

Литосферно-ионосферная связь и ее моделирование

М. Б. Гохберг, С. Л. Шалимов

Институт физики Земли РАН

Аннотация. Дан критический анализ существующих экспериментальных результатов и теоретических представлений о механизмах литосферно-ионосферной связи, обусловленной сейсмической активностью на заключительной стадии подготовки землетрясений. Ионосферные возмущения над сейсмически активными регионами проявляются как специфические неоднородности за несколько дней перед сильными землетрясениями. Эти неоднородности, по-видимому, вызваны прохождением атмосферных гравитационных волн через ионосферу. Сами волны, вероятнее всего, генерируются в сейсмически активных регионах посредством нестационарного притока литосферных газов в приземную атмосферу. Наземные промышленные и подземные ядерные взрывы рассматриваются в качестве модельных источников, которые могут приводить к похожим явлениям в ионосфере.

Введение

Ионосфера является ионизованной частью воздушной оболочки (атмосферы) Земли. Связь между литосферой и ионосферой прослеживается на всем протяжении от земной поверхности (береговой эффект в геомагнитных пульсациях, возмущения атмосферного электрического потенциала над разломами) до стратосферы (формирование и распад облачных структур над геологическими разломами, орографический эффект) и ионосферы (береговой эффект в сияниях, радиоавтора над глубокими разломами, метеорологические эффекты в ионосфере) (см. детальное описание в обзорах [Гохберг и др., 1988а; Данилов и др., 1987; Липеровский и др., 1992; Popov et al., 1989]).

Отмеченная связь обусловлена дискретной (т.е. неоднородной) структурой земной коры. Как правило, границы аномалий геофизических полей и соответствующих геологических структур четко совпадают. Это окажется важным в дальнейшем.

Далее, в концепции “геофизической среды”, введенной М. А. Садовским [Садовский, 1979], принципиальным свойством которой была дискретная, иерархическая структура, между элементами среды при деформационных процессах, вызванных внешними причинами, происходит перераспределение

упругой энергии. В результате обмена энергией на разных иерархических уровнях происходит потеря устойчивости элементов среды. При этом, например, подготовку сильного землетрясения можно рассматривать как заключительную стадию самоорганизации структурных элементов низкого порядка в элементы более высокого порядка (пространственно-временная диссипативная структура), разрушаемую при землетрясении [Садовский, Писаренко, 1991; Bak and Tang, 1989].

Следует подчеркнуть, что для существования эффектов самоорганизации необходим приток энергии от внешних источников с последующей диссипацией в термостате. Одна из оболочек Земли, атмосфера, может рассматриваться как своего рода термостат. В этом случае справедливо следующее предположение: *если связь между литосферой и ионосферой существует вне заметной сейсмической активности, то эта связь должна быть более существенной при активизации сейсмического процесса.*

Заметим, что возмущения ионосферы, вызванные естественной геофизической активностью, такой как извержения вулканов и землетрясения, изучают со времени землетрясения на Аляске в 1964 г. [Davies and Baker, 1965; Leonard and Barnes, 1965]; см. также обзоры [Blanc, 1985; Pokhotelov et al., 1995]. Целью этих работ было определение ионосферных возмущений после событий.

Обратим теперь внимание на данные ионосферных наблюдений в сейсмически активных регионах непосредственно перед землетрясением, когда в эпицентральной зоне происходит активизация крупномасштабных деформационных процессов.

©2000 Российский журнал наук о Земле.

Статья N RJE00032.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 20 апреля 2000.
URL: <http://eos.wdcb.ru/rjes/v03/RJE00032/RJE00032.htm>

Экспериментальные результаты

Ионосферный отклик на подготовку землетрясения, в основном, изучают в ионосферных E слое (100–130 км над поверхностью Земли) и F слое (200–350 км) над сейсмически активным регионом. Эти исследования проводились как с помощью наземной техники, так и посредством спутников с низкой орбитой (см. обзоры [Гохберг и др., 1988а; Липеровский и др., 1992]). Чтобы выделить изменения, обусловленные сейсмической активностью, необходимо предположить, что ионосферные вариации, связанные с подготовкой сильного землетрясения отличаются от других ионосферных возмущений (фоновых), которые имеют место в сейсмически спокойное время. Заметим, что подобные гипотезы принимают вне зависимости от методов, используемых для прогноза землетрясений, так что это можно сделать и в исследованиях литосферно-ионосферной связи перед землетрясениями.

Естественно воспользоваться многолетними рядами наблюдений за состоянием ионосферы в сейсмически активных регионах (Кавказ, Средняя Азия, Камчатка), где произошли сотни землетрясений. Можно выделить две серии работ, где проанализированы ионосферные параметры, включающие свечение ночного неба в линиях 557,7 нм и 630 нм [Торшеллидзе и Фишкова, 1988; Фишкова и Торшеллидзе, 1989; Fishkova et al., 1985] и вариации плотности ионосферных E и F слоев [Липеровский и др., 1992; Gaivoronskaya and Zelenova, 1991]. Результаты можно представить в компактной форме в виде таблицы 1 [Шалимов, Гохберг, 1999а].

В таблице использованы общепринятые обозначения: УНЧ – ультранизкие частоты, КНЧ – крайне низкие частоты, ОНЧ – очень низкие частоты, СДВ – сверхдлинные волны.

Статистические результаты вертикального ионосферного зондирования (в режиме одно измерение за 15 мин) в сейсмически активных регионах позволяют сделать вывод, что для сильных (с магнитудой 4,5 и более) землетрясений, имевших место вблизи станции зондирования (в радиусе $r \leq R = \exp(M)$, где R – радиус области деформации для события с магнитудой M): 1) ночной спорадический слой $E(E_S)$ характеризуется повышенной изменчивостью за оставшиеся двое суток до землетрясения; 2) при этом слой E_S имеют тенденцию к расплыванию; 3) плотность в максимуме F слоя начинает расти в среднем за несколько дней до события и имеет пространственный масштаб порядка нескольких тысяч километров вдоль параллели и 1000 км вдоль меридиана; 4) в то же время существует тенденция относительного уменьшения плотности слоя приблизительно за 1 сутки до события, имеющая вихреобразную струк-

туру с масштабом $\sim 10^3$ км, локализованную на расстояниях ≥ 500 км от эпицентра; 5) за 1–2 суток в спектре вариаций плотности F слоя чаще (в среднем в 2 раза) появляются длиннопериодные (с характерным временем порядка 2 ч) квазиволновые возмущения.

Слой эмиссии атомного кислорода (OI) 557,7 нм (зеленая линия) находится на высотах 85–100 км, что соответствует ионосферному слою E , а эмиссионный слой линии 630 нм (красная линия) – на высотах 200–300 км, что соответствует ионосферному слою F . Поэтому можно ожидать, что результаты фотометрических наблюдений и вертикального зондирования ионосферы будут взаимосвязаны.

Анализ многолетних данных, полученных при фотометрических измерениях в сейсмически активных регионах приводит к следующим выводам: 1) за несколько дней до землетрясений число “сбросов” интенсивности в линии 557,7 нм возрастает по сравнению с фоновым периодом; 2) в то же время регистрируется аномальное увеличение (в среднем) интенсивности зеленой линии; 3) для красной линии рост интенсивности эмиссии за несколько дней до землетрясения сменяется уменьшением интенсивности за 1 день перед событием.

Очевидно, рост числа сбросов интенсивности означает повышение изменчивости эмиссионного слоя линии 557,7 нм. Это явление аналогично отмеченному выше повышению изменчивости спорадического слоя E в сейсмически активный период. Сильная зависимость интенсивности эмиссии 557,7 нм от температуры и нейтральной компоненты атмосферы определяет ее высокую чувствительность к динамическим процессам и, в то же время, изолированность от плазмы. Отсюда следует важное заключение: изменчивость обоих параметров (интенсивности линии 557,7 нм и плотности спорадического слоя E) может быть вызвана одной и той же причиной, которая обусловлена, в основном, нейтральной компонентой атмосферы. В частности, существуют почти синфазные вариации при распространении атмосферных внутренних гравитационных волн, когда внезапные увеличения интенсивности эмиссии 557,7 нм совпадают с уменьшением плотности спорадического слоя [Фишкова, 1983].

Интерпретация

Удивительно, но до сегодняшнего дня не существует общепринятой точки зрения, позволяющей интерпретировать наблюдения за ионосферой сейсмически активных регионов, хотя нет недостатка в гипотезах. Например, предполагалось, что трансформацией УНЧ волн, генерируемых в процессах

Таблица 1.

№	Высота	Метод	Параметр	Аномалия	Расстояние (км)	Время
1	>F слоя	спутник	УНЧ-КНЧ	$\uparrow \times 10 \div 10^3$	1000	Часы
2	—	—	КНЧ-ОНЧ	$\uparrow \times 10 \div 10^3$	$\varphi:1000, \lambda:6000$	Часы-дни
3	F слой	—	плотность	\downarrow	500	Часы
4	—	ионозонд	—	\downarrow	500	Часы
5	—	—	—	$\uparrow f_0F2, 20\%$	$\varphi:1000, \lambda:6000$	Часы-дни
6	—	—	—	$\uparrow \times 2$ для $\tau \sim 2$ ч	500	Дни
7	—	фотометр	630 нм	$\uparrow 15 \div 40\%$	200	Дни
8	—	—	—	$\downarrow 15\%$	1000	Часы
9	E слой	ионозонд	плотность	\downarrow	500	Часы-дни
10	—	—	—	$\uparrow \sigma$	500	Дни
11	—	фотометр	557,7 нм	$\uparrow 7\%$	200	Часы
12	—	—	—	$\uparrow \sigma$	500	Часы-дни
13	—	СДВ-трассы	$\Delta\phi$	$\uparrow \sigma$	2000	Часы-дни

смещения и разрушения вдоль активных разломов перед землетрясением, в ОНЧ-колебания можно объяснить вариации свечения [Molchanov and Hayakawa, 1994], так как взаимодействие между высокоэнергичными захваченными электронами в магнитосфере и сейсмогенным ОНЧ-излучением может вызвать высыпания частиц и последующие вариации свечения. Те же вариации свечения были связаны с диссипацией инфразвука, излучаемого, согласно гипотезе, из эпицентра землетрясения непосредственно перед событием [Торошелидзе, Фишкова, 1988]. Наконец, согласно еще одной гипотезе, крупномасштабный ток, текущий вдоль будущего разлома, индуцирует соответствующие электромагнитные поля в ионосфере (в диапазоне УНЧ), что и было использовано для интерпретации эффектов в ионосферных E и F слоях [Колоколов и др., 1992]. Каким же образом решить вопрос о природе связи между литосферой и ионосферой, по крайней мере, на завершающей стадии подготовки сейсмического события? Будет ли это электромагнитный или инфразвуковой источник, или какой-нибудь еще?

Чтобы выяснить происхождение ионосферных неоднородностей, обратим внимание на то, что: 1) неоднородности регистрируются в магнитоспокойные периоды; 2) часто неоднородности и связываемые с ними эффекты остаются и после землетрясений; 3) неоднородности регистрируются как в нейтральной, так и в ионизированной компонентах ионосферы; 4) пространственные масштабы проявления ионосферных возмущений весьма значительны.

Согласно первому пункту, происхождение неоднородностей, по-видимому, не связано с джоулевым разогревом ионосферы авроральным электроджетом, с которым обычно ассоциируются крупно- и сред-

немасштабные вариации плотности ионосферы – ионосферные бури. Если же предполагать локальное электромагнитное воздействие на ионосферу в сейсмически активной зоне, сравнимое по эффективности с суббуревым эффектом, то в районе очага землетрясения должна была бы повышаться локальная геомагнитная активность, чего, однако, не наблюдают [Гохберг и др., 1988b].

Второй пункт ставит под сомнение как гипотезу электромагнитной, так и инфразвуковой связи литосферы и ионосферы перед землетрясениями, так как спустя сутки после землетрясения, по-видимому, нет оснований ожидать электромагнитные или инфразвуковые процессы в земле такой же интенсивности, что и до события.

Третий пункт, с учетом большой разницы (6–8 порядков в пользу нейтральной компоненты) концентраций ионизированной и нейтральной компонент ионосферы, указывает на то, что для заметных изменений в нейтральной компоненте сами неоднородности должны быть связаны с нейтральными частицами.

Наконец, если учесть теперь четвертый пункт – пространственные масштабы ионосферных возмущений, а также длительность вариаций в F слое (см. табл. 1), то речь может идти только о крупномасштабных квазипериодических вариациях нейтральной компоненты, которыми могут быть атмосферные внутренние гравитационные волны (ВГВ). Фактически ни электромагнитная, ни инфразвуковая гипотезы не способны описать весь комплекс экспериментальных результатов, но если допустить присутствие ВГВ, то можно интерпретировать все наблюдения, сведенные в таблицу (см. рис. 1).

Действительно, при распространении вверх ВГВ

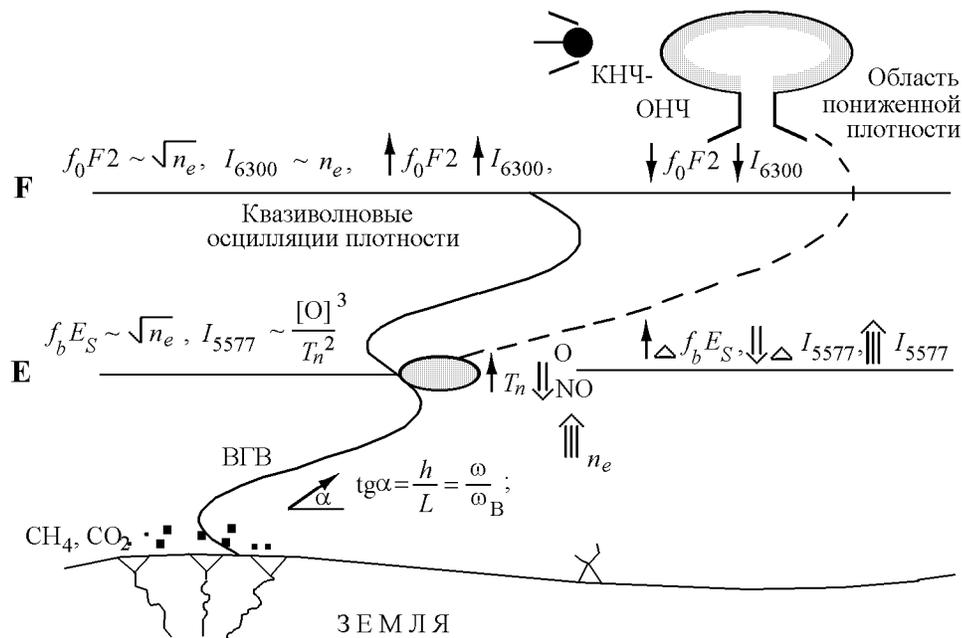


Рис. 1. ВГВ-модель сейсмоионосферных связей.

будут диссипировать (в основном на высотах 80–100 км), следствием чего будет усиление турбулентности и рост температуры нейтральных частиц T . Особенно заметный вклад дает диссипация длиннопериодных волн (десятки К/сут). Рост температуры нейтралов приведет: 1) к резким (сбросовым) уменьшениям интенсивности 557,7 нм (так как $I_{557,7} \sim [O]^3/T^2$); 2) к быстрому уменьшению температурного градиента dT/dh в области 80–120 км, чему способствует и усиление турбулентности, которое выражается в росте коэффициента турбулентной диффузии $K \sim (dT/dh)^{-1}$. При этом, вследствие роста K , осуществится вертикальный турбулентный перенос молекул NO и атомов O из области их активного образования (100–150 км). Рост T и концентрации NO приведет к увеличению концентрации электронов в нижней ионосфере (следовательно, к фазовым и амплитудным аномалиям на трассах радиоволн – см. табл. 1). Перераспределение O начнет увеличивать интенсивность 557,7 нм, компенсируя эффект “сброса”, возникший при увеличении T . Повышение интенсивности 557,7 нм в среднем объясняется при этом большей эффективностью одного из двух конкурирующих процессов (рост T и перенос атомов O) – переноса атомарного кислорода.

Присутствие самих ВГВ не остается незамеченным. Во-первых, при вертикальном зондировании на фиксированной высоте (например, $h' \sim 300$ км) ВГВ должны проявлять себя как квазиволновые ос-

цилляции плотности, что и наблюдается (см. табл. 1). Во-вторых, становится возможным связать повышенную изменчивость плотности в слоях E_S с присутствием длиннопериодных ВГВ в рамках теории ветрового сдвига (основы этой теории изложены, например, в книге [Гершман, 1974]).

Далее, экспериментально и теоретически обоснована способность длиннопериодных ВГВ служить затравкой для развития плазменных пузырей или областей пониженной плотности плазмы (вследствие неустойчивости Релея-Тейлора (РТ) в экваториальной ионосфере и неустойчивости Перкинса (П) в среднеширотной ионосфере) [Kelley, 1989]. Областям пониженной плотности плазмы, очевидно, соответствует пониженная интенсивность 630 нм (так как $I_{630} \sim n_e$). В свою очередь, резкие плазменные неоднородности – границы пузырей, могут быть источником КНЧ-ОНЧ волн, регистрируемых со спутников (см. табл. 1). Например, в диапазоне фильтровых каналов от 140 Гц до 15 кГц спутника “Интеркосмос-19”, максимальную амплитуду имели электростатические шумы на 140 Гц и 15 кГц [Ларкина и др., 1983]. Присутствие именно этих шумов можно объяснить следующим образом.

При скорости спутника порядка 8 км/с, частоте регистрации $f = 15$ кГц соответствуют масштабы неоднородностей $\lambda = 50$ см. Эти неоднородности могут развиваться на резких градиентах областей пониженной плотности. Численный расчет показал

[Huba and Ossakow, 1979], что на масштабах $\ll 1$ м выше максимума слоя F даже слабые ион-ионные столкновения приводят к трансформации дрейфовой ионно-циклотронной неустойчивости в нижнегибридную дрейфовую неустойчивость (LHD). Считая условия для раскачки LHD неустойчивости выполненными, и используя условие стабилизации уширением электронных резонансов, по уровню LHD турбулентности можно оценить амплитуду колебаний вблизи частоты 15 кГц, которая совпадает с экспериментальной [Шалимов, 1985].

С неоднородными границами областей пониженной плотности плазмы естественно связать также генерацию дрейфово-диссипативной неустойчивости. В слабостолкновительной плазме верхней ионосферы с развитием этой неустойчивости ассоциируются волны УНЧ-КНЧ диапазонов ($f \leq 140$ Гц). При этом, отмечаемый в экспериментах “провал” интенсивности шумов в диапазоне от 200 Гц до 1000 Гц обусловлен демпфированием дрейфовых волн ионными столкновениями [Галеев и др., 1963].

Далее, в результате развития РТ/П неустойчивостей, образования областей разрежения плазмы и последующего нагрева нейтралов, начнется движение нейтральной компоненты вверх. Это восходящее движение нейтральной компоненты приведет к увеличению плотности плазмы выше максимума F слоя, так как будет препятствовать “стеканию” плазмы в область повышенной рекомбинации [Иванов-Холодный, Михайлов, 1980].

Наконец, становится понятной относительная локальность ионосферных возмущений, связываемых с подготовкой землетрясений (см. табл. 1, где расстояния обнаружения предвестников варьируются от нескольких сотен километров до нескольких тысяч километров). Действительно, из дисперсионного соотношения для незатухающих ВГВ имеем

$$k_z^2 = k_x^2(\omega_B^2/\omega^2 - 1),$$

и при условии $k_z \gg k_x$ получим, что групповая скорость направлена почти горизонтально. Волна, распространяющаяся от земной поверхности на горизонтальное расстояние L_\perp достигнет ионосферной высоты h , когда

$$v_{g\perp}/v_{gz} \approx \omega_B/\omega = L_\perp/h.$$

Если период волны порядка 2 ч, $h \sim 10^2$ км, то для волн таких периодов расстояние по горизонтали L_\perp , на котором будут обнаруживаться ионосферные эффекты, оценивается как $L_\perp \sim 2000$ км, в соответствии с экспериментом (см. табл. 1).

Из предыдущего ясно, что именно ВГВ нужно рассматривать в качестве механизма литосферно-ионосферных связей в сейсмически активных регионах. Это тем более естественно, если учесть,

что стратификация атмосферы способствует усилению возмущений нейтральной компоненты, возникших вблизи земной поверхности. Заметим, что наличие возмущений акустического (инфразвукового) диапазона не подтверждается прямыми наблюдениями в сейсмически активных регионах. В то же время, для преимущественной генерации ВГВ именно здесь существуют благоприятные возможности.

1) Длиннопериодные колебания Земли.

Например, для достаточно сильных землетрясений вариации потока упругой энергии могут быть вызваны так называемыми сейсмогравитационными колебаниями, имеющими период порядка 1–3 ч [Линьков и др., 1989]. Эти глобальные колебания существуют постоянно, но становятся более интенсивными за несколько дней до сильных землетрясений. Согласно экспериментам, длиннопериодные колебания выступают как источник сопутствующих им колебаний атмосферы (например, в спектрах измерений микробарографа обнаруживались линии мультиплета сфероидального колебания ${}_0S_2$). Наиболее значительные вертикальные смещения земной поверхности должны иметь место именно в сейсмически активных регионах с ярко выраженным блоковым строением земной коры, аналогично тому, как приливные деформации наиболее значительны в зонах разломов земной коры [Латынина, Шишкина, 1978]. Воздействуя на атмосферу подобно “поршню”, эти колебания способны генерировать ВГВ [Shalimov, 1992].

2) Локальный парниковый эффект.

Другой механизм преимущественной генерации ВГВ именно в сейсмически активных регионах непосредственно перед землетрясениями связан с результатами, полученными в исследованиях со спутников потока уходящего от Земли инфракрасного излучения. В частности, анализ непрерывных (100–250 дней) ночных тепловых снимков со спутников серии NOAA за 10-летний период позволил обнаружить ряд аномалий потока инфракрасного излучения в Среднеазиатском сейсмически активном регионе [Горный и др., 1988]. Было показано существование аномалий потока двух типов – стационарных и нестационарных. Последние возникают, как правило, в месте пересечения разломов, имеют повышенную на несколько градусов температуру, время жизни порядка 2–10 дней и площадь порядка 10^4 м².

Наиболее интересный вывод, следующий, в частности, из анализа поведения нестационарной ИК-аномалии в узле пересечения Каратауского и Тамды-Токрауского разломов, – это совпадение активизации аномалии с периодом сейсмической активности (за несколько суток до землетрясений) блоков земной коры, сопредельных с этими разломами. Аномалии предшествуют только коровым землетрясениям

с $M \geq 4,3$. Эти нестационарные тепловые аномалии могут быть связаны с локальным парниковым эффектом, обусловленным интенсификацией дегазации литосферных газов (CH_4 , CO_2) перед землетрясениями. Нестабильные тепловые аномалии могут рассматриваться как источники ВГВ [Гохберг и др., 1996; Шалимов, 1992; Gokhberg et al., 1994].

3) Нестационарный приток массы литосферных газов.

Известно, что одним из наиболее ярких проявлений активности среды перед землетрясениями является изменение динамики выхода литосферных газов, что обусловлено высокой проницаемостью разломных зон сейсмически активных регионов [Войтов, Добровольский, 1994]. Соответственно, движение флюида приводит к увеличению плотности потока газа из подпочв в приземную атмосферу. Содержание литосферных газов в приземной атмосфере над тектонически нарушенными структурами в среднем в несколько раз выше, чем над структурами без тектонических нарушений. Разгрузки природных газов становятся особенно плотными (часто возрастая на порядки величин) в периоды подготовки тектонических землетрясений, создавая в приземной атмосфере аномальные эффекты в виде сверхфоновых концентраций отдельных газов (преимущественно углеродистых: CO_2 , CH_4 и его гомологов [Войтов, Добровольский, 1994]).

Существенная для дальнейшего особенность динамики выхода газов – нестационарность дегазации. Поскольку существует инерция выхода газа порядка нескольких часов, то его вариации могут быть промодулированы деформационными процессами с таким же характерным временем. Это могут быть сейсмогравитационные пульсации Земли с периодами 1–3 ч [Линьков и др., 1989], а также приливы. Существуют экспериментальные свидетельства периодических вариаций газовых концентраций радиогенных газов с периодами от 2 ч до нескольких дней в термальных водах. В частности, недавно обнаружена модуляция собственными колебаниями Земли поступления углеводородных газов из промежуточных ловушек в пластовые коллекторы тектонически сложно построенных нефтегазовых месторождений [Войтов и др., 1992]. В сейсмически активных регионах периодичность дегазации может осложняться выбросами непосредственно перед событием. Однако для нас важна лишь сама низкочастотная нестационарность притока литосферных газов в приземную атмосферу, где в периоды подготовки землетрясений достигаются их сверхфоновые концентрации.

Таким образом, можно полагать, что существует, по меньшей мере, три механизма преимущественной генерации ВГВ в сейсмически активных регионах.

Эти механизмы могут быть связаны с 1) “поршневым” движением земной коры, имеющей блоковую структуру; 2) нестабильными тепловыми аномалиями в разломных зонах земной коры; 3) нестабильным поступлением массы литосферных газов в атмосферу.

Сравнение эффективности механизмов генерации ВГВ показывает, что поток энергии при генерации ВГВ собственными колебаниями Земли – порядка $2 \cdot 10^{-3}$ эрг/см²·с, а при генерации ВГВ притоком газов – порядка $2 \cdot 10^{-1}$ эрг/см²·с, т.е. на два порядка эффективнее.

Для того, чтобы сделать следующий шаг, обратимся к результатам расчетов проникновения атмосферных гравитационных волн на высоты 120–200 км, полученным с помощью численной модели AGWWND [Погорельцев, Перцев 1995]. Были выбраны следующие параметры: горизонтальная длина волны – 200 км, период – 52 мин, относительная амплитуда возмущения плотности вблизи поверхности земли – $8 \cdot 10^{-5}$. С использованием численной модели AGWWND было рассчитано распространение волны вплоть до высот 250 км с учетом зависящего от высоты нагрева (как из-за температурных флуктуаций, так и из-за вязкости и теплопроводности), волновой траектории и реалистического профиля температуры и ветра. Вертикальные профили вместе с рассчитанной структурой волны показаны на рис. 2, взятом из работы [Перцев, Шалимов, 1996]. Параметры волны имеют максимальные величины вблизи высоты 125 км. Амплитуда и другие характеристики волны оказались чувствительными к профилю ветра. Если изменить направление ветра или направление фазовой скорости волны на противоположный, то волна диссипирует на заметно меньшей высоте.

Почему важно знать, где диссипирует волна? Ответ тесно связан с типом трансформации ВГВ в ионосферные плазменные возмущения и с дискриминацией ионосферных эффектов, обусловленных прохождением ВГВ. Из рис. 2 видно, что ВГВ распространяется под небольшим углом к горизонту и перед достижением высоты 125 км, где имеет место основная диссипация, волна проходит 1000 км в случае распространения против ветра. Тогда, как было показано [Перцев, Шалимов, 1996; Шалимов, Гохберг, 1999a], возможным механизмом дальнейшего развития термосферного возмущения, инициированного диссипацией ВГВ, будет развитие крупномасштабного возмущения плотности плазмы из-за плазменной неустойчивости Релея-Тейлора или Перкинса, уменьшение интенсивности свечения в линии 630 нм и т.д. по схеме (рис. 1) в F области ионосферы.

С другой стороны, в случае распространения волны в направлении, противоположном тому, что на рис. 2 волна будет диссипировать на существенно меньшей высоте (~ 100 км, вместо 125 как в предыдущем случае). Это приведет к росту температуры нейтралов на высотах ~ 100 км, диффузионному перераспределению молекул NO и т.д. по схеме (рис. 1) в нижней ионосфере (см. количественное обсуждение в работах [Shalimov and Gokhberg, 1998a, 1998b]).

В работах [Shalimov and Gokhberg, 1998a, 1998b] дан количественный анализ доступных ионосферных данных в сейсмически активном регионе на западе Ирана. Использован новый механизм литосферно-ионосферной связи, обусловленный генерацией ВГВ в сейсмически активном регионе. При благоприятных условиях волна достигает ионосферы. В результате, описание отклика нижней ионосферы и F слоя на прохождение ВГВ позволяет объяснить все экспериментальные данные. Однако этот частный случай является довольно редким исключением, когда в нашем распоряжении оказались некоторые ионосферные параметры, случайно измеренные независимыми группами исследователей. Поэтому необходимо рассматривать возможность *моделирования* литосферно-ионосферной связи.

Моделирование

На этом пути такие поверхностные источники как сильные землетрясения или взрывы являются оптимальными примерами. Перемещение земной поверхности (иногда только до нескольких см) в этих процессах, в общем случае, приводит к генерации акустико-гравитационных волн, которые распространяются в стороны и вверх от источника. Эти возмущения так или иначе достигают ионосферных слоев, где взаимодействие между нейтралами и плазмой приводит к флуктуациям электронной плотности. Очевидно, что упомянутые источники могут моделировать литосферно-ионосферную связь, так как существует много общего в этих явлениях. В любом случае, поскольку плотность атмосферы почти экспоненциально уменьшается с высотой, сохранение энергии ведет к тому, что амплитуда волны растет по мере распространения волны вверх. Для поверхностного источника коэффициент усиления достигает 10^4 на ионосферных высотах. Это объясняет, почему зондирование ионосферы позволяет регистрировать атмосферные возмущения, которые практически неразличимы на фоне атмосферных шумов в приземном слое. Кроме того, существует подобие в механизмах воздействия атмосферных возмущений на слабоионизованную плазму для обоих явлений, поэтому изучение воздействия взрывных

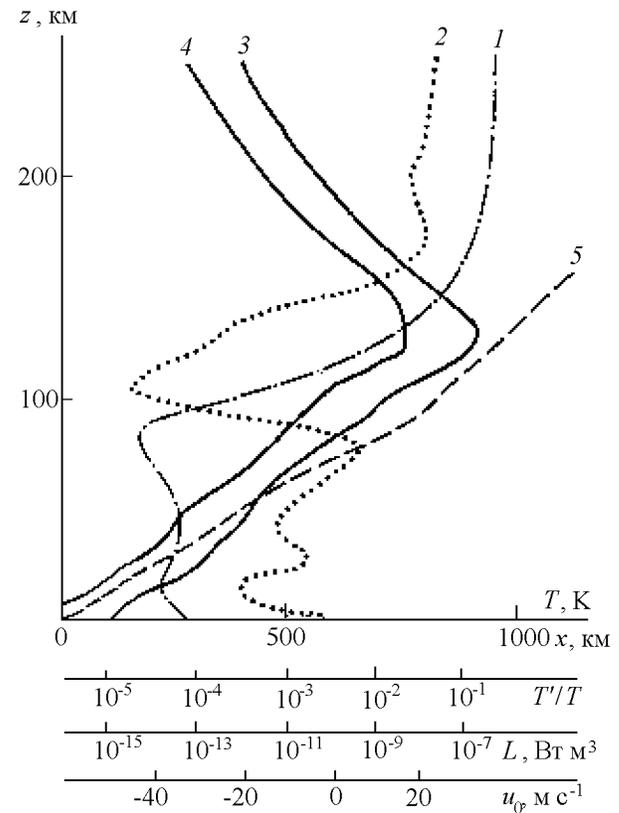


Рис. 2. Вертикальные профили: 1–фоновой температуры T , 2–проекции u_0 скорости ветра на азимут волнового вектора, 3–относительной амплитуды T'/T для волны с параметрами, указанными в тексте, 4–вязкотеплопроводные потери энергии L для этой же волны, 5–ее траектория $x(z)$. Профили 1 и 2 заданы по модели Погорельцев, Перцев [1995], профили 3–5 – результаты ее применения.

акустических импульсов на ионосферу снизу поможет прояснить действие сейсмогенных ВГВ.

1) Дальняя и долгоживущая активность акустико-гравитационных и МГД волн в ионосфере, инициированная импульсным акустическим возмущением.

Наиболее убедительные аргументы в пользу трансформации акустических возмущений в электромагнитные даны в ходе эксперимента МАССА (рис. 3) [Gokhberg, 1983]. Кроме того, в эксперименте МАССА было показано, что помимо АГВ, в ионосфере могут возбуждаться МГД волны. Отклик ионосферы на взрыв (240 т ТНТ) в рассматриваемом эксперименте зарегистрирован на ионограммах в виде явления “spread F ”, которое обычно ассоциируется с прохождением ВГВ [Специальный выпуск, 1985]. Кроме того, возмущения электронной плотности, локализованные в F слое (высоты 245–350 км), были зарегистрированы радаром некогерентного

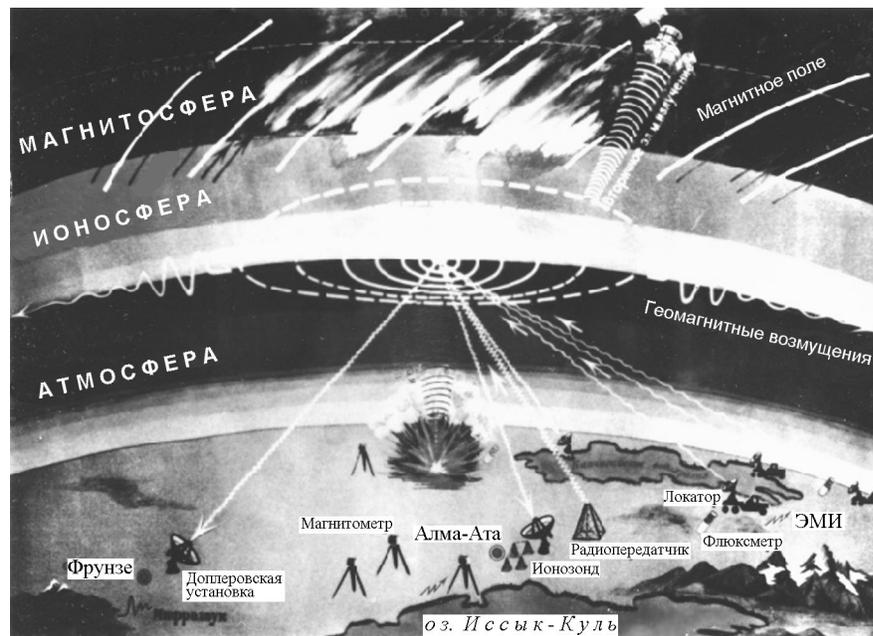


Рис. 3. Схематическое изображение комплекса измерений, которые были использованы при проведении эксперимента МАССА.

рассеяния на расстоянии порядка $4 \cdot 10^3$ км от взрыва [Специальный выпуск, 1985]. В этом случае наблюдались ионосферные возмущения двух типов: а) увеличение (в 7 раз) сечения рассеяния ионосферной плазмы (на высотах 100–400 км), которое имело место на первой минуте после взрыва и достигло максимума за 6 мин; это соответствует скорости распространения возмущению порядка 100 км/с и ассоциируется с МГД волнами; б) квазипериодические вариации электронной плотности и температуры (с периодом 1 ч и амплитудой до 30% для плотности и 5% для температуры), которые были зарегистрированы спустя $\tau \sim 1$ ч после взрыва на высоте ≥ 300 км (рис. 4); это соответствует скорости распространения возмущений порядка 0,8 км/с и ассоциируется с ВГВ.

Заметим, что в последнем случае длительность волновой активности была около 1,5 ч. Аналогично, в эксперименте с 5-кт наземным взрывом [Jacobson et al., 1988] в *E* области обнаружены необычно долго длящиеся (~ 1 ч) регулярные осцилляции с 6-ти минутным периодом на расстояниях 250 км от взрыва.

Недавно было обнаружено влияние акустических волн от наземных взрывов ($M \sim 1 \div 2$) на распространение КНЧ (30–200 Гц) электромагнитных волн [Гохберг и др., 1999]. Амплитудные и фазовые осцилляции с периодом около 1 ч и глубиной модуляции 15–20% были зарегистрированы в ближней зоне взрывов. Такие осцилляции являются характерными

для ВГВ, которые считают основной причиной ионосферных явлений перед землетрясениями.

2) Солитоноподобное возмущение, инициированное проходящим через ионосферу акустическим импульсом.

Солитоны в ионосферной плазме, вызванные наземным взрывом, впервые были зарегистрированы в эксперименте МАССА [Гальперин и др., 1985; Gokhberg, 1983]. В этом эксперименте на 298 с после взрыва в *F* области ионосферы над местом взрыва был обнаружен магнитный импульс. Импульс представлял собой резкий всплеск магнитного поля длительностью $\tau \approx 0,08$ с и амплитудой ~ 120 нТ. Вектор Пойнтинга был направлен вверх вдоль геомагнитного поля. Альвеновский импульс зарегистрирован на высоте 800 км. В работе Pokhotelov et al. [1996] получено и численно решено 2D-уравнение, описывающее альвеновский солитон в магнитосфере Земли.

3) Долгоживущее пятно плазменной турбулентности в верхней ионосфере, инициированное акустическим возмущением.

Распространение электромагнитного импульса большой амплитуды в ионосферной плазме может сопровождаться турбулизацией плазмы, возбуждаемой сильным электрическим током на фронте импульса и образующей таким образом “турбулентный след”. Это предположение действительно было подтверждено экспериментально. При пересечении силовой трубки взрыва спутником Ореол, одновре-

менно с альвеновским импульсом было зарегистрировано шумовое пятно низкочастотной (50–5000 Гц) электростатической турбулентности [Гальперин и др., 1985]. Волновая активность сохранялась в течение 35 мин после взрыва. Последний результат был подтвержден в последующем эксперименте на спутнике DE-2 [Гохберг и др., 1990], когда спутник пересекал магнитную силовую трубку над полигоном Невада после сильного подземного ядерного взрыва.

Эти измерения были интерпретированы как результат возбуждения электростатических ионно-звуковой [Гальперин и др., 1985] или ионно-циклотронной [Шалимов, 1998а] неустойчивостей.

4) Нелинейная трансформация акустического импульса в электромагнитные возмущения в ионосфере.

Blanc and Jacobson [1989] наблюдали необычный эффект “фрагментации” фоновых ионосферных неоднородностей после прохождения через ионосферную E область ударной акустической волны от взрывного источника. В эксперименте (взрыв 4,8 кт ТНТ) зондирование ионосферы осуществлялось на расстоянии 38 км от места взрыва. Анализ показал, что в E области появились ионосферные неоднородности с временным масштабом порядка 2 с и пространственным – порядка 2 км (см. рис. 5). Эти масштабы значительно отличались от тех, что ионосферные неоднородности имели до взрыва, 10 с и 10 км, соответственно. Измерения были интерпретированы качественно как фрагментация уже существующих фоновых неоднородностей при их взаимодействии с акустическим импульсом.

Эти результаты были пересмотрены с применением количественных оценок [Шалимов, 1998б], и было показано, что мелкомасштабные фоновые ионосферные неоднородности изменяют свои амплитуду и пространственно-временные характеристики при прохождении крупномасштабного акустического импульса. В результате обнаружен эффект сжатия (а не фрагментация) масштабов фоновых неоднородностей при акустической накачке, который приводит к формированию продольного токового импульса, или альвеновского импульса, распространяющегося в верхнюю ионосферу.

5) Вихревая долгоживущая ионосферная структура, инициированная распространяющимся акустическим импульсом.

Рассмотрим теперь новую возможность изучения акустической накачки ионосферы при использовании взрывных источников, которая связана с методом ионосферной радиотомографии. В противоположность прежним методам, данный метод позволяет получать сечение ионосферы по вертикали с масштабом в сотни километров и по горизонтали с масштабом в тысячи километров. Рекон-

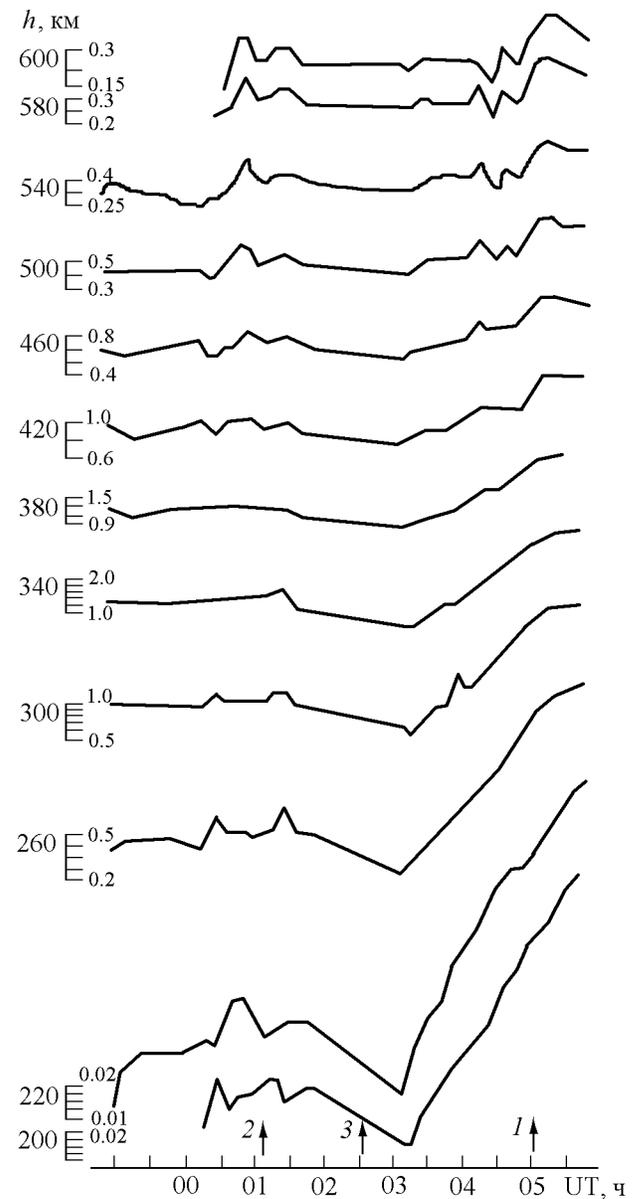


Рис. 4. Высотно-временные зависимости электронной плотности. Слева от кривых указаны высоты и масштабы вариаций плотности; 1,2–восход Солнца в месте наблюдения и в магнитосопреженной точке, соответственно; 3–момент взрыва.

струкция профиля электронной концентрации осуществляется вдоль траектории низколетящего спутника при непрерывном получении радиосигнала, посланного спутником к размещенным на земле приемным антеннам.

Мощные карьерные взрывы, проводимые на Кольском полуострове вблизи профиля Мурманск-Москва (вдоль которого располагались приемные антенны) были использованы в качестве источников. Реги-

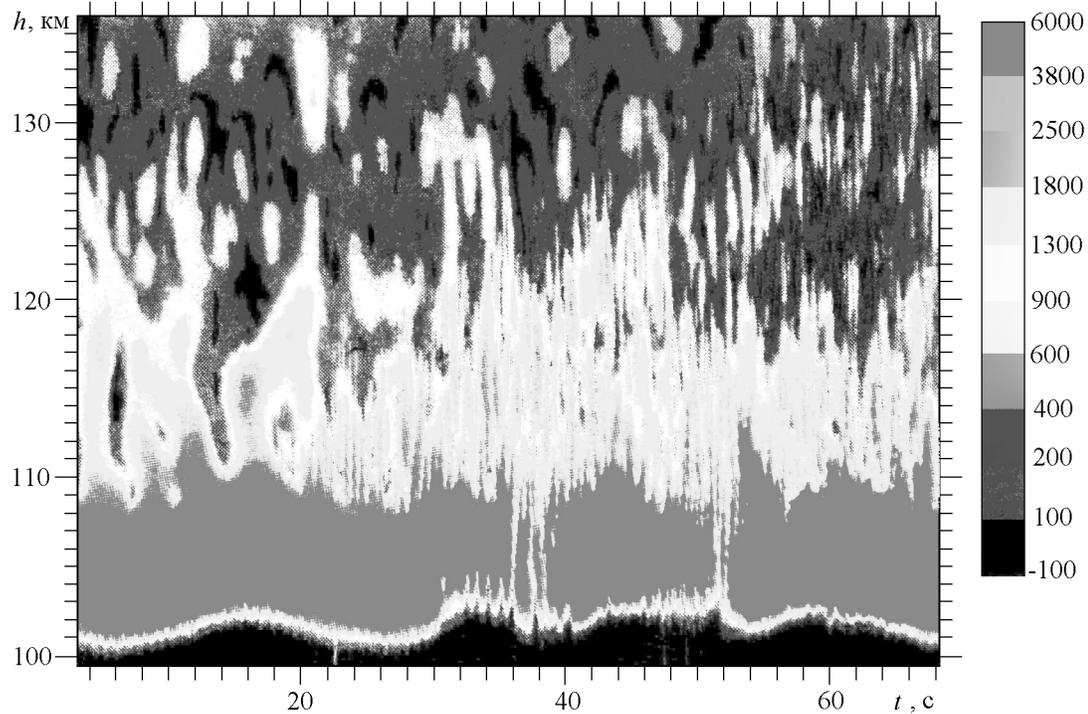


Рис. 5. Воздействие акустической волны на ионосферный E слой и спорадический слой, где наблюдается изменение (уменьшение) масштаба фоновых неоднородностей после прохождения волны.

страция на спутнике велась спустя десятки-сотни минут после взрывов. Подходящими событиями послужили взрывы 04.04.90 и 08.04.90. В первом эксперименте 04.04.90 взрыв с магнитудой $M \approx 1$ был проведен на расстоянии 100 км северо-западнее северной приемной антенны. Во втором эксперименте 08.04.90 взрыв с магнитудой $M \approx 2,4$ был проведен вблизи профиля на расстоянии 100 км южнее северной антенны. В обоих случаях через 48 и 145 мин, соответственно, после событий наблюдались отчетливые квазиволновые аномалии электронной плотности, локализованные вблизи эпицентров взрывов в интервале высот 150–500 км и имеющие горизонтальный размер порядка нескольких сотен километров (см. рис. 6).

Принято считать, что как акустико-гравитационные, так и МГД волны – это главный эффект, который акустические возмущения от взрыва могут произвести, проходя через ионосферу. Эти волны регистрируются на больших расстояниях от места вступления акустического импульса в ионосферу. Также молчаливо предполагают, что в месте вступления акустического импульса любое возмущение быстро релаксирует. Однако, вообще говоря, последнее предположение не является справедливым, если учесть, что после прекращения действия воз-

мущения во вращающейся атмосфере имеют место процессы геострофической адаптации. В этом случае только часть энергии возмущения будет унесена акустико-гравитационными и МГД волнами, а заметная ее часть останется вблизи области первоначального возмущения. Соответственно, будет существовать локализованное долгоживущее ионосферное возмущение, инициированное атмосферным, которое затем исчезнет из-за диссипации. С помощью численного расчета можно показать, что долгоживущее вихревое возмущение имеет характеристики подобные тем, что на рис. 6 [Andreeva et al., 1999].

Обсуждение и заключительные замечания

Таким образом, как качественный, так и количественный анализ доступных экспериментальных данных, полученных при исследовании ионосферы сейсмически активных регионов, позволяет связать специфические ионосферные возмущения с вариациями в нейтральной компоненте ионосферной плазмы. Эти возмущения, по-видимому, инициированы атмосферными внутренними гравитационными волнами, проходящими через ионосферу. Сами волны генери-

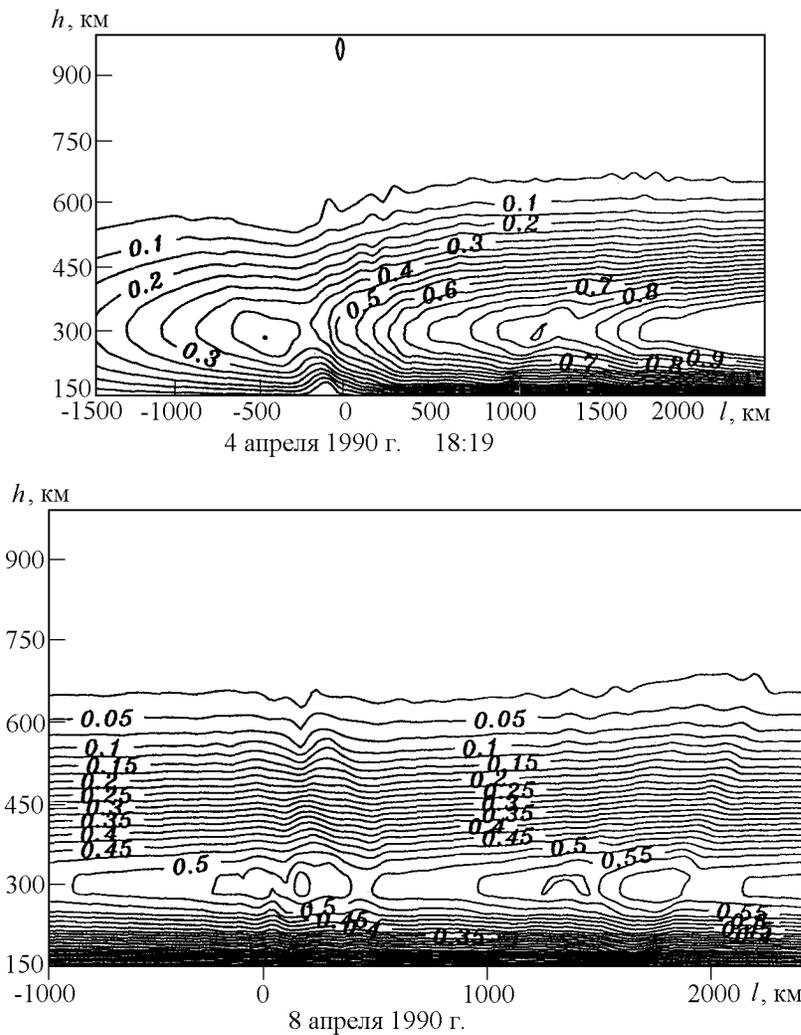


Рис. 6. Вертикальные сечения ионосферы вдоль траектории спутника.

руются в сейсмически активном регионе в результате выхода литосферных газов в приземную атмосферу на стадии подготовки землетрясения.

В последнее время эти идеи получили значительное развитие, но с несколько иной точки зрения [Sorokin and Chmyrev, 1999]. Повышенная инъекция литосферного активного материала в атмосферу сейсмически активного региона при подготовке землетрясения здесь также предполагается. Но на этот раз инжeksiруются радиоактивные компоненты (в частности радон), концентрация которых может увеличиваться в несколько раз перед событием. Рост ионизации в приповерхностном атмосферном слое, по утверждению цитируемых авторов, приведет к росту проводимости и, следовательно, к росту вертикального тока между земной поверхностью и ионосферой. Повышенный элек-

трический ток увеличит ионосферное электрическое поле, которое, в свою очередь, инициирует джоулев нагрев в слое E и диссипативную неустойчивость АГВ на частоте Брента. Соответственно, начнется вертикальное движение плазмы и будут сформированы ионосферные неоднородности (т.е. продольные токи), чем и объясняется, соответственно, рост плотности легких ионов и УНЧ-КНЧ магнитные вариации, наблюдаемые в эксперименте.

Следует отметить, однако, что радон составляет ничтожную часть общего притока литосферных газов в атмосферу и его появление модулируется поступлением таких газов как CO_2 , CH_4 , которые являются носителями радона. Следовательно, и в этом случае необходимо рассматривать одновременную генерацию ВГВ.

Комментарии по поводу модели возмущения про-

водимости в приземном слое могут быть следующими. Для идеализированного случая бесконечного плоского слоя с высокой проводимостью можно показать, что ионосферное электрическое поле увеличивается при этом в несколько раз относительно ионосферного фонового, т.е. $E \sim 10^{-2}$ В/м. В то же время для более реалистической модели полусферического приземного слоя с повышенной проводимостью над будущим эпицентром получена ничтожная величина электрического поля в ионосфере $E \sim 5 \cdot 10^{-5}$ В/м [Bliokh, 1999]. В последнем случае никакие ионосферные эффекты невозможны.

Проблема ионосферного электрического поля может быть частично решена, если предположить, что в сейсмически активном регионе существует большая вертикальная компонента атмосферного электрического поля ($E \sim 10^3$ В/м), распределенная на масштабах $\geq 10^2$ км [Пулинец и др., 1998]. Тогда можно получить электрическое поле в ионосфере в несколько раз выше фонового. Однако в последнем случае можно было бы легко зарегистрировать аномалию электрического поля уже на земле, и, во всяком случае, такие аномалии были бы использованы предыдущими исследователями для предсказания землетрясений.

Тем не менее, хотя в данном обзоре были рассмотрены различные модели, появление которых стимулировано экспериментальными свидетельствами литосферно-ионосферной связи, в общем случае необходимо исходить из физической ситуации, когда малое внешнее воздействие со стороны литосферы оказывает влияние на систему (ионосферу), находящуюся в гранично стабильном состоянии. По-видимому, это и есть правильный путь к пониманию литосферно-ионосферных связей.

Литература

- Акмамедов Х., Перцев Н. Н., Романова Н. Н., Семенов А. И., Чефранов С. Г., Шалимов С. Л., Шефов Н. Н., Возможный механизм увеличения температуры F2 области ионосферы в период Иранского землетрясения 20 июня 1990 г., *Геомагнетизм и аэрономия*, 36, (2), 119–123, 1996.
- Войтов Г. И., Аммосов С. М., Приваловский Н. К., Коробейник Г. С., Муругова Р. Н., О химической нестабильности углеводородных газов Радченковского нефтегазового месторождения (Днепроовско-Донецкая впадина), *Докл. РАН*, 325, (3), 447–450, 1992.
- Войтов Г. И., Добровольский И. П., Химические и изотопно-углеродные нестабильности потоков природных газов в сейсмически активных регионах, *Физика Земли*, (3), 20–31, 1994.
- Галеев А. А., Моисеев С. С., Сагдеев Р. З., Теория устойчивости неоднородной плазмы и аномальная диффузия, *Атомная энергия*, 15, 451–467, 1963.
- Гальперин Ю. И., Гладышев В. А., Джорджио Н. В. и др., Альвеновская волна, возбуждаемая в среднеширотной магнитосфере под действием крупномасштабной акустической волны, распространяющейся в нижней ионосфере, *Изв. АН СССР, Физика Земли*, (11), 88–98, 1985.
- Гершман Б. Н., *Динамика ионосферной плазмы*, Наука, Москва, 1974.
- Горный В. И., Сальман А. Г., Тронин А. А., Шилин Б. В., Уходящее инфракрасное излучение Земли – индикатор сейсмической активности, *Докл. АН СССР*, 301, (1), 67–69, 1988.
- Гохберг М. Б., Моргунов В. А., Похотелов О. А., *Сейсмо-электромагнитные явления*, Наука, Москва, 1988а.
- Гохберг М. Б., Кустов А. В., Липеровский В. А., Липеровская Р. Х., Харин Е. П., Шалимов С. Л., О возмущениях F области ионосферы перед сильными землетрясениями, *Изв. АН СССР, Физика Земли*, (4), 12–20, 1988б.
- Гохберг М. Б., Пилипенко В. А., Похотелов О. А., Партасарати С., Акустическое возмущение от подземного ядерного взрыва как источник электростатической турбулентности в магнитосфере, *Докл. АН СССР*, 313, (3), 568–574, 1990.
- Гохберг М. Б., Некрасов А. К., Шалимов С. Л., О влиянии нестабильного выхода парниковых газов в сейсмически активном регионе на ионосферу, *Физика Земли*, (8), 52–55, 1996.
- Гохберг М. Б., Сараев А. К., Пертель М. И., Исследования ионосферных возмущений, вызванных карьерными взрывами в диапазоне сверхнизких частот, в сб.: *Краткосрочный прогноз катастрофических землетрясений с помощью радиофизических наземно-космических методов*, с. 153–162, ОИФЗ РАН, Москва, 1999.
- Данилов А. Д., Казимировский Э. С., Вергасова Г. В., Хачикян Г. Я., *Метеорологические эффекты в ионосфере*, Гидрометеониздат, Ленинград, 1987.
- Иванов-Холодный Г. С., Михайлов А. В., *Ионосферное прогнозирование (детерминированный подход)*, Гидрометеониздат, Ленинград, 1980.
- Колоколов Л. Е., Липеровская Е. В., Липеровский В. А., Похотелов О. А., Мараховский А. В., Шалимов С. Л., Резкие расплывания спорадических слоев E среднеширотной ионосферы в периоды подготовки землетрясений, *Изв. АН СССР, Физика Земли*, (7), 101–109, 1992.
- Ларкина В. И., Наливайко А. В., Гершензон Н. И., Гохберг М. Б., Липеровский В. А., Шалимов С. Л., Наблюдения на спутнике “Интеркосмос-19” ОНЧ-излучений, связанных с сейсмической активностью, *Геомагнетизм и аэрономия*, 23, (5), 842–846, 1983.
- Латынина Л. А., Шишкина Т. П., Об интенсивности приливных и тектонических движений в зоне Сурхобского разлома, *Изв. АН СССР. Физика Земли*, (6), 87–93, 1978.
- Липеровский В. А., Похотелов О. А., Шалимов С. Л., *Ионосферные предвестники землетрясений*, Наука, Москва, 1992.
- Линьков Е. М., Петрова Л. Н., Зурошвили Д. Д., Сейсмогравитационные колебания Земли и связанные с ними

- возмущения атмосферы, *Докл. АН СССР*, 306, (2), 315–317, 1989.
- Перцев Н. Н., Шалимов С. Л., Генерация атмосферных гравитационных волн в сейсмически активном регионе и их влияние на ионосферу, *Геомагнетизм и аэронавтика*, 36, (2), 111–118, 1996.
- Погорельцев А. И., Перцев Н. Н., Влияние фонового ветра на формирование структуры акустико-гравитационных волн в термосфере, *Изв. РАН, Физика атмосферы и океана*, 31, (6), 755–760, 1995.
- Пулинец С. А., Хегай В. В., Боярчук К. А., Ломоносов А. М., Атмосферное электрическое поле как источник изменчивости ионосферы, *УФН*, 168, (5), 582–589, 1998.
- Садовский М. А., О естественной кусковатости горных пород, *Докл. АН СССР*, 247, (4), 829–832, 1979.
- Садовский М. А., Писаренко В. Ф., *Сейсмический процесс в блоковой среде*, Наука, Москва, 1991.
- Специальный выпуск, *Физика Земли*, (11), 1985.
- Торшелидзе Т. И., Фишкова Л. М., Анализ колебаний ночного излучения средней и верхней атмосферы, предшествующих землетрясениям, *Докл. АН СССР*, 302, (2), 313–316, 1988.
- Шалимов С. Л., Эффекты плазменной турбулентности в магнитосфере и ионосфере Земли, Автореферат дисс. канд. физ.-мат. наук, ОИФЗ, 1985.
- Шалимов С. Л., О влиянии длиннопериодных колебаний Земли на верхнюю атмосферу, *Изв. РАН, Физика Земли*, (7), 89–95, 1992.
- Шалимов С. Л., О структуре электромагнитного импульса и неоднородностях, связанных с его распространением в верхней ионосфере над областью наземного взрыва, *Космические исследования*, 36, (4), 376–380, 1998a.
- Шалимов С. Л., О нелинейном взаимодействии мелкомасштабных ионосферных неоднородностей с крупномасштабным акустическим импульсом наземного взрыва, *Космические исследования*, 36, (5), 542–545, 1998b.
- Шалимов С. Л., Гохберг М. Б., Неоднородности ионосферы сейсмически активных регионов, обусловленные прохождением атмосферных гравитационных волн, генерируемых в эпицентральной зоне, в кн: *Краткосрочный прогноз катастрофических землетрясений с помощью радиофизических наземно-космических методов*, с. 99–109, ОИФЗ, Москва, 1999.
- Шалимов С. Л., Гохберг М. Б., Нелинейный отклик ионосферы на импульсное акустическое воздействие, *Докл. РАН*, 368, (2), 250–253, 1999.
- Фишкова Л. М., *Ночное излучение среднеширотной верхней атмосферы Земли*, Мецниереба, Тбилиси, 1983.
- Фишкова Л. М., Об эффекте сейсмической активности в вариациях ночного излучения верхней атмосферы Земли, *Сообщ. АН Груз. ССР*, 16, (1), 89–92, 1984.
- Фишкова Л. М., Торшелидзе Т. И., Отображение сейсмической активности в вариациях свечения ночного неба, *Полярные сияния и свечение ночного неба*, № 33, с. 17–23, Наука, 1989.
- Andreeva E. S., Kunitsyn V. E., Gokhberg M. B., Shalimov S. L., Tereshchenko E. D., Khudukon B. Z., *Ionospheric anomalies produced by ground explosions as detected by ionospheric radiotomography*, URSI, 1999.
- Bak P., and Tang C., Earthquakes as a self-organized critical phenomenon, *J. Geophys. Res.*, 94, (B11), 15,635–15,637, 1989.
- Blanc E., Observations in the upper atmosphere of infrasonic waves from natural or artificial sources: a summary, *Ann. Geophys.*, 3, (6), 673–688, 1985.
- Blanc E., and Ricket D., Nonlinear wave fronts and ionospheric irregularities observed by HF sounding over a powerful acoustic source, *Radio Sci.*, 24, (3), 279–288, 1989.
- Blanc E., Jacobson A.R., Observation of ionospheric disturbances following a 5-kt chemical explosion, 2. Prolongated anomalies and stratifications in the lower thermosphere after shock passage, *Radio Sci.*, 24, (6), 739–746, 1989.
- Bliokh P., Variations of electric fields and currents in the lower ionosphere produced by conductivity growth of the air above future earthquake center, in: *Atmospheric and ionospheric electromagnetic phenomena associated with earthquakes*, Ed. M. Hayakawa, pp. 829–838, Terra Sci. Publ., 1999.
- Davies K., and Baker D., Ionospheric effects observed around the time of the Alaska earthquake of March, 1964, *J. Geophys. Res.*, 70, (9), 2251–2253, 1965.
- Fishkova L. M., Gokhberg M. B., and Pilipenko V. A., Relationship between night airglow and seismic activity, *Ann. Geophys.*, 3, (6), 679–694, 1985.
- Gaivoronskaya T. V., and Zelenova T. I., The effect of seismic activity on F2 layer critical frequencies, *J. Atm. Terr. Phys.*, 53, (6/7), 649–652, 1991.
- Galperin Yu. I., and Hayakawa M., On the magnetospheric effects of experimental ground explosions observed from Aureol-3, *J. Geomag. Geoelectr.*, 48, 1241–1263, 1996.
- Gokhberg M. B., Strong acoustic action, in: *Proceedings of an International Conf. "Active experiments in space"*, pp. 99–110, Alpbach, Austria, ESA, 1983.
- Gokhberg M.B., Nekrasov A. K., and Shalimov S. L., A new approach to the problem of the lithosphere-ionosphere coupling before the earthquakes, in: *Electromagnetic phenomena related to earthquake prediction*, M. Hayakawa and Y. Fujinawa (Ed.), pp. 619–625, Terra Publ. Sci. Co., Tokyo, 1994.
- Gokhberg M. B., Saraev A. K., and Pertel M. I., Study of ionospheric disturbances, caused by quarry explosions, in the range of extremely low frequencies, IUGG XXII General Assembly Theses, Birmingham, A76, 1999.
- Huba J. D., Chaturvedi P. K., Ossakow S. L., and Towle D.M., High frequency drift waves with wavelength below the ion gyroradius in equatorial spread-F, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 695–698, 1978.
- Huba J. D., and Ossakow S. L., On the generation of 3-m irregularities during equatorial spread F by low-frequency drift waves, *J. Geophys. Res.*, 84, (11), 6697–6700, 1979.
- Jacobson A. R., Carlos R. C., and Blanc E., Observations of ionospheric disturbances following a 5-kt chemical explosion, 1. Persistent oscillation in the lower thermosphere after shock passage, *Radio Sci.*, 23, (5), 820–830, 1988.
- Kelley M. C., *The Earth's ionosphere: Plasma Physics and Electrodynamics*, 485 pp., Academic Publ. Comp., San Diego, Calif., 1989.
- Leonard R. S., and Barnes R. A., Observation of ionospheric

- disturbances following the Alaska earthquake, *J. Geophys. Res.*, **70**, (5), 1250–1253, 1965.
- Molchanov O. A., and Hayakawa M., Generation of ULF seismogenic electromagnetic emission: a natural consequence of microfracturing process, in: *Electromagnetic phenomena related to earthquake prediction*, Ed. M. Hayakawa and Y. Fujinawa, pp. 537–563, Terra Publ. Sci. Co., Tokyo, 1994.
- Parrot M., Statistical study of ELF/VLF emissions recorded by a low-altitude satellite during seismic events, *J. Geophys. Res.*, **99**, (12), 23,339–23,347, 1994.
- Pokhotelov O. A., Parrot M., Fedorov E. N., Pilipenko V. A., Surkov V. V., and Gladyshev V. A., Response of the ionosphere to natural and man-made acoustic sources, *Ann. Geophys.*, **13**, 1197–1210, 1995.
- Pokhotelov O. A., Pokhotelov D. O., Gokhberg M. B., Feigin F. Z., Stenflo L., and Shukla P. K., Alfvén solitons in the Earth's ionosphere and magnetosphere, *J. Geophys. Res.*, **101**, (A4), 7913–7915, 1996.
- Popov L. N., Krakovetsky Yu. K., Gokhberg M. B., and Pilipenko V. A., Terrogeic effects in the ionosphere: A review, *Phys. Earth and Planet. Inter.*, **57**, (1/2), 115–128, 1989.
- Row R. V., Acoustic-gravity waves in the upper atmosphere due to a nuclear detonation and an earthquake, *J. Geophys. Res.*, **72**, 1599–1619, 1967.
- Serebrykova O. N., Bilichenko S. V., Chmyrev V. M. et al., Electromagnetic ELF radiation from earthquake regions as observed by low-altitude satellites, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 91–94, 1992.
- Shalimov S. L., Lithosphere-ionosphere relationship: A new way to predict earthquakes?, *Intern. Geosci. Newsmag. Episodes*, **15**, (4), 252–254, 1992.
- Shalimov S., and Gokhberg M., Lithosphere-ionosphere coupling mechanism and its application for earthquake in Iran on June 20, 1990, A review of ionospheric measurements and basic assumption, *Phys. Earth and Planet. Inter.*, **105**, 211–218, 1998a.
- Shalimov S., and Gokhberg M., Lithosphere-ionosphere coupling mechanism and its application for earthquake in Iran on June 20, 1990, Interpretation of the ionospheric effects, *J. Earthquake Prediction Research*, **7**, (1), 98–111, 1998b.
- Sorokin V. M., and Chmyrev V. M., The physical model of electromagnetic and plasma response of the ionosphere on the pre-earthquake processes, in: *Atmospheric and ionospheric electromagnetic phenomena associated with earthquakes*, Ed. M. Hayakawa, pp. 819–828, Terra Sci. Publ., Co., Tokyo, 1999.
- Yeh K. C., and Liu C. H., Acoustic-gravity waves in the upper atmosphere, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **22**, (3), 275–305, 1974.

(Поступила в редакцию 15 марта 2000.)