных как в пределах всех месторождений, так и при пересечении их линейными и площадными сооружениями.

Основные материалы по современным геодеформационным процессам территории о. Сахалин получены по данным повторных геодезических наблюдений проведенных по региональной нивелирной сети и на специально созданных геодинамических полигонах.

Наиболее информативные данные о современной геодеформационной активности разломных зон получены на геодинамических полигонах.

На Сахалине институтом ИМГиГ ДВО РАН организовано три геодинамических полигона в зоне Центральносакхалинского глубинного разлома и два полигона в зоне Северосакхалинского разлома. Примечательно, что на этих полигонах велась регистрация, как вертикальных, так и горизонтальных движений.

Два из перечисленных геодинамических полигонов (Тепловодский и Южный) находятся в южной части острова, третий (Орловский) – в средней, а четвертый (Пильгунский) и пятый временный (Нефтегорский) – в северной.

Основные результаты, полученные на геодинамических полигонах в 1974 – 1990 гг. позволяют судить о современной геодеформационной активности

Центрально-Сахалинского разлома, поскольку все они практически сосредоточены в этой зоне.

Современные горизонтальные движения зафиксированны в 1975 – 1978 гг. в южной части Центрально-Сахалинского разлома (Южный и Тепловодский полигоны) установлен правосторонний сдвиг со скоростью 8-16 мм в год.

В 1980 – 1982 гг. на Тепловодском полигоне зафиксирован правосторонний сдвиг со скоростью 6-12 мм в год.

В период 1983 – 1984 гг. характеризуется разнонаправленными горизонтальными смещениями на различных участках Центрально-Сахалинского разлома. В северной его части (Орловский полигон) установлен левосторонний сдвиг со скоростью 50 мм в год (связанный с Онорским землетрясением). В этот период наблюдаются интенсивные деформации растяжения (до $2.5 \cdot 10^{-5}$) на Южном полигоне, которое связано с местным землетрясением, которое произошло в 35 км к югу от полигона.

В целом все выявленные современные горизонтальные движения в зоне Центрально-Сахалинского разлома в 1974 – 1990 гг. имеют знакопеременные характер. Накопление смещений по разлому в целом или на его отдельных участках не происходит. Однако интенсивность кратковременных смещений достигает 50 мм в год.

Современные вертикальные движения в зоне Центрально-Сахалинского разлома характеризуются существенной знакопеременностью и/или пульсационностью. Они имеют существенные амплитуды смещений и деформаций.

На Южном полигоне наибольшие смещения происходили в 1983 – 1984 гг. и 1984 – 1987 гг. и носили знакопеременный характер. Наибольшее смещение (опускание западной части полигона относительно восточной) достигло 123 мм за период 1983 – 1984 гг.

На Тепловодском полигоне наибольшие вертикальные смещения (поднятия) достигают 259 мм в период с 1983 по май 1984 г. Летом и осенью 1984 г. (за 4 месяца) поднятие продолжается, достигая 480 мм. К следующему циклу повторных наблюдений (1987 г.) происходит компенсационное опускание. Затем (1987 – 1988 гг.) опять наблюдается поднятие.

Накопленные за весь период измерений (1975 – 1990 гг.) деформации отражают поднятие западной части разлома относительно восточной, почти на 300 мм, с образованием на разломе градиента смещений в 100 мм на расстоянии 2 км, т. е. в относительных величинах деформации – $5 \cdot 10^{-5}$.

На Орловском полигоне зафиксированы аналогичные аномальные вертикальные смещения. Они также носят знакопеременный характер и имеют амплитуды относительных деформаций порядка $2-4 \cdot 10^{-5}$. Однако следует иметь в виду, что история наблюдений на этом полигоне составляет всего 8 лет, что не позволяет оценить тенденции в режиме деформирования.

На Пильтунском полигоне в период 1982 – 1983 гг. выявлено опускание восточного крыла разлома (Восточно-Эхабинский разрыв) со скоростью 13 мм в год. За последующие периоды были отмечены знакопеременные смещения со скоростями порядка 10 мм в год.

На Нефтегорском геодинамическом полигоне все выявленные аномальные смещения связаны с Нефтегорским землетрясением и являются типичным проявлением косейсмических и постсейсмических деформаций.

В целом следует отметить, что горизонтальные и вертикальные смещения в зонах разломов за короткие интервалы (несколько лет) времени составляют сантиметры в год, за более длительные (десяtkи лет) – не более 1 см в год, а для интервалов соизмеримых с геологическими временами (тысячи лет и более) не превышают нескольких мм в год.

По своей интенсивности данные процессы являются суперинтенсивными деформациями (СД), которые при многократном повторении способны достигать уровня порядка 10^{-4} , что согласно существующим нормативным документам, относится к опасным деформациям (Кузьмин, 1999).

Таким образом, приведенные данные по нормативной базе и материалы по величинам геодеформаций, полученным по результатам геодезических наблюдений на Сахалине несомненно указывают на необходимость создания системы геодеформационного мониторинга объектов проектов «Сахалин-1» и «Сахалин-2».

Основой подхода к построению системы геодеформационного мониторинга за такими объектами как магистральные трубопроводы, береговые и морские сооружения различного назначения и разрабатываемые месторождения (рис. 1) является максимальное использование возможностей производственного мониторинга объектов и регламентных работ мониторингового характера (Кузьмин, Никонов, 2002).

Для оценки влияния активных разломов на магистральные трубопроводы, пересекающих эти зоны в качестве мониторинговой геодеформационной информации допустимо использовать непрерывные тензометрические измерения трубы и данные периодической внутритрубной диагностики. На выявленных потенциально опасных участках желательно проводить геодезические измерения, позволяющие фиксировать составляющую вертикальных смещений земной поверхности. Сравнение результатов напряженно-деформированного состояния трубопроводных систем с геодеформационными процессами, происходящими в разломных зонах, позволит оценить надежность предлагаемых методов контроля и повысить эколого-промышленную безопасность на этих участках.

Для береговых сооружений предлагается использовать данные регламентных геодезических наблюдений точность и периодичность проведения которых определяется нормативным документам, что позволяет считать эти работы частью системы геодеформационного мониторинга.

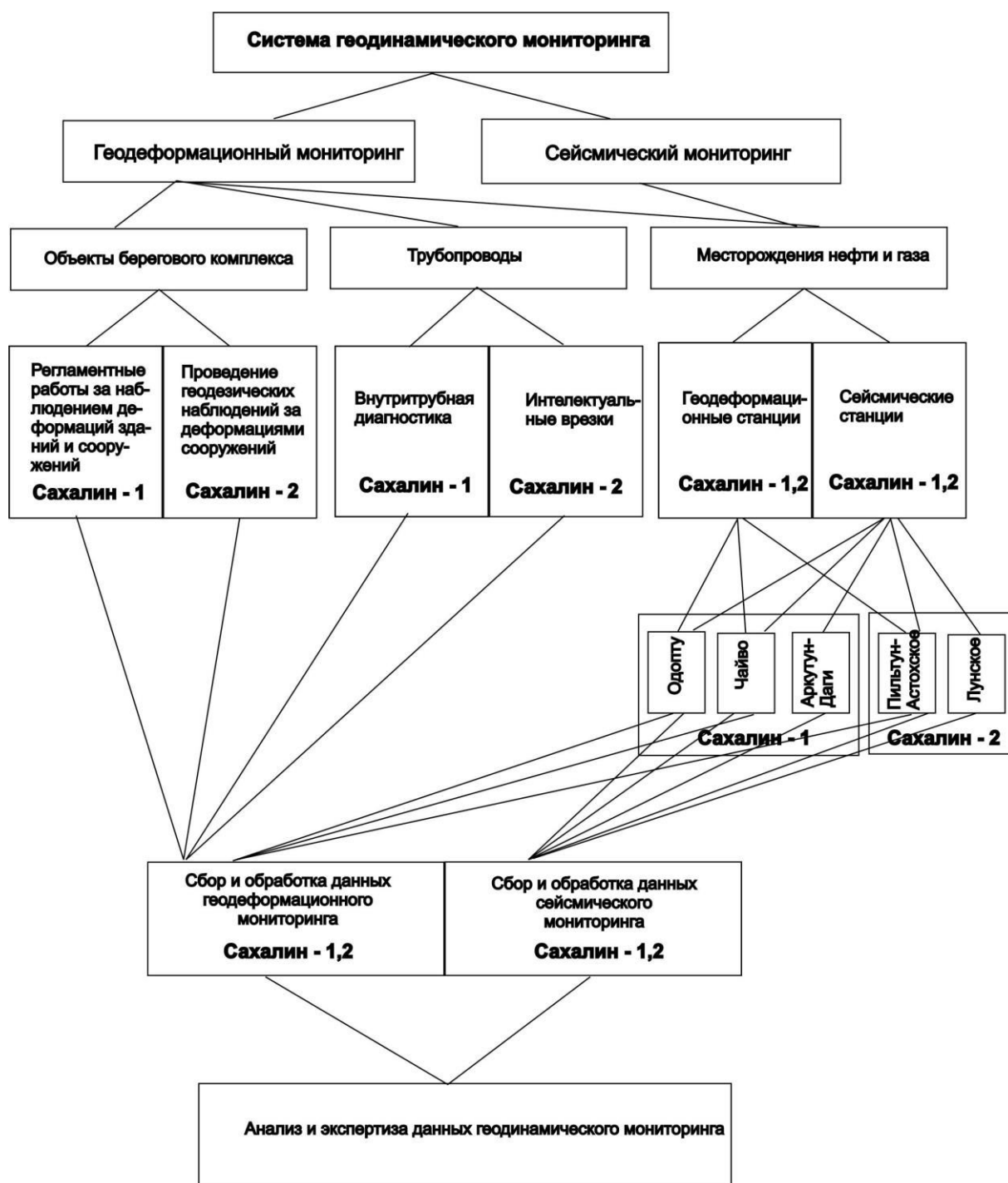


Рис. Схема геодинамического мониторинга объектов «Сахалин-1, 2»

За наблюдением деформационных процессов, возникающих при разработке таких месторождений как Чайво, Одопту – Сахалин-1; Лунская – Сахалин-2 необходима установка наклономеров. Это единственная часть системы геодеформационного мониторинга, которую необходимо будет создавать. Установка наклономеров планируется на трех запланированных сейсмических станциях, расположенных в окрестности этих же месторождений. Основная задача этих наблюдений – непрерывная регистрация геодеформационных процессов за пределами контура месторождений и вблизи береговых сооружений. Подобная установка измерительных систем позволит

контролировать фоновую ситуацию и отделять природные и техногенные составляющие процесса деформирования.

Предложенная система максимально использует возможности производственного мониторинга и соответствует существующим нормативам.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Боровский Д.И., Кузьмин Ю.О., Минаев Е.В., Никонов А.И., Надеин В.А. Опыт создания системы геодинамического мониторинга объектов проектов «Сахалин-1» и «Сахалин-2» Материалы IV Международного совещания (Санкт-Петербург, сентябрь 2003), Том 2. – М.: ООО «ИРЦ Газпром», 2004. – С. 63-69.
2. Дмитриевский А.Н., Кузьмин Ю.О., Сидоров В.А., Ульмасвай Ф.С. Основные положения геодинамической и геозоологической безопасности разработки месторождений нефти и газа и других природно-технических систем // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций и их источников, М.: Центр «Антистихия», 2002. – С. 96-103.
3. Кузьмин Ю.О., Никонов А.И., Геодинамическая природа аварийности скважин и трубопроводных систем // В кн.: Перспективы развития экологического страхования в газовой промышленности. – М.: Газпром, 1998. – С. 315-328.
4. Кузьмин Ю.О., Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании // М.: АЭН, 1999. – 220 с.
5. Кузьмин Ю.О., Никонов А.И. Геодинамический мониторинг объектов нефтегазового комплекса // В кн. Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности, вып.2. – М.: ГЕОС, 2002. – С. 427-433.
6. Кузьмин Ю.О. Геодинамический риск объектов нефтегазового комплекса // Российская Газовая Энциклопедия, М.: Большая Российская Энциклопедия, 2004. – С. 121-124.
7. Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О., Хитров А.М. Концепция геодинамической безопасности освоения углеводородного потенциала недр России // М.: ИГИРГИ, 2000. – 56 с.

© Ю.О. Кузьмин, А.И. Никонов, М.В. Шумейко, 2006

УДК 528.7

А.П. Гук

СГГА, Новосибирск

ПРИНЦИПЫ ФОТОГРАММЕТРИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ МЕТРИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ, ПОЛУЧАЕМОЙ ПО АЭРОКОСМИЧЕСКИМ СНИМКАМ

Современная фотограмметрия стремительно развивается, расширяются сферы ее применения принципиально меняются математические модели обработки снимков. В данной работе предлагается новый взгляд на цели и задачи фотограмметрической обработки снимков, поддерживающий лишь одну функцию фотограмметрии – получение по снимкам метрической информации.

Можно отметить несколько факторов, которые характеризуют современную фотограмметрию и определяют направление ее развития.

1. Стало возможным получать кадровые цифровые снимки сравнивая по формату и изобразительными и метрическими свойствами с фотографическими снимками;
2. Стали доступны для проведения практических работ сканерные космические снимки высокого и среднего разрешения;
3. Для определения элементов внешнего ориентирования широко применяются GPS и INS систем;
4. 3D моделирование вышло из стадии исследования, начали создаваться 3D ГИС;
5. Лазерная съемка позволяет эффективно получать цифровые модели рельефа и местности;
6. Широкое распространение получили методы численного анализа многозональных космических и аэроснимков, методы автоматизированного дешифрирования.

И все-таки основная особенность современного этапа развития фотограмметрии – получение цифровых кадровых снимков и цифровых сканерных космических снимков высокого разрешения.

Что же нового вносят цифровые снимки в фотограмметрию?

Основная цель обработки снимков – получение информации, которую условно можно разделить на две составляющие – качественные характеристики объекта и пространственное расположение и геометрические характеристики объекта.

Традиционно фотограмметрия занимается изучением геометрических свойств снимков и разработкой технологии получения по снимкам координат объектов и их пространственного расположения.

Распознавание объекта и определение его качественного состояния относится к дисциплине – дешифрирование снимков.

Для решения фотограмметрических задач выполняются измерения координат точек снимка. Дешифрирование выполняется путем визуального анализа изображений опытным специалистом в области класса объектов, который распознается на снимке (например, можно выделить топографическое дешифрирование, геологическое дешифрирование, дешифрирование лесных массивов и т. д.) дешифрирование выполняется на основе дешифровочных признаков, которые являются, в основном, относительными и не требуют выполнения измерений снимков.

Одним из основных дешифровочных признаков являются яркости объектов изображения.

Яркости изображений объектов рассматривались только с точки зрения дешифрирования и снимок являлся измерительным только в геометрическом плане. В первую очередь это объяснялось нестабильностью фотометрических параметров вследствие фотохимической обработки. С другой стороны условия съемки также существенно влияют на яркости изображений объектов на снимках.

Идея измерений яркости для дешифрирования объектов на снимках и формирования на их основе численных дешифровочных признаков относится к началу 70-х годов XX века.

В это время стала развиваться многоспектральная космическая съемка, позволяющая одновременно получать несколько изображений объекта в узких зонах электромагнитного спектра.

Таким образом, традиционно в фотограмметрии измерялись только координаты точек на снимках и фотограмметрическая система была измерительной только в геометрическом плане. Значения яркости изображения объекта в каждом из спектральных каналов служили численным дешифровочным признаком объекта.

Были разработаны алгоритмы обработки яркостей для дешифрирования объектов. Для выполнения дешифрирования начали использовать измерения яркостей и выполнять математическую обработку этих измерений.

Таким образом, для получения информации по космическим снимкам нужно выполнять не только геометрические, но и фотометрические измерения. Для создания измерительной системы требуется, чтобы система реагировала только на изменения измеренных параметров и мало зависела от «внешних» факторов, то есть система должна быть стабильной относительно измеренных параметров.

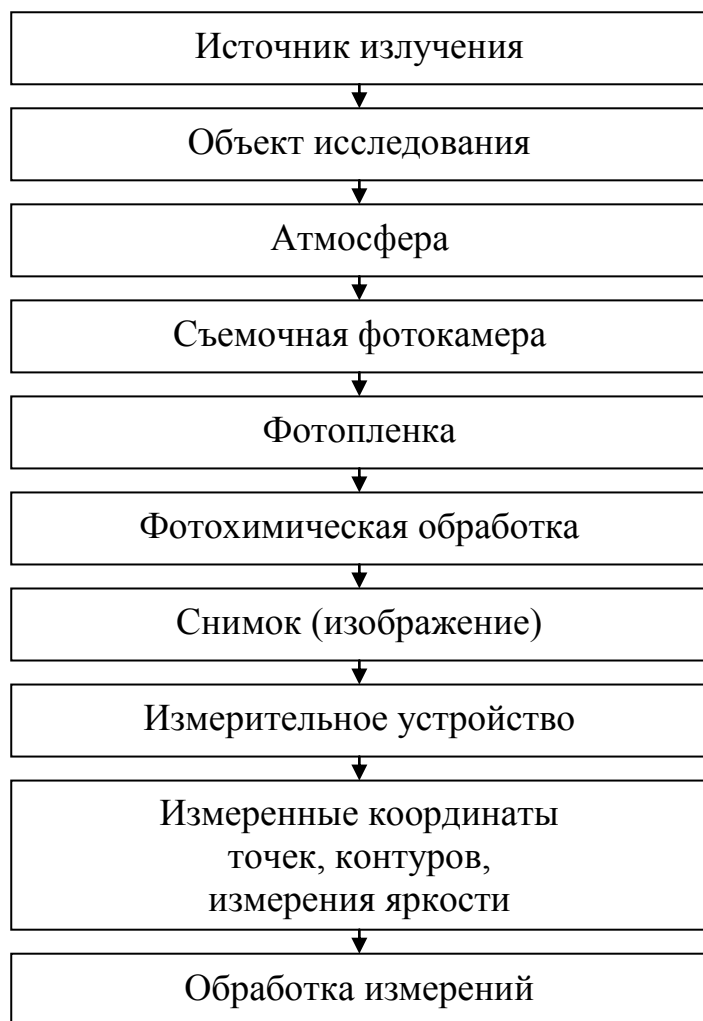


Рис. 1

На рис. 1 показана принципиальная схема сбора информации по фотографическим снимкам.

Заметим, что съемочные камеры (АФА) обеспечивают высокую геометрическую точность построения изображения и наибольшую нестабильность в измерения вносят атмосфера и фотохимическая обработка пленки.

С точки зрения фотограмметрических измерений фотопленка + фотохимическая обработка вносят существенные искажения в яркости изображения объектов.

Кроме того, принципиальное отличие снимков, полученных цифровой камерой, от фотографических состоит в том, что в процессе формирования изображения «измеряются» координаты каждого элемента

изображения, то есть происходит дискретизация на жесткофиксированной сетке, заданной элементами матрицы ПЗС, на которой формируется изображение. Одновременно происходит и измерение яркости каждого элемента. И хотя доля случайного фактора велика, уже можно говорить, что система является измерительной как в геометрическом, так и в фотометрическом плане.

Если рассматривать получение информации по снимкам как измерительную систему, то наибольшую нестабильность в процесс измерения вносит процесс регистрации информации: влияние атмосферы и фотохимической обработки.

Цифровой снимок является уникальной формой записи информации об объекте и обладает лучшими, чем фотоизображение метрическими свойствами.

Действительно, при получении цифрового изображения исключается процесс фотохимической обработки, который существенно снижает метрические свойства фотографических снимков.

Цифровое изображение представляет собой матрицу чисел, с заданной метрической структурой. Элементы матрицы целые числа, характеризующие яркости объектов. Заметим, что при получении цифрового изображения из фотографического с помощью сканера измерительной системой является сканер.

Многозональные съемочные системы – цифровые и позволяют измерять спектральные яркости объектов в узких зонах спектра и соответственно получать изображения в узких зонах спектра, которое является в некотором смысле измерительным в фотометрическом плане.

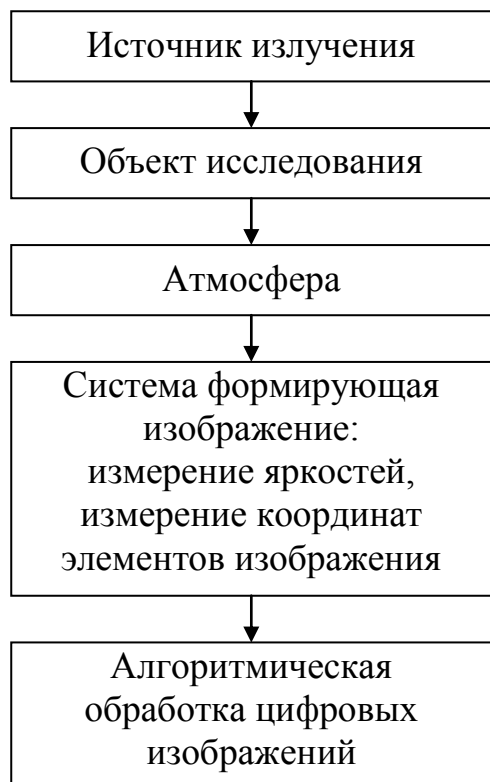


Рис. 2

На рис. 2 показана схема получения информации об объекте по цифровым снимкам.

То есть съемочная камера является одновременно системой не только формирующей изображения.

Как видно из рис. 2 выполненные измерения обрабатываются по специальным алгоритмам и на этой основе определяют качественные характеристики объектов. Дешифрирование снимков в большой мере становится измерительным, то есть съемочная система является измерительной как в геометрическом, так и в фотограмметрическом смысле.

Материалов космических съемок среднего и высокого разрешения, аэрофотоснимков различных масштабов, снимков, полученных метрическими и бытовыми цифровыми камерами, дополнительных данных в виде GPS и INS измерений, геодезических измерений

и т.д.

Фотограмметрическая обработка матрицы цифрового изображения сводится к преобразованию исходной матрицы с сохранением метрической структуры. Задача извлечения информации по снимку связана с выделением элементов, групп элементов (областей), последовательности элементов (линий), обладающих определенными свойствами. Этот процесс выполняется оператором посредством дешифрирования снимков или рисовки контуров (в случае получения картографической информации), однако, в последнее время все чаще производится в автоматическом или полуавтоматическом режиме.

В результате получают набор элементов, номера которых – суть метрическая информация (информация о координатах объекта), а присвоение объекту признака – результат процесса распознавания – и отнесение объекта к заданному классу.

С появлением цифровых методов обработки снимков стало возможным выполнять практически любые преобразования измерений (трансформирование в заданную проекцию, формирование свободного от различного вида метрических ошибок (например, дисторсии изображения), улучшение геометрических свойств изображения, улучшение фотометрического качества).

Собранная метрическая информация соответствует по точности исходному снимку, а точность результата зависит от способа обработки измерений и используемых дополнительных данных (опорных точек, данных GPS, INS, калибровки и т. д.) и математической модели обработки.

Точность результата может быть изменена путем использования дополнительных данных применяемого метода обработки. В принципе может быть достигнута точность соответствующая внутренней метрической точности изображения (как в геометрическом, так и в фотограмметрическом плане).

Стало возможным реализовать новые технологии, позволяющие задавать заданный уровень точности обработки информации. Причем уровень точности собранной информации можно повысить путем использования дополнительных данных не выполняя заново сбор информации по снимкам.

Это принципиальное изменение технологии фотограмметрической обработки снимков.

Важным является вопрос совмещения информации различного уровня. Например, информация, полученная по снимкам разных масштабов или снимки разной измерительной точности (например, снимки, полученные измерительной и неметрической камерами). Вероятно, что возможность совмещения информации будет определяться уже изобразительными свойствами снимков.

Учитывая, что цифровое изображение дискретное, детальность (информативность) снимка можно в некоторой степени оценить используя теорему Котельникова о дискретизации, хотя в реальности этот процесс значительно сложнее.

Возникает возможность повышения изобразительной и метрической точности изображения путем комбинации изображений с высокими геометрическими измерительными свойствами (но с низкой детальностью, или

же с недостаточной информативностью относительно некоторых свойств объектов) и изображений с высокой изобразительными, но низкими геометрическими свойствами. Следует заметить, что частично эта задача решается, например, при «слиянии» панхроматического и спектрального каналов. Однако, в целом задача более сложная, так как при совмещении снимков, полученных разными системами в разное время, требуется выполнить идентификацию точек изображения.

Таким образом, основную задачу современной фотограмметрии можно сформулировать как задачу получения по снимкам метрической информации о состоянии объектов, изображающихся на снимках и преобразования этой информации в заданный вид и с заданной точностью.

На кафедре сформировалось новое научное направление, связанное с разработкой технологии получения по снимкам информации заданного уровня точности на основе совместной обработки разнородных данных (материалов аэрокосмических съемок, GPS и INS измерений, геодезических измерений, карт и других типов данных).

Исследованию этого вопроса посвящены, выполненные на кафедре фотограмметрии и ДЗ, кандидатские диссертации Евстратовой Л.Г., Макаrchука А.Л., Козориза М.Д., Хлебниковой Е.П., Павленко А.В., Креснова В.Г., работы выполненные к.т.н. Белошапкиным М.А. (ООО «АэроГИС»)

В соответствии с вышеизложенными принципами на кафедре разрабатываются программные средства реализованные в новой версии цифрового стереоплоттера ASDS-2 и SDS-моно.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Евстратова Л.Г. Разработка технологий создания цифровых карт по аэрокосмическим снимкам на основе метода свободно ориентированных моделей // Автореферат кандидатской диссертации. – Новосибирск, 2005.
2. Козориз М.Д. Разработка и исследование технологий инвентаризации нефтяных месторождений по материалам аэрокосмических съемок // Автореферат кандидатской диссертации. – Новосибирск, 2003.
3. Павленко А.В. Разработка методики создания фотограмметрических 3D-моделей местности по аэрокосмическим снимкам // Автореферат кандидатской диссертации. – Новосибирск, 2006.
4. Макаrchук А.Л. Комплексный геомониторинг нефтегазоносных районов Западной Сибири по материалам дистанционного зондирования // Автореферат кандидатской диссертации, Новосибирск. – 2005.

© А.П. Гук, 2006

СОДЕРЖАНИЕ

Глинский Б.М., Фатьянов А.Г. Проблемы вибросейсмического мониторинга вулкана Эльбрус	3
Хайретдинов М.С., Авроров С.А. Нелинейный метод выделения и измерения параметров сейсмических волн	8
Хайретдинов М.С., Седухина Г.Ф. Активный сейсмический мониторинг с помощью направленного излучения и приема вибросейсмических колебаний	13
Арнаутов Г.П., Калиш Е.Н., Стусь Ю.Ф., Смирнов М.Г. Гравиметрический мониторинг в сейсмоактивных районах Сибири: Байкальской рифтовой зоне и Горном Алтае	18
Григорюк А.П., Брагинская Л.П. Информационное обеспечение экспериментов с мощными сейсмическими вибраторами	22
Казанцев С.А., Дучков А.Д. Высокоточный мониторинг температуры при решении геологических и геоэкологических задач: аппаратура и опыт применения	25
Ефимов С.А. Способ повышения эффективности вибросейсмической технологии при исследовании земной коры и строения вулканов	29
Кайсина Н.В., Ковалевский В.В., Пушной Б.М. О принципах построения систем активного сейсмического зондирования, предназначенных для исследования геодинамических процессов в сейсмоопасных зонах ...	33
Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Сеньюков С.Л. Система мониторинга сейсмической и вулканической активности Камчатки ..	38
Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. Тектонические деформации Монголо-Байкальского региона по данным GPS геодезии	42
Воскобойникова Г.М. Выделение и измерение параметров квазипериодических последовательностей сейсмических волн методом динамического программирования	51
Знак В.И., Панов С.М. Вероятностно-статистический метод восстановления формы волны зашумленного вибросейсмического сигнала	55
Ефимов С.А. Исследование возможности формирования качественных сейсмограмм при использовании монохроматических зондирующих сигналов	60
Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г. Мониторинг современных движений земной коры в зоне Чуйского землетрясения GPS методом	65
Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г. Мониторинг смещений ледяных полей озера Байкал методами светодальнометрии	72
Кузин В.И., Лаптева Н.А. Роль речного стока в климатической системе и его моделирование для Сибирского региона	79
Адмаев О.В., Ковтун С.В., Комиссаров М.В., Самофалов А.А. Особенности межсезонных периодов при оценке выбросов транспортных потоков ...	84

Щербаков А.В., Малахова В.В. Моделирование разложения метангидратов Мирового океана в результате длительного потепления	86
Рапута В.Ф. Модели реконструкции регионального загрязнения территорий	92
Шлычков В.А., Дзюбенко Л.Ф. Математическая модель для исследования устойчивости русловых процессов	97
Рапута В.Ф., Алсынбаев К.С., Морозов С.В., Шуваева О.В., Смоляков Б.С. Контроль аэрозольных выбросов нефтегазовых факелов.....	103
Дубровская О.А., Леженин А.А., Мальбахов В.М., Шлычков В.А. Влияние лесных пожаров на климатические и ландшафтные изменения в азиатской части России.....	108
Протасов А.В. Динамико-вероятностное моделирование климатических полей метеоэлементов в локальной области на основе данных реанализа.....	112
Латышева И.В., Потемкин В.Л., Иванова А.С., Белоусова В.П. Климатические особенности зимнего периода и их проявление на территории Восточной Сибири	118
Латышева И.В., Потемкин В.Л., Иванова А.С. Влияние глобального потепления на изменение климата Земли.....	119
Середович В.А., Студенков С.С., Ткачева Г.Н. Опыт создания стационарных систем геодезического деформационного мониторинга при эксплуатации инженерных объектов	120
Середович В.А., Студенков С.С., Ткачева Г.Н. Система наблюдений за состоянием сооружений Новосибирского шлюза и пути ее совершенствования	124
Каленицкий А.И. Еще раз о редуционных проблемах гравиметрии	130
Гуляев Ю.Г., Павловская О.Г. О методике геодезической оценки мобильности оползней.....	143
Кузнецов Ю.И., Панкрушин В.К. Математическое обеспечение решения задачи определения вращательных движений геодинимических объектов по геодезическим данным.....	146
Мазуров Б.Т., Панкрушин В.К. Физико-математическое моделирование деформационных процессов готовящегося вулканического извержения по комплексным геодезическим и геофизическим наблюдениям.....	156
Соколов Л.Ю. Система геодезического мониторинга Leica GeoMoS.....	164
Ашурков С.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Саньков В.А., Афракс А.Н. Организация геодинимических наблюдений на нефтегазоконденсатных месторождениях севера Иркутской области и предварительные результаты измерений движений земной поверхности	165
Ефимов С.А. Способ преобразования зондирующих сигналов с частотной модуляцией для повышения качества вибросейсмических сейсмограмм	170

Троянов А.К., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И., Иголкина Г.В. Изучение пространственно-временных изменений сейсмоакустической эмиссии геосреды в Уральской сверхглубокой скважине СГ-4	179
Мартынов О.С., Белоносов А.Ю., Тимшанов Р.И., Курчиков А.Р. Анализ геодинамических напряжений и флюидодинамических процессов в природных системах (на примере Черногорского месторождения, ХМАО Тюменской области).....	184
Васильев Ю.В., Мартынов О.С., Радченко А.В., Казанцев Ю.П. Обеспечение геодинамической безопасности в зоне деятельности ОАО «Самотлорнефтегаз» Самотлорского месторождения.....	190
Радченко А.В., Мартынов О.С. Определение пространственного положения динамически напряженных зон на местности	194
Глазунов А.С. Новые технологии астрономических определений для оперативного наблюдения за отклонением отвесных линий	198
Канушин В.Ф., Ганагина И.Г. Обратные задачи динамической геодезии со свободной границей	202
Кузьмин Ю.О., Никонов А.И., Шумейко М.В. Мониторинг современных геодинамических процессов при обеспечении промышленной безопасности объектов «Сахалин-1» и «Сахалин-2»	205
Гук А.П. Принципы фотограмметрической обработки метрической информации, получаемой по аэрокосмическим снимкам.....	210