

ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОВОЛН

Н. Б. Баракан, Ленинград

Интересующие нас нижние слои атмосферы (первые 10—12 км) — тропосферу, где, главным образом, и происходят метеорологические процессы, мы можем рассматривать как среду, представляющую собой диэлектрик, проводимость которого незначительна и может не приниматься в расчет. По данным различных авторов плотность зарядов каждого знака здесь относительно мала и в среднем не превышает $2\text{—}3 \cdot 10^3$ однозарядных ионов на 1 см^3 , а масса большей части ионов во много тысяч раз превосходит массу электронов. Поэтому для характеристики способности тропосферы влиять на радиоволны достаточно пользоваться величиной диэлектрической постоянной воздуха ϵ или зависящим от нее коэффициентом преломления n , без учета проводимости и электрических зарядов. Расчеты Педерсена¹, Гульбурга² и других авторов могут служить для этого достаточным основанием.

Физическое состояние воздуха в тропосфере изменяется как под влиянием строго периодически действующих причин, например, высоты солнца, так и благодаря действию непериодических факторов, в частности, метеорологических процессов. Метеорологические процессы обуславливают возникновение в атмосфере различных областей, сильно отличающихся друг от друга по температуре, давлению, степени влажности и т. д. Характер этих областей с течением времени меняется, и к тому же они обладают способностью перемещаться.

Радиоволны, проходящие через атмосферу, при встрече границ раздела различных слоев или областей будут испытывать отражение и преломление, что должно сказываться в какой-то степени на интенсивности электромагнитного поля у приемной антенны.

Следует ожидать, что метеорологические процессы будут влиять на радиоволны при прохождении их через тропосферу, а также и в высоких слоях через посредство ионосферы, которая подвержена воздействию этих процессов.

Изучение влияния метеорологических факторов на распространение радиоволн имеет, разумеется, большое значение для связи, что, главным образом, и побуждало до сего времени заниматься этим вопросом. Но в настоящее время возникло естественное стремление использовать данные распространения радиоволн для службы погоды, в особенности, для прогноза погоды.

Возможность использовать радио для зондирования также и нижних слоев атмосферы, для характеристики воздушных масс и наблюдения за их перемещением имела бы исключительное значение для метеорологии.

В данной статье в несколько систематизированном виде изложены результаты работ различных авторов, посвященных, прямо или косвенно, этому вопросу.

Связь между метеорологическими факторами и условиями распространения ультракоротких волн.

Можно допустить, что изменение физических свойств атмосферы в нижних слоях сказывается одинаковым образом на радиоволнах различной длины. Но в случае коротких, средних и длинных волн лучи, отражаемые от ионосферы, а также распространяющиеся вдоль земной поверхности, накладываясь, маскируют действие атмосферных факторов. Кроме того, нужно также учесть относительные размеры радиоволн и областей атмосферы, где существуют градиенты температуры и влажности. Например, теплая полоса воздуха в 10 м в поперечнике будет достаточно велика, чтобы отклонить 5-метровую волну, но не будет заметно действовать на 100-метровую волну. Поэтому ослабление от тропосферных слоев легче всего обнаружить и проследить на ультракоротких волнах (у. к. в.).

Действительно, некоторые работы показывают, что при распространении у. к. в. на относительно большие расстояния наблюдаются факты, которые нельзя объяснить действием каких-либо постоянно действующих и неизменных причин. Сюда относится то обстоятельство, что при распространении у. к. в. на расстояния, превосходящие расстояние геометрической видимости, довольно часто наблюдаются электрические поля, которые во много раз больше или меньше ожидаемых значений. Кроме того, величина этих полей подвергается, как правило, весьма значительным нерегулярным изменениям продолжительностью от нескольких секунд до дней.

Причиной этого является преломляющее действие нижних слоев атмосферы вследствие изменения коэффициента преломления воздуха с высотой.

Радиолуч в этом случае будет изгибаться, причем радиус кривизны его удовлетворяет соотношению

$$\rho = - \frac{n}{\frac{dn}{dh}},$$

где h — высота над землей, а n — коэффициент преломления.

Изменение коэффициента преломления с высотой в тропосфере может быть вызвано изменением с высотой: а) атмосферного давления, б) температуры, в) количества водяных паров.

Рассмотрим, каково влияние этих факторов.

Как известно, коэффициент преломления среды и ее диэлектрическая постоянная связаны друг с другом следующим соотношением:

$n = \sqrt{\epsilon}$ (при $\mu = 1$). Зависимость же ϵ от среды может быть выражена для газа следующим образом³:

$$\epsilon - 1 = K \frac{p}{T},$$

где

$$K = 12,5 \cdot 10^{19} \left(\alpha_0 + \frac{\mu^2}{3kT} \right) \text{ и } \frac{p}{T} = 6237 \frac{q}{M}.$$

Здесь p — давление паров в миллиметрах Hg , T — абсолютная температура, k — постоянная Больцмана, α_0 — поляризуемость молекулы, μ — дипольный электрический момент молекулы, q — массовая плотность, M — молекулярный вес в граммах.

В отношении влияния давлений Гюльбурт² на основании вычислений делает заключение, что наблюдающиеся в атмосфере градиенты давления редко бывают столь велики (за исключением случаев ураганов и смерчей), чтобы вызвать заметную рефракцию длинных или коротких волн.

Что касается температуры, то она большей частью с высотой убывает. Но довольно часто на некоторых высотах наблюдаются температурные инверсии, т. е. повышение температуры с высотой.

Шольц и Эгерсдорфер⁴, сравнивая данные германских почтового и метеорологического ведомств за 1935/1936 г., пришли к заключению, что воздушные слои с ненормальными температурными градиентами могут как увеличить, так и уменьшить дальность ультракоротковолновых передач.

Непосредственная зависимость коэффициента преломления от температуры по Гюльбурту имеет вид:

$$dn = -5,5 \cdot 10^{-7} dt.$$

Согласно расчетам Введенского и Аренберга³ лучи, касательные (при выходе) к земной поверхности, могли бы оставаться прямолинейными только в том случае, если бы убыль температуры с высотой равнялась $0,0342 \text{ град/м}$.

При большем градиенте температуры луч изгибается и обращается своей выпуклостью к земле, и, наоборот, при меньшем температурном градиенте луч обращается к земле своей вогнутостью. Луч следовал бы точно параллельно земной поверхности, если бы температура воздуха с высотой возрастала с градиентом в $0,1282 \text{ град/м}$.

Хэлл⁵ при 5-метровой передаче на расстоянии в 143 км наблюдал, что наиболее сильные сигналы были получены, когда температура возрастала вверх; сигналы особенно высокой интенсивности получались, когда теплый тропический воздух натекал над холодным полярным воздухом.

Наличие в воздухе водяного пара также должно сказываться на преломляющей способности воздуха. Водяной пар благодаря его полярным молекулам обладает большой диэлектрической постоянной и, составляя только несколько процентов в общем составе воздуха, заметно увеличивает диэлектрическую постоянную атмосферы.

Для воздуха в вышеприведенной формуле

$$K_{\text{возд}} = 211 \cdot 10^{-6},$$

для паров воды

$$K_{\text{H}_2\text{O}} = 182 \cdot 10^{-6} \cdot \left(1 + \frac{5583}{T} \right).$$

Согласно работе Цана⁶ можно считать, что к смеси воздух — водяной пар приложим закон аддитивности. Применяя этот закон к влажному воздуху, получают

$$K = \left[211 + \alpha \left(\frac{10159}{T} - 0,298 \right) \right] \cdot 10^{-6};$$

здесь α — отношение упругости водяного пара к атмосферному давлению.

Для сравнения диэлектрической постоянной сухого воздуха и диэлектрической постоянной водяного пара при разных температурах может служить следующая таблица⁹.

Т а б л и ц а 1

Температура °C	ϵ воздуха при 760 мм Hg	ϵ водяного пара
7,4	1,000574	1,01033
17,2	1,000554	1,00965
28,0	1,000534	1,00898

Кроме того, следует также учесть, что кривая хода отрицательного градиента давления водяного пара обычно круче, нежели у воздуха, особенно в летнее время. Поэтому естественно приписать различные явления с радиосигналами у. к. в., подобные фэдингам, главным образом, флуктуациям упругости водяного пара.

Почти половина водяного пара, имеющегося в атмосфере, заключается в пространстве до высоты в 2 км, и, следовательно, влияние водяного пара атмосферы на распространение радиоволн будет наиболее заметным в нижних слоях.

Так как упругость водяного пара может либо возрастать, либо убывать с высотой, то водяной пар может вызывать отклонение радиолуча либо вверх, либо вниз. При этом уменьшение радиуса кривизны луча приводит к расширению горизонта слышимости.

Попутно мы остановимся на вопросе о влиянии тумана, облаков и дождя на распространение радиоволн. Теоретически этот вопрос подробно рассмотрел Страттон⁷. Чем меньше размеры капель по сравнению с длиной волны и чем меньше их концентрация, тем меньше сказывается среда на рассеяние и поглощение радиоволн. Мы приводим таблицу, в которой указаны вычисленные Страттоном коэффициенты рассеяния σ электромагнитных волн при различных метеорологических условиях.

Здесь σ представляет ту часть интенсивности волн, которая теряется при прохождении единицы длины рассеивающей среды.

В столбцах, обозначенных через Z , даны расстояния в километрах, которые волна должна пройти, чтобы ее интенсивность понизилась до $\frac{1}{10}$ начальной величины.

Из табл. 2 следует, что рассеяние радиоволн длины, большей 5 см, производимое дождем и туманом, весьма незначительно и практически не имеет места.

Таблица 2

	$\lambda=100$ см		$\lambda=50$ см		$\lambda=10$ см		$\lambda=5$ см	
	σ	Z	σ	Z	σ	Z	σ	Z
Ливень	$8,86 \cdot 10^{-13}$	$2,6 \cdot 10^9$	$1,4 \cdot 10^{-11}$	$1,6 \cdot 10^6$	$8,86 \cdot 10^{-9}$	$2,6 \cdot 10^3$	$1,4 \cdot 10^{-7}$	$1,6 \cdot 10^2$
Дождь сред- ний	$16,9 \cdot 10^{-16}$		$2,7 \cdot 10^{-14}$		$1,69 \cdot 10^{-12}$		$2,7 \cdot 10^{-10}$	$8,5 \cdot 10^4$
Туман							$5,7 \cdot 10^{-18}$	$4 \cdot 10^{12}$

Кроме того, Педерсеном¹, который также рассматривал влияние только капельно-жидкой воды, было показано, что коэффициент отражения радиоволн от пограничной поверхности, образуемой облаком или волной тумана, является весьма малым.

Изучению влияния нижних слоев атмосферы на ультракоротковолновую передачу посвящен ряд экспериментальных работ. Так, Персон и Ульрих⁸ обнаружили, что наиболее устойчивый прием у. к. в., как правило, имел место при установившихся метеорологических условиях у земной поверхности; при этом от численных значений отдельных метеорологических элементов он не зависел. Сильный ветер обычно также сопровождался сравнительно устойчивым приемом. Резкие же изменения метеорологических условий (температуры, влажности) сопровождались замираниями радиосигналов. Эти замирания более резко выражены летом, чем зимой, причем в более жаркие дни они возникают значительно чаще, чем в холодные. Упомянутыми авторами также замечено, что во время приближения густого тумана появляются очень быстрые и глубокие замирания; после же установления тумана прием становится совершенно устойчивым. Но на у. к. в. более всего сказывается не воздушная среда непосредственно у поверхности земли, а состояние атмосферы на ближайших 2—3 км высоты. Встречающиеся в атмосфере неоднородности по высоте изменяют путь радиолучей.

В место приема у. к. в. могут приходить одновременно прямой и отраженный лучи, что вызывает возникновение интерференционного поля. Так как пути этих лучей не совпадают, то изменение физических свойств воздуха будет сказываться на каждом из лучей по-разному, в результате чего прием окажется неустойчивым. Изменение фазы у. к. в. при прохождении их во влажном воздухе по сравнению со случаем распространения в сухом воздухе дается выражением:

$$\vartheta = \frac{2\pi}{\lambda} (V\bar{\epsilon} - V\bar{\epsilon}_0) r;$$

здесь ϵ — диэлектрическая постоянная влажного воздуха, а ϵ_0 — сухого, r — расстояние.

Как видно из формулы, с укорочением длины волны изменение в фазе возрастает. При подстановке численных значений можно

заметить, что даже при передачах на небольшие расстояния (1 км) изменение содержания влаги в атмосфере вызывает заметную разность фаз. Эта разность фаз прямого и отраженного лучей, возникающая вследствие определенного распределения влаги в атмосфере, будет тем значительней, чем больше отличаются друг от друга пути лучей.

Много наблюдений для изучения влияния физических неоднородностей атмосферы на распространение у. к. в. произвели Энглунд, Кроуфорд и Мэмфорд⁹. Произведя опыты с передачей через море у. к. в. длиной от 1,6 до 4,8 м на расстояние 112 км, они пришли к следующим заключениям: записи силы приема двух волн одинаковой поляризации, но различной длины, принимаемых одновременно, оказываются несколько отличными друг от друга даже в том случае, когда длины волн их отличаются не более, чем на 2⁰/₁₀.

Более короткая волна имела более глубокие замирания.

Если передача производилась одновременно на радиоволнах одной длины, но различно поляризованных, то записи показывали, что горизонтально поляризованная волна всегда имела более глубокие и быстрые замирания, нежели вертикально поляризованная. В отличие от этих замираний, которые продолжались 1—5 мин., на кривой записи наблюдались также быстрые колебания, так называемые «мерцания», число которых в 1 мин. доходило до пяти.

Произведенная авторами специальная проверка показала, что наблюдавшиеся замирания имеют своей причиной интерференционную структуру электромагнитного поля. Таким образом, при приеме у. к. в. результирующая интенсивность приходящих волн складывается из интенсивностей нескольких компонент поля, интерферирующих между собой. Причиной возникновения этих компонент является, как полагают авторы, неоднородность атмосферы.

Энглунд, Кроуфорд и Мэмфорд¹⁰ с июля 1934 г. в течение двух лет производили также прием у. к. в. через водяную поверхность возле Нью-Йорка на расстоянии 112 км.

Передача производилась ими на длинах волн от 1,6 до 5 м, в течение круглых суток, при всех типах погоды.

На экране катодного осциллографа, которым они пользовались, появлялись более или менее сложные фигуры стоячих волн вследствие прихода по разным путям нескольких компонент. Для тех случаев, когда число компонент не превышало двух, было возможно вычислить разницу путей для этих двух волн. Между компонентами имела разницу в пути, начиная от нескольких метров и кончая 550 м. Разница в пути в 550 м эквивалентна 5 км высоты. Все отражающие слои лежат ниже этой высоты, а большинство их ниже 2 км.

По данным одновременно производившихся аэрологических наблюдений, полученным в Бюро погоды, авторы построили кривую изменения диэлектрической постоянной с высотой для того времени, когда они производили прием радиосигналов. Более чем в половине случаев было, таким образом, зафиксировано наличие скачков в диэлектрической постоянной. Затем авторами была отмечена высота отражающих слоев в случаях, когда осциллограммы образо-

вывались только двумя компонентами. Как видно из приводимых рисунков (рис. 1), оба метода дают согласные результаты как по наличию, так и по расположению граничных поверхностей.

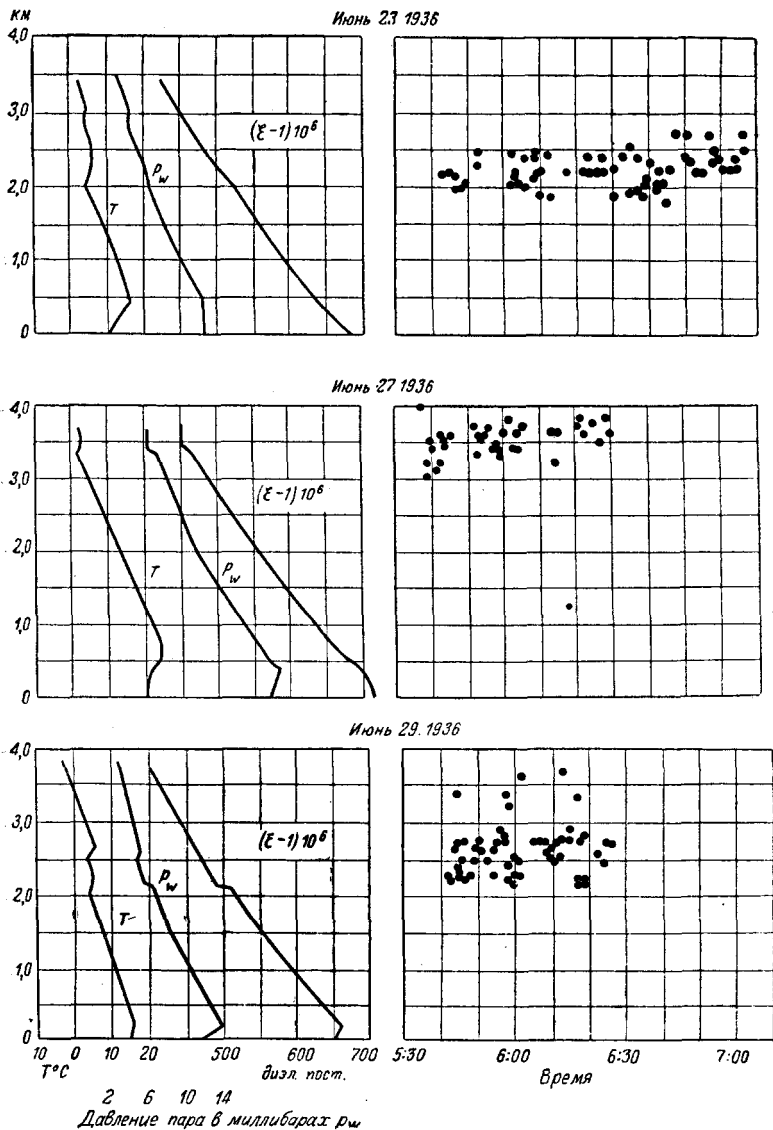


Рис. 1. Местонахождение отражающих слоев по данным аэрологического зондажа (слева) и радиоизмерений (справа)

Энглунд, Кроуфорд и Мэмфорд¹⁰, пользуясь данными о северо-американских воздушных массах, вычислили эффективный радиус

земли для различных воздушных масс, а также скачок в диэлектрической постоянной на границе между ними. За эффективный радиус земли, который используют в качестве меры преломляющей способности воздуха, они принимают тот радиус земли, для которого радиосигналы двигались бы по прямой линии, если бы атмосфера была однородной.

Результаты упомянутых авторов приведены в табл. 3 и 4.

Таблица 3

Воздушная масса	Отношение эффективного радиуса земли к R^1)	
	летом	зимой
Тропический, T_G .	1,53	1,43
Полярный континентальный, P_c .	1,31	1,25
Прежний воздух, S	1,25	1,25
¹⁾ R = радиус земли		

Скачок в диэлектрической постоянной в $10 \cdot 10^{-6}$ или больше может создать компоненту отражения у. к. в. того же порядка, что и прямой луч, и, таким образом, метод использования радио-

Таблица 4

Скачок диэлектрической постоянной между воздушными массами $\Delta\epsilon \cdot 10^6$

Высота, км	Л е т о			З и м а		
	$\frac{S}{T_G}$	$\frac{S}{P_c}$	$\frac{T_G}{P_c}$	$\frac{S}{T_G}$	$\frac{S}{P_c}$	$\frac{T_G}{P_c}$
1,0	100	20	80	55	25	30
2,0	50	10	40	50	15	35
3,0	30	10	20	35	10	25

волн для обнаружения воздушных масс, находящихся на некоторой высоте, может быть признан довольно чувствительным.

Введенский и Аренберг² указывают, что «в дальнейшем следует обратить внимание на выяснение того обстоятельства, не является ли прием у. к. в. на больших расстояниях следствием не только „нижних“ лучей, касательных к земле, но также и лучей, идущих сначала под некоторым углом вверх и встретивших на своем пути в атмосфере такие физические неоднородности, действие которых достаточно для их возвращения на землю.

⁷ Успехи физических наук, т. XXIV, вып. 3

При этом надо полагать, что преломляющее и отражающее действие этих неоднородностей может оказать заметное влияние на распространение у. к. в., главным образом, при связях на больших расстояниях (во всяком случае превышающих расстояние геометрической видимости). Эти соображения как будто подтверждаются указаниями некоторых авторов на то, что при увеличении расстояния между передатчиком и приемником при переходе через границы геометрической видимости наблюдалось ослабление приема, снова усиливавшегося при дальнейшем увеличении расстояния.

Мимно¹¹ полагает, что наблюдения за дальностью прохождения волн длиной в 5 м можно будет использовать для изучения перемещения воздушных масс.

Возможно, что организация одновременных систематических наблюдений за прохождением у. к. в. и метеорологическими факторами даст новый метод для прогноза погоды. Это было бы особенно ценно для малодоступных районов и моря.

Связь между отдельными метеорологическими элементами и силой приема длинных и широко-вещательных волн

Ряд работ, в особенности более раннего периода, посвящен выяснению связи между интенсивностью приходящих радиоволн широковещательного и длинноволнового диапазона и отдельными метеорологическими элементами. Так как проследить по всей трассе значение этих элементов довольно трудно, да они к тому же изменчивы, то сравнение обычно производили с метеорологическими данными, полученными в окрестностях передающей и принимающей станций. Подобного рода сравнение проделали японцы Эйтаро Йокояма и Томозо Накан¹², которые воспользовались наблюдениями за передачей шести станций, расположенных на различных дистанциях от 3 000 до 11 000 км и работающих на волнах длиной от 11 000 до 20 000 м. Они пришли к выводу, что наблюдаемая интенсивность поля больше зависела от изменений метеорологических элементов в окрестностях принимающих станций, нежели у передающих станций. С понижением температуры и абсолютной влажности у приемной станции интенсивность поля при дневном и ночном приеме возрастает и, наоборот, падает с возрастанием их.

Связь между интенсивностью поля и барометрическим давлением менее выражена, но как будто все же между ними намечалась какая-то прямая зависимость летом и обратная зимой. Результаты эти получены путем корреляции как месячных средних, так и суточных ходов.

Связь интенсивности с погодой оказалась слабо выраженной. Однако, можно было заметить возрастание силы сигналов при изменении погоды от «облачной» или «дождливой» на «ясную» и понижение силы сигналов при перемене погоды от «ясной» к «дождливой».

Такого же типа зависимости обнаружил Джоши¹³, сравнивая условия погоды с радиоприемом при приеме волны в 350 м длиной на больших расстояниях от передатчика.

Аустин¹⁴ также заметил, что интенсивность поля изменяется обратно с температурой воздуха на приемной стороне. Он изучал эти явления на коротких дистанциях в 281 и 251 км с дневными волнами длиной в 13 600 и 15 900 м. То же самое обнаружил и Минохара¹⁵, который наблюдал за дневными волнами в 11 490 м, на расстоянии в 6 400 км. Однако, Пиккард¹⁶ получил с ночными волнами ширококвотельной частоты на расстоянии от 640 до 1 120 км, что изменение интенсивности поля ночью находится в прямой связи с температурой и в обратной связи с давлением на приемной стороне.

Отличие этого результата от предыдущих, возможно, объясняется разницей в длинах волн. Но никакой связи между температурой у передатчика и силой приема Пиккард также не нашел.

В 1927 г., произведя сравнение ночного приема в ширококвотельном диапазоне с градиентом давления между передатчиком и приемником, Пиккард¹⁷ не смог установить наличия какой-либо зависимости.

Имеется еще ряд работ, которые указывают на то, что связь между силой радиоприема и метеорологическими элементами, в частности, температурой и относительной влажностью, существует. Однако, работа Ральфа Гловера¹⁸ заставляет относиться к подобным результатам несколько осторожно. Этот автор в течение месяца следил за чувствительностью высокочувствительного приемника ширококвотельного диапазона. Оказалось, что чувствительность этого приемника может подвергаться значительным изменениям, даже когда приемник поддерживается при идеальных условиях. Сравнение с относительной влажностью показало, что периоды высокой чувствительности приемника совпадают с периодами низкой относительной влажности, и наоборот. Такие влияния относительной влажности на приемник могут сказываться в течение 1—4 дней. Эти изменения чувствительности следует приписать различного рода потерям, возникающим в высокочастотных частях приемника.

Нельзя, конечно, утверждать, что результаты приведенных выше работ^{12—17} вызваны причинами, зависящими от схемы приемника, но во всяком случае они подлежат дальнейшей проверке с хорошо контролируемой аппаратурой.

Связь между погодой и силой радиоприема

Для исследования зависимости интенсивности радиоволн от барометрического давления в последние годы стали пользоваться для сравнения синоптическими данными о прохождении через место расположения станций циклонов и антициклонов. В этом направлении проведено значительное число исследований экспериментального характера.

Еще в 1924 г. Бюро¹⁹ заметил, что интенсивность поля принимаемых радиоволн изменяется, если принимающая или передающая станции в отдельности или обе одновременно находятся под действием антициклона или когда станции разделяются поверхностью разрыва — границей двух различных воздушных масс.

Пиккард¹⁶ установил, что при приеме в штате Массачузетс передачи станции WBBM, находящейся в Чикаго, на силе приема

сказывается прохождение через Массачузетс центров циклонов и антициклонов. Интенсивность сигналов ослабляется до и усиливается после прохождения области низкого давления, и, наоборот, прием оказывается лучше до и хуже после прохождения области высокого давления.

Полученные им зависимости показаны на рис. 2, где сплошная линия дает связь между изменением силы приема и прохождением циклона, а пунктирная кривая — связь между приемом и антициклоном.

Особенно интенсивно в направлении использования данных о силе радиоприема для прогноза погоды работает американец Колвел.

В 1927—1928 гг. он²⁰ производил в Моргантау прием радиосигналов на длине волны в 309 м от станции КДКА в Питсбурге, расположенной на том же меридиане, что и Моргантау, на расстоянии 60 миль. Наблюдения его показывали, что интенсивность ночных сигналов оказывалась в среднем либо равной, либо меньше, либо больше интенсивности дневных сигналов.

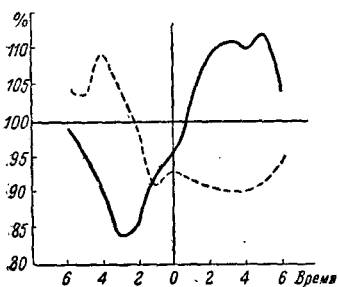


Рис. 2. Радиоприем и прохождение циклонов и антициклонов через Массачузетс

Сравнивая изменение интенсивности принимаемых в Моргантау радиосигналов с метеорологическими условиями, Колвел обнаружил ряд интересных закономерностей. Им было найдено, что возрастание утром интенсивности сигналов после ночного уменьшения ее означает для погоды тенденцию к дождю и, наоборот, дальнейшее уменьшение силы сигналов

после ночного ослабления предвещает хорошую погоду. Если же ночной сигнал к утру в среднем по интенсивности не изменяется, то погода на следующий день остается приблизительно такой же, что и в день, когда была получена кривая (рис. 3, 4, 5).

Это давало возможность автору на основании вычисленных данных предсказывать условия погоды по интенсивности радиосигналов за день вперед (за 12—24 час.). Так, им было замечено, что возрастание интенсивности в указанное время на 75—100% указывало на дождь в следующий день, а возрастание интенсивности только на 50% указывало на облачность в следующий день. Если день приема сигналов с увеличенной на 50% интенсивностью был сам по себе облачным с тенденцией к дождю, то на следующий день выпадал дождь. Очень сильное возрастание интенсивности сигнала после ночного ослабления почти неизменно предвещало приближение шторма. Наоборот, спадание в интенсивности на 50% после грозового дня предсказывало на следующий день хорошую погоду.

С июня 1927 по январь 1928 г. Колвелом было получено пятнадцать кривых, и только в одном случае предсказание не оправдалось.

Таким образом, степень точности прогноза соответствует 93%. Это относится как к зимним, так и летним месяцам; только в марте и апреле месяце результаты получились менее точные.

В 1933 г. Колвелом²¹ опубликована статья, в которой он, в развитие данного вопроса, излагает результаты работы за пять лет.

Им сравнивалось изменение интенсивности радиосигналов, принимаемых из Питсбурга в Моргантау при переходе от ночного времени к дневному, с прохождением через эти города циклонов и антициклонов. Из нескольких

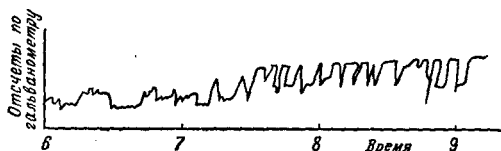


Рис. 3. 20/ХІ 1928 г. Возрастание интенсивности после ночного падения. Указание на то, что 21 ноября будет грозовое состояние

сот кривых, полученных при наблюдениях, было установлено, что область высокого давления, покрывающая Питсбург и Моргантау с центром на север от Моргантау, вызывает падение ночной интенсивности ниже дневной; в то же время область низкого давления, занимающая оба города с центром на север от Моргантау, обус-

ловливает ночную интенсивность немного большую, чем днем.

Область низкого давления на юг от Моргантау вызывает пониженную интенсивность ночью.

Данными Колвела об интенсивности радиоволн пользовался

Рис. 4. 18/ХІ 1928 г. Понижение интенсивности после ночного падения. Указание на ясную погоду на 19/ХІ

Западно-Виргинский университет для указания на присутствие циклонов и антициклонов, оказывая, таким образом, помощь в предсказании погоды. За три года, с 1927 г. по 1930 г., предсказания оправдались почти в 90% случаев.

К этим наблюдениям Колвела примыкают исследования Ранци²³ по нахождению связи между тропосферой и слоем *E*. С мая 1931 г. по июнь 1932 г. он производил в течение

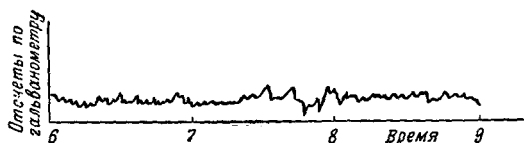


Рис. 5. 9/Х 1928 г. Интенсивность та же, что и ночью. Отсутствие изменений в условиях погоды

330 дней, через короткие интервалы, суточные наблюдения над высотой отражения 100-метровых волн. О 100-метровых волнах известно, что они отражаются обычно от области *E* в дневное время, а также некоторое время перед восходом солнца и после захода его; в остальное время они отражаются от области *F*.

Но часто отражения от слоя E наблюдаются в необычное время и продолжают иногда после захода солнца, даже до полудночи.

В других случаях, после исчезновения сигналов при заходе солнца, отражение появляется вновь несколько часов спустя. Ранци пришел к заключению, что эти возрастания ионизации в области E даже после того, как действие ионизирующей солнечной радиации прекратилось, сопровождаются особыми изобарическими ситуациями, характеризующимися присутствием барометрических депрессий в месте наблюдения или на севере от него.

В условиях антициклона или в условиях депрессий на юге отражение 100-метровых волн от слоя E прекращается в короткое время, так как с полудня плотность ионизации при этом быстро убывает. Из 330 дневных наблюдений Ранци только 10 представляли исключение из указанных правил.

Колвел объясняет наблюденную им связь тем, что слой E подвержен влиянию циклонов и антициклонов. По его предположению слой E , присутствующий в течение дня на некотором протяжении (толще) в атмосфере в результате действия солнечного света, ночью полностью исчезает в антициклоне и становится во много раз сильней в области циклона. Сказывается это обстоятельство на интенсивности принимаемых сигналов вследствие того, что сигналы от Питсбурга идут в Моргантау по двум путям — небесной волной и земной волной. В течение дня земная волна более интенсивна, но слабое отражение от слоя E немного увеличивает получаемую энергию. Ночью в области высокого давления слоя E нет и, следовательно, нет отражения; поэтому ночной сигнал становится несколько слабей, чем дневной. В области низкого давления слой E ночью очень интенсивен; в результате этого имеется большое возрастание интенсивности радиосигналов после захода солнца.

Еще в 1933 г. Колвел и Меерс²², проводя одновременно наблюдения за короткими волнами (6 140 килоциклов) от станции W8XK и длинными волнами — KDKA (980 килоциклов) и сравнивая результаты с синоптическими картами, пришли к заключению, что изменение барометрического давления сказывается только на длинных волнах, в то время, как распространение коротких волн не зависит от погоды. Так как распространение длинных волн находится в зависимости от слоя E , а коротких, главным образом, от слоя F , то авторы высказывают мнение, что, только слой E оказывается в пределах области, связанной с меняющимися давлениями, а слой F находится уже вне этой области.

Все вышеуказанные авторы не высказывают никаких соображений по поводу причин, обуславливающих наличие или отсутствие ночью слоя E в зависимости от тех или иных метеорологических образований.

Следует также отметить (что допускает и Колвел), что подобны зависимости между интенсивностью сигналов и метеорологическими условиями могут оказаться характерными только для данной местности. Зависимость, искомая в других географических условиях, пр

другом взаимном расположении приемного и передающего пунктов и при других длинах волн может оказаться иной как в качественном отношении, так и по резкости.

Более определенные данные по поводу связи между ионизационными слоями опубликовали в 1937 г. Лейтгаузер и Бекманн²⁴. Эти данные, возможно, смогут послужить и для объяснения результатов, полученных Колвелом и др.

Авторы полагают, что так как в области слоев D и F , сравнительно низко расположенных над земной поверхностью, газы еще довольно плотные, то трение в газах должно здесь еще сказываться. Поэтому возможно, что верхние воздушные течения, помимо других факторов, оказывают также некоторое влияние на эти слои, в частности, на изменение их высоты. Так как на стороне восхода солнца движение земли противодействует диффузии носителей зарядов к затемненной (ночной) стороне, то при восходе солнца появление метеорологических влияний будет менее заметно, чем при заходе. При этом следует ожидать, что сильный ветер западного направления иначе влияет на смещение зарядов, нежели ветер восточного направления.

Чем ближе направление ветра к западному направлению, тем больше будет то количество ионов, которое вместе с ним вносится в пространство, не освещенное уже солнцем, и тем медленней происходит в таком случае уменьшение ионизации и кажущееся изменение высоты слоев. При восточном ветре должна иметь место обратная зависимость, т. е. ионизация должна уменьшаться быстрее, нежели в случае, когда нет ветра.

Таким образом, по наблюдениям за слоем F можно судить о процессах, которые происходят в областях, расположенных значительно ниже. Не следует, разумеется, думать, что процесс, который вызывает изменение в быстроте подъема слоев при переходе от дня к ночи, должен происходить также и на высоте в 200—300 км. Но этот процесс может, однако, влиять на промежуточные ионизированные области, которые лежат в слоях E и D . Для изменения кажущейся высоты слоя возможны два процесса: либо спадание ионизации в самом слое F , причем наблюдаемая точка отражения представляется переместившейся вверх, либо ослабление ионизации в нижних слоях, что вызовет при измерении увеличение групповой скорости и, следовательно, кажущееся уменьшение высоты. В отдельных случаях кажущаяся высота может не измениться вследствие одновременного действия обоих процессов.

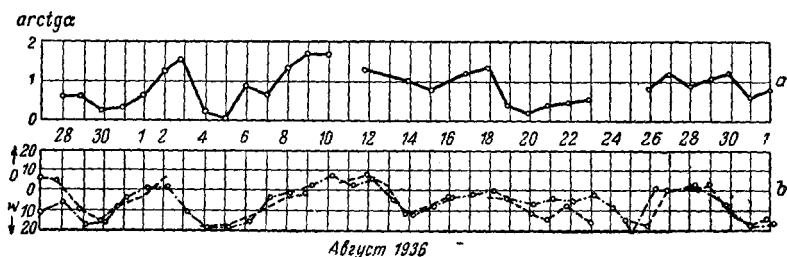
Наблюдения, произведенные Лейтгаузером и Бекманном на станциях Pieskow и Schasmützelsee, сравнивались с метеорологическими данными, частично взятыми из карты погоды и частично в обсерватории в Линденберге.

Предположенная Лейтгаузером и Бекманном зависимость между содом кривой отражения (эхо — кривой) и ветрами на больших высотах действительно обнаружена. Авторами установлено, что при сильных ападных ветрах на большой высоте подъем слоя при переходе от дня к ночи происходит почти всегда медленней, нежели при восточ-

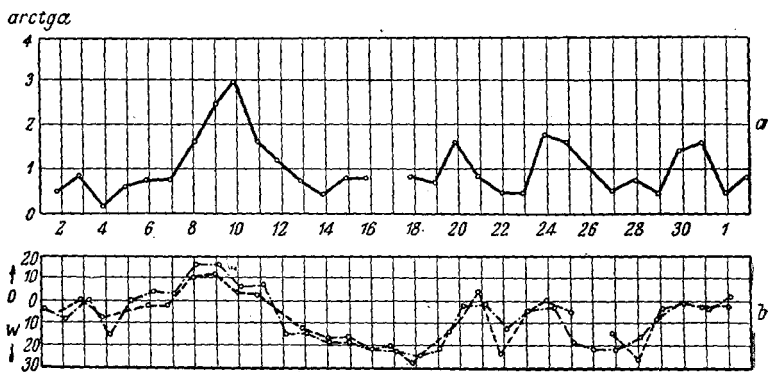
ном течении. На рис. 6 показаны результаты для августа и октября 1936 г. Кривая *a* дает значения крутизны подъема, выраженной в арктангенсах для данных дней. Так как здесь рассматривается процесс, происходящий в вечернее время, то точки на отрезках дней смещены вправо. Кривая *b* дает суточное изменение ветров на высоте от 3 000 до 4 000 м по змейковым наблюдениям в Линденберге (недалеко от наблюдательного пункта).

Над нулевой линией откладываются компоненты восточного направления, под ней — западного направления.

Точечно-штриховая линия дает силу ветра, измеренную утром, в 8 час., а штриховая — в 17 час. Как видно из рисунков, кривые



Август 1936



Октябрь 1936

Рис. 6

a — крутизна подъема ионизационных слоев, *b* — верхние ветры

a и *b* имеют почти одинаковый ход. Получаемый при этом л крутизны эхо — кривых и вечернего ветра — коэффициент корреляции раз в шесть-семь больше его средней ошибки.

Относительно силы и направления ветров на интересующих высотах (50—100 км) надежных данных пока получить нельзя, как шары-пилоты достигают только 30—40 км.

Однако, ссылаясь на работу Пепплера²⁵, Лейтгаузер и Бекм приходят к выводу, что их работой установлен факт наличия зависимости между верхними воздушными течениями и наблюдающим изменением кажущейся высоты ионизационных слоев.

Если бы эта точка зрения подтвердилась, то помимо того, что можно было бы дать объяснение наблюдениям Колвелла по связи между барическими образованиями и ионизацией в высоких слоях атмосферы, это воззрение можно было бы положить в основу дальнейших изысканий в направлении установления зависимости между распространением радиоволн и метеорологическими условиями.

Следует только указать на некоторое расхождение в интерпретации между этими авторами и Колвеллом. Колвелл полагает, что метеорологические условия могут влиять на слой E в то время, как слой F остается, по его мнению, уже вне влияния. Лейтгаузер же и Бекманн приписывают в этом отношении большую роль слою F .

Другие работы также подтверждают наличие зависимости между состоянием ионосферы и метеорологическими процессами. Так, Эпплтон и Викс²⁷, следя за поведением ионосферы, обнаружили явления приливов и отливов в верхних слоях атмосферы, вызванные влиянием луны; при этом они могли заметить колебания в давлении с относительной амплитудой $\left| \frac{dp}{p} \right|$ в 0,068 на высоте в 110 км.

Связь между грозами и ионосферой

Имеется ряд работ, в которых рассматривается возможность влияния на распространение радиоволн грозových явлений.

Мы рассмотрим те теоретические соображения, которые дают основание ожидать, что грозовая деятельность должна как-то сказываться на ионосфере, а, следовательно, и на распространении радиоволн. Вопрос этот был впервые рассмотрен Вильсоном²⁶ и подробно разобран Баром и Сиамом²⁷.

По заключению Вильсона, в основном подтвержденному новейшими исследованиями Симпсона и Скрезе²⁸, верхняя часть грозových облаков заряжена положительно, причем между облаком и ионосферой образуется электрическое поле столь сильное, что может возникнуть электрический пробой непосредственно под ионизированными слоями, где давление много ниже, ежели возле облака.

Эпплтон²⁹ подсчитал, что даже когда поле возле облака составляет только $\frac{1}{27}$ часть пробивного напряжения, то на расстоянии в 7 км над ионизированным слоем оно уже может достичь пробивной величины и вызвать появление тесных ионизационных токов, а, следовательно, и дополнительного ионизационного слоя. этой точки зрения представляет интерес, с того максимального по горизонтали расстояния грозových облака могут оказывать влияние на ионосферу в точке над местом наблюдения. Согласно Вильсону грозовое облако имеет электрический момент M , который можно рассчитать, учитывая моменты от верхних и нижних зарядов облака и их соответствующие изображения в земле.

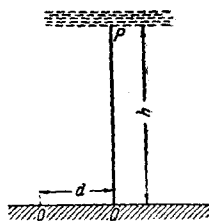


Рис. 7

O — расположение облака, Q — место наблюдения, P — часть ионизированного слоя

Такое облако создает в некоторой точке на высоте h от земли поле, равное

$$\frac{2M}{h^3}.$$

Если такое облако находится над точкой O , на горизонтальном расстоянии d от места наблюдения Q (рис. 7), то интенсивность вертикального электрического поля в P от этого облака будет

$$\frac{M}{(h^2 + d^2)^{5/2}} (2h^2 + d^2).$$

Значение электрического поля в P от грозового облака с электрическим моментом M , расположенного на различных горизонтальных расстояниях d от Q_1 , приведено в табл. 5.

Таблица 5

Изменение электрического поля с расстоянием

Расстояние d	Поле	Расстояние d	Поле
0	$\frac{2M}{h^3}$	$\frac{3}{2}h$	$\frac{2M}{h^3} \cdot \frac{1}{9}$
$\frac{h}{2}$	$\frac{2M}{h^3} \cdot \frac{1}{1,5}$	$2h$	$\frac{2M}{h^3} \cdot \frac{1}{18,5}$
h	$\frac{2M}{h^3} \cdot \frac{1}{3,7}$	$\frac{5}{2}h$	$\frac{2M}{h^3} \cdot \frac{1}{34}$

По мере удаления облака электрическое поле, образуемое в области ионосферы над местом наблюдения, постепенно уменьшается. Состав и давление воздуха на высоте 80 км (граница с Кеннели-Хевисайда) недостаточно известны для определения величины минимального электрического момента, которым должно обладать грозовое облако, чтобы создать электрическое поле определенного значения на этой высоте. Но легко подсчитать (см. табл. 5), что если на высоте слоя E , непосредственно над грозовым облаком, поле не превосходит 30-кратной величины пробивного напряжения, то грозовые облака, находящиеся за пределами 200 км произведут заметного действия в ионосфере над точкой наблюдения.

Однако, Педерсен¹, еще ранее также рассмотревший этот вопрос, указал, что если воспользоваться величиной электрического момента грозового облака, данной Вильсоном,

$$M = 3 \cdot 10^{16} \text{ CGSE},$$

то можно подсчитать, что на высоте h над грозовыми облаками поле будет

$$E = \frac{2M}{(10^3 h)^3} = \frac{60}{h^3} \text{ CGSE} = \frac{18\,000}{h^3} \text{ В/см},$$

у высоты $h = 60$ км $E = 0,08$ В/см. Но так как свободный путь электронов на этой высоте составляет 2 или 3 мм, то электрическая сила этой величины не в состоянии произвести заметную ионизацию даже в случае, если E будет в десять раз больше.

Кроме того, перемещение ионов и электронов будет компенсировать это поле. Эта компенсация требует поверхностной плотности $2 \cdot 10^{-5}$ CGSE на 1 см², соответствующей $5 \cdot 10^4$ ионов на 1 см².

Так как объемная плотность ионов на этой высоте в течение дня и ночи составляет около 10^4 на 1 см³, компенсация такого поля потребует перемещения ионов только на 5 см. Поэтому Педерсен считает невозможным признать влияние заряда в тропосфере на ионизацию верхних слоев.

Вильсоном указан также и другой процесс, с помощью которого грозные облака могут вызвать усиленную ионизацию в верхней атмосфере. Электроны, возникающие в облаках либо вследствие радиоактивных процессов, либо вследствие электрических разрядов, под влиянием сильного электрического поля, обычно направленного вниз, будут двигаться вверх. При этом они довольно быстро должны приобретать энергию, потому что прирост ее превосходит потерю энергии вследствие соударений с частицами. Но ток этих несущихся вверх электронов, пройдя верхнюю границу облака, должен притягиваться обратно под влиянием электрического поля, которое над облаком направлено вверх.

При возникновении разряда в облаках поле уничтожается, и поток электронов с большой скоростью несется вверх к ионосфере. В зависимости от начальной скорости они либо отклонятся вниз магнитным полем земли, либо достигнут слоя E . В последнем случае несущиеся электроны могут усилить ионизацию слоя E .

Если пренебречь действием соударений с нейтральными атомами и молекулами, то сила, создаваемая полем земного магнетизма, является единственной силой, которая остается для воздействия на эти движущиеся вверх электроны. Поэтому электроны будут описывать окружности, радиус кривизны которых зависит от их начальной скорости.

Радиус кривизны ρ траектории движения такой частицы в магнитном поле H гаусс, при наличии у нее начальной энергии в eV , дается выражением:

$$\rho = \frac{v}{300H}.$$

При атмосферном давлении одним электроном большой энергии создается около сорока пар ионов на 1 см пути. На каждую пару затрачивается 30 В. Частица с большой начальной энергией поэтому теряет на каждом сантиметре пути 1200 В своей энергии. Найдено, что электроны с начальной энергией меньше $2 \cdot 10^9$ В не успевают достичь земли и поглощаются в области между землей и 20 км высоты на расстоянии до 150 км от центра грозы. Область, где кончаются траектории электронов, обладает интенсивной ионизацией.

Электроны такой большой энергии, как $5 \cdot 10^9$ eV, двигаются со скоростью, только на несколько метров в секунду меньшей скорости

света, так что их инертная масса становится приблизительно в две-три раза больше покоящейся массы. Принимая интенсивность горизонтальной составляющей магнитного поля равной 0,3765 гаусс (что имеет место для Калькутты, где работали Бар и Сиам), можно увидеть, что электроны с максимальной возможной энергией будут описывать окружности с радиусом кривизны в 100 км, который является максимальным пределом. С уменьшением энергии радиус кривизны уменьшается.

Сила трения вследствие столкновения со встречными молекулами также стремится уменьшить радиус кривизны. С другой стороны, электроны должны двигаться по окружности с минимальным радиусом кривизны в 80 км для того, чтобы достигнуть поверхности слоя E .

Отсюда следует, что величина радиусов кривизны, которые нужно принимать во внимание, заключается в пределах от 80 до 100 км. Таким образом, оказывается после простого расчета, что грозовое облако, которое с помощью несущихся электронов может воздействовать на ионосферу, должно находиться на таком расстоянии от места наблюдения, чтобы некоторая доля траекторий электронов оказалась у точки P или вертикально над ней. Расстояние это, по подсчетам, заключается в пределах от 160 до 40 км от места наблюдения. Если облако будет находиться ближе, чем за 40 км, и дальше, чем за 160 км, то испускаемые им электроны отклонятся от P и не будут влиять на ионизационное состояние в этой точке.

Для изучения влияния гроз на ионизацию ионосферы, Бар и Сиам²⁷ предприняли в 1935 г. в Калькутте наблюдения за ионосферой. Бенгалия как субтропическая область представляет для этой цели удобство по той причине, что здесь почти регулярно, в определенное время суток и года, происходит интенсивная грозовая деятельность. В то же время, вследствие небольшой широты ($22^{\circ}33'N$), влияние магнитных бурь на ионосферу должно здесь сказываться значительно слабее, чем на больших широтах.

Записи наблюдений за ионосферой сравнивались указанными авторами с данными о грозах. Исходя из положения Вильсона, они пришли к заключению, что в местах, где склонение земного поля мало (в Калькутте $1^{\circ} W$), электроны, идущие вверх в ионосферу по направлению от грозового облака, должны влиять на ионизацию той части ионосферы, которая расположена на восток от грозового облака. Поэтому они в отношении ионизации, созданной несущимися электронами, рассматривали только грозовое облако, находящееся на западе от Калькутты и лежащее в пределах от 160 до 40 км.

Наблюдения, произведенные Баром и Сиамом, дали им возможность установить, что между наличием гроз и ненормальным возростанием ионизации в области E имеется связь с коэффициентом корреляции в 0,50.

Гилей³⁰ исследовал влияние грозы на плотность ионизации слоя E , вычисляя движение электронов в газах под действием электрических полей. Им установлено, что в течение дня только меньше $1\frac{0}{10}$ вспышек молнии вызывает заметное возрастание ионизации,

ночью эта доля значительно возрастает. Если же в ионосфере имеется постоянное электрическое поле порядка $0,5 \text{ В/м}$, то такое возрастание часто должно быть заметно.

Производя наблюдения, Луткин³¹ нашел коэффициент корреляции 0,75 между плотностью ионизации в области E и интенсивностью атмосфериков в пределах 3 000 км от места наблюдения. Так как сейчас можно считать установленным, что причиной атмосфериков являются молнии, то его результаты говорят за наличие связи между грозами и состоянием ионосферы.

Ретклиф³² также нашел связь между состоянием слоя E и грозами.

Ватсон-Ватт³¹ внезапное местное возрастание электронной плотности в верхних слоях относит за счет влияния местной грозовой деятельности.

В Кембридже¹¹ до грозы, во время грозы и после нее производились передача и прием на длине волн 86 м; при этом определялась высота ионизированных слоев.

На рис. 8 показана кривая высоты слоя F , являющаяся средней из двадцати двух записей во время грозы. Видимое увеличение высоты слоя во время грозы может быть объяснено уменьшением групповой скорости в нижележащих слоях, через которые должны пройти радиоволны. Кривая слоя E , построенная по трем случаям, находится в полном согласии с кривыми слоя F , но показывает наибольшее запаздывание эхо в момент начала грозы.

Мимно полагает, что во время грозы может получиться усиленная ионизация верхних слоев атмосферы, которая часто распространяется вниз и проходит в поглощающий слой D . Его наблюдения

показали увеличение высоты слоя E при возникновении грозы. Здесь, ювидимому, возможна зависимость от метеорологических условий.

Миохара, Ито и др.³³ установили, что 67% грозовых дней Японии в 1935 г. сопровождалось внезапным исчезновением отраженных волн, причем нормальные условия затем восстанавливались постепенно. Они высказывают мнение, что молния вызывает, повидому, изменение в распределении электронной плотности.

Кирбай и Индсон³⁴, наблюдавшие усиление плотности слоя E , которое появлялось, особенно летом, в вечернее время, попытались ррелировать это явление с локальными грозами, происходящими пределах 100 и 300 км, но никакой связи не получили.

Шонланд и Вилиом³⁵, изучавшие рассматриваемую зависимость, сказали сомнение, что проникающая радиация из грозовых обла- в (под которой понимают вылетающие оттуда электроны большой рости) может заметно сказаться на ионизации.

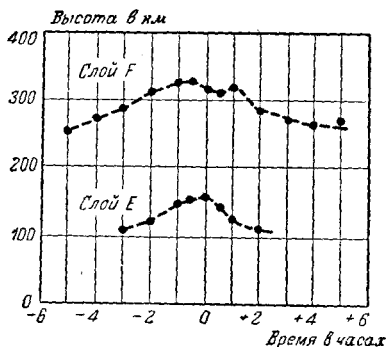


Рис. 8. Активность ионизированных слоев и грозы

С другой стороны, Кейрус³⁶, изучавший влияние гроз на ионизацию воздуха у поверхности земли, отмечает, что наблюдения, проводившиеся им в бассейне р. Амазонки, привели его к заключению, что эффект на ионизацию атмосферы от отдаленных гроз, хотя он и очень мал, все же имеет место. Но зато грозы, которые находились на расстоянии менее 30 км, давали уже заметные изменения. Грозы на расстоянии менее 15 км не проявляли влияния. Не было также наблюденно заметного изменения ионизации при большинстве гроз, проходящих над головой. Этим автором был замечен важный факт, что грозы на западе от станции производили больший эффект на ионизацию, нежели грозы на востоке. Это в значительной степени подтверждает гипотезу об электронном напылении.

Из нескольких перечисленных работ следует, что грозы, повидимому, влияют на ионосферу, а, следовательно, и на распространение радиоволн.

До сих пор исследования в этом направлении не носили систематического характера; в особенности недостаточно изучена связь между перемещением центров фронтальных гроз и ионизационным состоянием ионосферы.

Таким образом, можно прийти к заключению, что метеорологические процессы, разыгрывающиеся в тропосфере, влияют на распространение радиоволн между двумя корреспондирующими пунктами. Влияние это по-разному сказывается на волнах различной длины и зависит как от рода процессов, так и от протяженности и мест расположения области, где они происходят. Степень влияния существенно зависит также и от географических условий расположения передающей и принимающей станции.

Наиболее резко и заметно влияние метеорологических процессов проявляется только в некоторых частных случаях, обычно же овуалируются действием на радиоволны других существенных факторов (магнитное поле земли, солнечная деятельность, проводимость почвы и т. п.).

ЛИТЕРАТУРА

1. P. O. Pedersen, The Propagation of Radio Waves, Copenhagen, 1935.
2. E. O. Hulburt, Proc. Inst. Rad. Eng., **23**, 1492, 1935.
3. Б. А. Введенский и А. Г. Аренберг, Распространение ультракоротких радиоволн, Связьрадиоиздат, 1938.
4. W. Scholz and Egersdörfer, Wireless Eng. Abstracts and Reviews, **16**, 351, 1939.
5. R. A. Hull, Q. S. T., **19**, 13, 1935.
6. Zahn, Phys. Rev., **27**, 329, 1926.
7. J. A. Strotton, Proc. Inst. Rad. Eng., **18**, 1064, 1930.
8. W. Pherson and E. Ullrich, Proc. Wir. Sect. Inst. Electr. Eng. **253**, 1936.
9. C. Englund, A. Crawford and W. Mumford, Nature, **137**, 1936.
10. C. R. Englund, A. B. Crawford and W. W. Mumford, Am. Met. Soc., **19**, 356, 1938.
11. Х. Мимно, Физика ионосферы (перев. с англ., Радиоиздат, 1938).
12. Eitaro Jokojama and Tomozo Nakai, Proc. Inst. Rad. **18**, № 6, 1930.

13. R. D. Joshi, Science and Culture, Calcutta, **4**, 250, 1938.
 14. Austin and Wymore, Proc. Inst. Rad. Eng., **14**, 781, 1926.
 15. Minohara, Journ. J. E. E. (Japan), **47**, 1927.
 16. G. W. Pickard, Proc. Inst. Rad. Eng., **16**, 765, 1928.
 17. G. W. Pickard, Proc. Inst. Rad. Eng., **15**, 95, 1927.
 18. Rolph Glover, Proc. Inst. Rad. Eng., **18**, 683, 1930.
 19. R. Bureau, Union radio Scientifique internationale, Document № 51, December, 1924.
 20. R. C. Colwell, Proc. Inst. Rad. Eng., **18**, 533, 1930.
 21. R. C. Colwell, Proc. Inst. Rad. Eng., **21**, 721, 1933.
 22. R. C. Colwell, and Meyers, Phys. Rev., **43**, 774, 1933.
 23. Ivo Ranzi, Nature, **130**, 368, 1932.
 24. G. Leithäuser u. B. Beckmann, Z. techn. Phys., **18**, 59, 1937.
 25. Peppier, Aeron. Obs. Lind., **13**, 50, 1919.
 26. C. T. R. Wilson, Proc. Camb. Phil. Soc., **22**, 535, 1925; Proc. Phys. Soc., **37**, 32 D, 1925; Proc. Roy. Soc., **A 141**, 697, 1933.
 27. J. H. Bhar and Syam, Phil. Mag., **23**, 1, 513, 1937.
 28. G. Simpson and Scrase, Proc. Roy. Soc., **A 161**, 350, 1937.
 29. E. V. Appleton and R. Naismith, Proc. Phys. Soc., **45**, 389, 1933.
 30. R. H. Healey, A. W. A. Techn. Rev., Sydney, **3**, 215, 1938.
 31. Cm. R. A. Watson Watt, Nature, **132**, 13, 1933.
 32. J. A. Ratcliffe, Science, **80**, 86, 1934.
 33. T. Minohara, J. Ito etc., Nippon Electr. Comm. Eng., V (Special Issue, p. 453), 1937.
 34. Kirby and Indson, Proc. Inst. Rad. Eng., **23**, 733, 1935.
 35. Schonland and Wilijom, Proc. Roy. Soc., **A 140**, 324, 1933.
 36. Cairus, Nature, **132**, 174, 1938.
 37. E. V. Appleton and K. Weckes, Nature, **142**, 71, 1938.
-