

тикального градиента 0,3086 мгал/м отнять коэффициент зависимости аномалий силы тяжести от высоты b , то получим k — коэффициент зависимости силы тяжести от высоты на физической поверхности Земли.

Запишем формулу, представляющую аномалию в свободном воздухе, $\Delta g = a + bh$ в следующем виде:

$$g - \gamma + 0,3086 \cdot h = a + b \cdot h, \quad (3)$$

или

$$g = \gamma - (0,3086 - b) \cdot h + a. \quad (4)$$

Обозначим $0,3086 - b = k$. Таким образом, принимая $b = 0,100 - 0,106$ мгал/м, согласно исследованиям названных авторов, получаем $k = 0,209 - 0,203$ мгал/м. Тогда $k_{\text{ср}} = 0,206$ мгал/м.

Полученный нами непосредственно из измерений коэффициент зависимости силы тяжести от высоты $k = 0,205$ мгал/м хорошо согласуется с коэффициентом, определенным по аномалиям силы тяжести названными выше авторами.

Список литературы: 1. Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. — Тбилиси, 1957. 2. Евсеев С. В. О некоторых закономерностях гравитационного поля Земли и их значении для геодезии и геофизики. — Киев, 1957. 3. Мигаль Н. К. Несколько слов об основных проблемах теории фигуры Земли. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1965, вып. 3. 4. Илькив Р. Р. Опыт определения вертикального градиента силы тяжести по геопотенциалу. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1972, вып. 15. 5. Скуин Б. Л. Зависимость аномалий силы тяжести от высот в горной области. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1967, вып. 6. 6. Таранов В. А. Зависимость аномалий силы тяжести от высоты при выводе средних гравиметрических характеристик. — Тр. ЦНИИГАиК, 1962, вып. 145. 7. Hammer S. Investigation of the vertical gradients of gravity. Trans. Amer. Geophys. Un., 1938. 8. Thissen St. Über die Möglichkeit den vertikalen Schweregradienten mit dem Gravimeter zu messen. Beitrag Z. ang. Geophys., 1944. 9. Votila. Determination of the Shape of the Geoid. Mapp. and charting Research Labor, The Ohio St. University, 1957, N 7.

Работа поступила в редколлегию 30 июня 1979 года.

УДК 528.516

Н. И. КРАВЦОВ, Д. И. МАСЛИЧ

ВЛИЯНИЕ ВЛАЖНОСТИ НА ТОЧНОСТЬ РАДИОДАЛЬНОМЕРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Продолжительные измерения длин линий радиодальномера на базисах [4] показывают, что результаты измерений имеют суточный ход: ночью они завышены по сравнению с эталонной длиной, днем — занижены. Это объясняется суточным ходом влажности в приземном слое атмосферы, в значительной степени влияющем на изменения показателя преломления для ультратяжелых волн.

Чтобы повысить точность радиодальномерных измерений, очень важно изучить суточный ход влажности и установить наиболее выгодное время их производства. Для этого нами обработаны материалы зондирования нижнего 500-метрового слоя воздуха, произведенного в различное время Главной геофизической обсерваторией им. Воейкова, Украинским научно-исследовательским гидрометеорологическим институтом и Среднеазиатским гидрометеорологическим институтом в различных районах страны [1, 2, 5]. При зондировании на высотах 0 (2), 25, 50, 100, 150, 200, 300, 400 и 500 м с помощью аэростатных

Таблица 1

Суточный ход влажности в слое воздуха 0...500 м в южном степном районе Украины

Время, ч	Высота								
	0	25	50	100	150	200	300	400	500
1	12,96	14,00	14,06	13,06	12,40	12,17	11,75	10,86	10,49
3	13,10	15,03	14,50	13,18	12,88	12,90	12,95	11,86	11,24
5	13,45	13,68	13,44	13,68	13,92	14,38	13,96	12,24	12,34
7	12,93	12,95	12,91	12,58	11,80	11,41	11,94	11,24	10,40
9	12,47	11,47	11,27	11,00	10,58	10,55	9,98	9,70	9,52
11	12,34	11,43	11,34	11,04	10,91	10,84	10,55	10,32	10,19
13	12,48	11,86	11,75	11,57	11,56	11,32	10,87	10,78	10,28
15	11,26	10,22	10,06	9,60	9,38	9,24	9,20	8,93	8,89
17	13,23	11,54	11,32	11,09	11,86	11,53	11,34	11,24	10,84
19	13,50	12,94	12,67	12,48	12,40	12,17	11,65	11,25	11,22
21	12,15	13,20	12,88	16,54	14,63	14,06	13,57	13,71	12,77
23	12,64	13,52	11,75	11,04	11,30	11,22	11,56	11,70	11,40

метеорографов измеряли атмосферное давление P (мбар), температуру воздуха t ($^{\circ}\text{C}$), относительную r (%) и удельную q (г/кг) влажности воздуха. Одновременно определяли направление и скорость ветра, а также облачность.

Из метеорологии известно, что

$$e = \frac{P \cdot q}{622}, \quad (1)$$

где e — упругость водяного пара, мбар. По формуле (1) вычислены значения e на каждый час наблюдений на стандартных высотах для каждого района зондирования в отдельности (табл. 1, 2).

В табл. 1 приведены значения e , осредненные из трех-пяти серий круглосуточного зондирования, произведенных при ясной погоде в августе 1961 г. [2] в южном степном районе Украины. Для наглядности по этим данным построены графики суточного изменения e на различных высотах (рис. 1). Анализируя табл. 1 и рис. 1, можно сделать следующие выводы.

Суточный ход упругости водяного пара имеет вид двойной волны. Максимумы упругости водяного пара наблюдаются утром около 5 ч и вечером около 21 ч, минимумы — ночью около 23 ч и днем около 15 ч. Наибольшие расхождения в значениях e ночью. Днем в слое 0...500 м такие расхождения меньше, что указывает на наличие постоянной турбулентности атмосферы. Характер хода на всех высотах аналогичный. В слое воздуха до 200 м утром около 6 часов и вечером около 20 часов

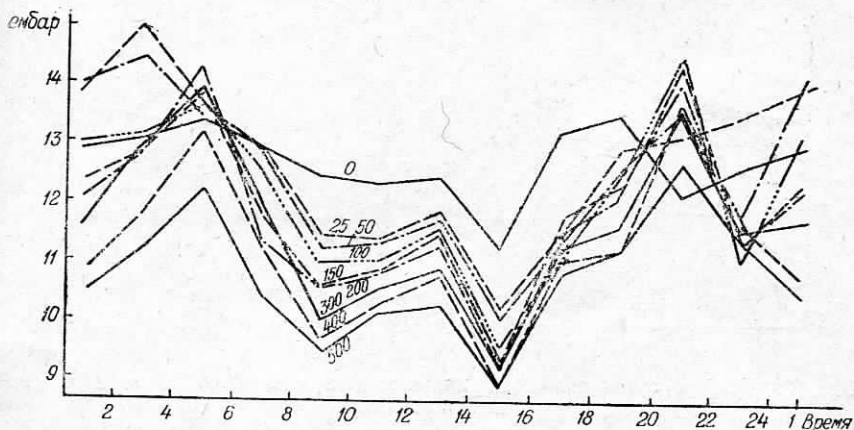


Рис. 1. График суточного хода влажности в слое 0...500 м в южном степном районе Украины.

происходит переход от инверсионного состояния к нормальному и наоборот.

На рис. 1 кривые суточного хода e на высотах 0, 25, 50, 100, 150 и 200 м в указанные промежутки времени перекрещиваются. Следовательно, в эти моменты в слое воздуха до 200 м будет

Таблица 2
Суточный ход влажности в слое воздуха 0...500 м в районе пос. Воейково

Время, ч	Высота								
	2	25	50	100	150	200	300	400	500
7	3,73	3,70	3,70	3,68	3,50	3,48	3,43	3,39	3,19
9	4,21	4,02	4,02	3,84	3,82	3,80	3,59	3,54	3,50
11	3,89	3,86	3,70	3,52	3,50	3,48	3,28	3,23	3,04
13	3,73	3,70	3,70	3,52	3,50	3,48	3,28	3,23	3,19
15	3,89	3,70	3,70	3,52	3,50	3,32	3,43	3,23	3,04
17	3,73	3,70	3,70	3,52	3,50	3,48	3,28	3,23	3,04
19	3,73	3,70	3,70	3,68	3,50	3,48	3,28	3,23	3,04
21	4,05	3,86	3,86	3,68	3,66	3,48	3,43	3,23	3,19
23	3,89	3,70	3,70	3,68	3,50	3,48	3,43	3,23	3,19
1	3,73	3,70	3,54	3,52	3,34	3,32	3,28	3,08	3,04
3	3,56	3,54	3,36	3,36	3,34	3,32	3,28	3,23	3,04
5	3,56	3,54	3,54	3,52	3,34	3,32	3,28	3,23	3,04

наблюдаться постоянство упругости водяного пара в атмосфере. Это значит, что вертикальный градиент влажности в такие моменты в слое 0...200 м будет равен нулю. Естественно предположить, что атмосфера в эти моменты наиболее благоприятная для производства радиодальномерных измерений.

Аналогичные выводы можно сделать, анализируя данные рис. 2, на котором показан суточный ход упругости водяного пара e на различных высотах по данным аэростатного зондирования.

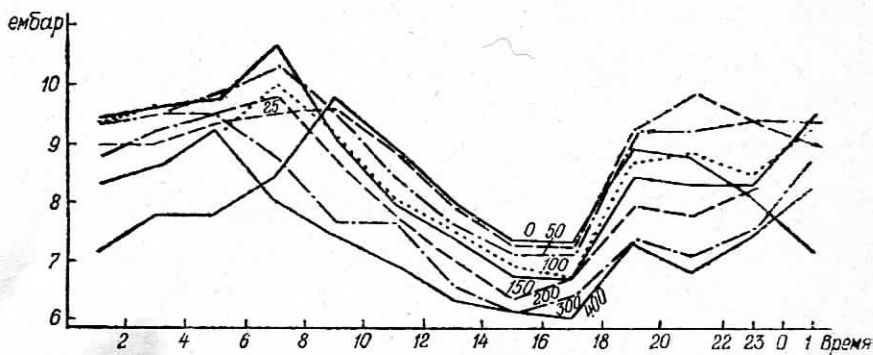


Рис. 2. График суточного хода влажности в слое 0...500 м в районе пос. Махталы.

рования в районе пос. Махталы (близ Ташкента), произведенного в сентябре 1959 г. [1]. Однако отметим, что здесь ночная инверсия имеет меньшую по сравнению со степным районом Украины высоту (до 50 м), а моменты становления и разрушения инверсий сдвинуты. Характер суточного хода остается прежним. Ночной минимум выражен слабее, чем дневной.

Мы рассмотрели результаты зондирования атмосферы, выполненного в относительно короткие сроки (5—10 суток). Рассмотрим теперь суточный ход упругости водяного пара e , вычисленного по результатам многократного зондирования атмосферы, произведенного в 1958—1960 гг. в районе пос. Воейково (близ Ленинграда) [5]. Результаты зондирований атмосферы в теплый период года (с апреля по сентябрь) представлены на рис. 3.

Из рис. 3 видно, что суточный ход упругости водяного пара также имеет вид двойной волны. Максимумы наблюдаются в 7 и 10 ч утра, минимумы — в 16 и 17 ч. В ночной период в слое до 50 м наблюдается инверсия упругости водяного пара. Около 6 ч утра и в 20 ч вечера значение упругости водяного пара e в слое до 50 м остается постоянным, т. е. вертикальный градиент влажности здесь равен нулю.

Для суждений о суточном ходе e зимой проанализируем данные табл. 2, в которой приведены результаты вычислений e по данным зондирований в районе пос. Воейково в холодное время года (октябрь—март) за 1958—1960 гг. [5].

В холодный период значения e на всех высотах в три раза меньше, чем в теплый период. Двойная волна суточного хода выражена слабо. Максимумы у земной поверхности в 9 ч утра и в 21 ч. Минимумы четко не выражены. Амплитуда дневного хода невелика. В зимний период атмосфера с точки зрения постоянства упругости водяного пара весь световой день пригодна для радиогодезических измерений.

Следовательно, становление и разрушение инверсий влажности происходит в периоды утренних и вечерних наблюдений.

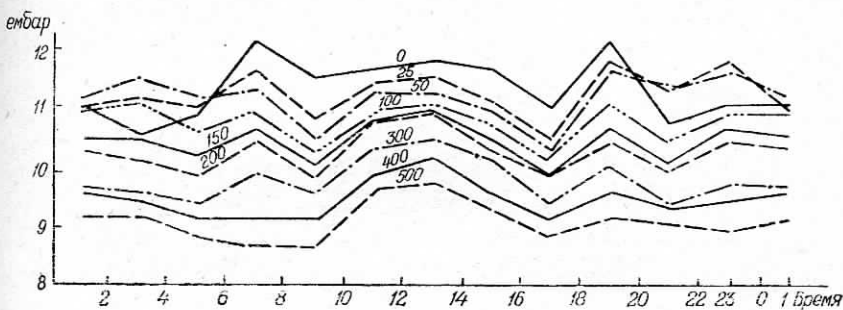


Рис. 3. График суточного хода влажности в слое 0...500 м в районе пос. Воейково (апрель—сентябрь).

Из метеорологии известно, что и вертикальный градиент температуры в эти периоды проходит через нуль.

Таким образом, в одну и ту же видимость измерения длин линий производятся при различной стратификации атмосферы. Нами [3] на 94 линиях радиополигонометрии 2-го кл. (752 приема измерения длин линий) показано, что в значениях длин линий, измеренных в различных приемах в утреннюю и вечернюю видимость, нет существенного различия. Получаемая из различных видимостей относительная ошибка в длине линии для полигонометрии 2-го кл. вполне допустима.

Точность радиодальномерных измерений зависит от надежности определения рабочей скорости распространения радиоволн, которая определяется состоянием атмосферы в момент измерений таких ее параметров, как температура и, особенно, влажность воздуха. В периоды утренних и вечерних наблюдений их вертикальные градиенты в приземном слое холмистой и равнинной местности проходят через нулевые значения. Показатель преломления воздуха, вычисленный по метеоизмерениям, выполненным в эти моменты в конечных точках линий, наиболее близок к среднеинтегральному значению, а измеренные длины — к истинным.

Линейные измерения целесообразно приурочивать к моментам становления и разрушения инверсий, когда в приземном слое наблюдается состояние, близкое к изотермии, а вертикальные градиенты влажности близки или равны нулю.

Список литературы: 1. *Воронцов П. А.* Микроаэрологические исследования приграничного слоя атмосферы. — М.: Гидрометеоздат, 1960. 2. *Воронцов П. А.* Строение нижнего слоя атмосферы (0—0,5 км) в период Днепровской экспедиции. — Тр. ГГО, 1963, вып. 144/40. 3. *Кравцов Н. И.* Об измерении длин линий радиодальномерами в две видимости. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1971, вып. 14. 4. *Островский А. Л.* Исследования влияния атмосферы на точность радиодальномерных измерений на всхолмленной местности. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1969, вып. 10. 5. *Селицкая В. И.* Суточный и годовой ход метеорологических элементов в нижнем слое воздуха 0,5 км над поселком Воейково. — Тр. ГГО, 1962, вып. 135.

Работа поступила в редколлегию 17 декабря 1979 года.

УДК 528.33.35

В. В. ЛОЗИНСКИЙ

ТОЧНОСТЬ ДИРЕКЦИОННОГО УГЛА В СЕРЕДИНЕ ЛИНЕЙНО-УГЛОВОГО РЯДА ИЗ ЦЕНТРАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Вопросы исследования распределения ошибок в свободных линейно-угловых рядах, состоящих из центральных систем или из двух рядов равносторонних треугольников, уже освещались в работах [1—4]. Что же касается рядов из центральных систем, продолженных между жесткими пунктами, то данные об их исследовании в литературе отсутствуют.

Цель настоящей работы — получить формулы для подсчета обратного веса функции дирекционного угла связующей стороны в середине линейно-углового ряда, состоящего из центральных систем и уравненного за условия фигур, сторон, горизонта, дирекционных углов и координат.

Если такой ряд, в котором измерены все углы и стороны, проложен между исходными пунктами (рисунок), то при уравнении его по методу условных измерений возникает $4N+2$ условных уравнений фигур, $8N+4$ синусных условных уравнений двух видов, N условных уравнений горизонта, условное уравнение дирекционных углов и условные уравнения абсциссы и ординаты (N — число центральных систем в ряду).

Виды условных уравнений фигур, сторон и горизонта приведены в работах [1, 4], а условные уравнения дирекционных углов и координат будут:

$$\sum_{i=1}^n (3i-1)(-1)^i + w_\alpha = 0; \quad (1)$$

$$\frac{\sqrt{3}}{2} \sum_{i=0}^n \left(\frac{b_i}{b_i} \right) (-1)^i + \frac{1}{2} [n(2) - (n-1)(5) + (n-2)(8) - \dots] + w_x = 0; \quad (2)$$