

В основу вычисления азимута земного предмета по данным наблюдений звезды в вертикале предмета можно взять следующие формулы:

$$\Delta m = m_n - m_* + \Sigma'_{\text{погр}}; \quad (1)$$

$$s = T_n + u + \Sigma''_{\text{погр}}; \quad (2)$$

$$l = s - \alpha; \quad (3)$$

$$\lg a_* = \frac{\sin l}{\sin \varphi \cos t - \cos \varphi \lg \delta}; \quad (4)$$

$$a_n = a_* + \Delta m R. \quad (5)$$

Здесь α, δ, t, a_* — соответственно прямое восхождение, склонение, часовой угол и азимут наблюдаемой звезды; φ — широта места наблюдения; u — поправка хронометра; R — цена оборота винта микрометра; s — звездное время наблюдений; $\Sigma'_{\text{погр}}$ — сумма поправок в разность отсчетов микрометра за влияние погрешностей винта микрометра; $\Sigma''_{\text{погр}}$ — сумма поправок в наблюдаемый момент времени T_n за влияние наклона оси вращения зеркала, коллимации, ширины контакта и мертвого хода винта микрометра, неправильности цапф, лично-инструментальной разности.

Как можно установить из анализа формул (1)–(5), погрешность определения азимута земного предмета по наблюдениям звезд в вертикале предмета с помощью АГИ в основном будет задаваться порядком значения погрешности определения азимута звезд. Если, например, обеспечить определение a_* по наблюдениям прохождения одной звезды с погрешностью $\pm 1''$, то примерно такой же будет и погрешность определения азимута земного предмета a_n , поскольку вклад погрешности определения $\Delta m R$ в погрешность определения a_n будет существенно меньшим (например, если R известно с погрешностью $\pm 0,01''$, Δm — с погрешностью $\pm 0,1$ деления барабана микрометра и при этом $\Delta m < 10$ оборотов винта, то погрешность $\Delta m R$ не превышает $0,1''$). Понятно, что обеспечив точность определения одного значения азимута земного предмета в пределах $\pm (1,0 \dots 1,2)''$, из наблюдений 15–20 звезд можно добиться точности определения азимута на правления $\pm (0,2 \dots 0,3)''$.

Таким образом, можно говорить о принципиальной возможности определения азимута земного предмета по наблюдениям звезд в вертикале предмета с помощью инструмента с горизонтальной зрительной трубой, конструктивное воплощение которого может иметь множество технических решений. Поиск таких решений весьма целесообразен.

1. *Брилл Д.* Оттавский зеркальный меридианный инструмент. — В кн.: Новые инструменты и методы в меридианной астромерии. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 24–34. 2. *Пиндиги Г. И.* Предварительные результаты исследований системы горизонтального меридианного круга Д. А. Сухарева. В кн.: Тр. 18-й астрометрической конференции СССР. Т.: Наука, 1972, с. 158–164. 3. *Пиндиги Г. И.* К вопросу о меридианном инструменте оптимизального ти-

па. — В кн.: Развитие методов астрономических исследований. М.: Д., 1979, с. 172–187. 4. *Пиндиги Г. И., Шорников О. Е.* Аксиальный меридианный круг. — Астромерия и астрофизика, 1983, вып. 49, с. 75–82. 5. *Пиндиги Г. И., Шорников О. Е.* Аксиальный меридианный круг. — В кн.: Проблемы астромерии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984, с. 206–208. 6. *Полов Н. А.* Об организации азимутальных наблюдений в Подгале. — В кн.: Тр. 14-й астрометрической конференции СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 301–311. 7. Руководство по астрономическим определениям. — М.: Недра, 1984. — 382 с. 8. *Сухарева Д. А.* К вопросу о принципиальных преимуществах и конструктивных особенностях горизонтального меридианного круга. — Астрономический журнал, 1948, т. 25, вып. 1, с. 59–65. 9. *Сухарева Д. А.* Пулковский горизонтальный меридианный инструмент. — В кн.: Тр. 11-й астрометрической конференции СССР. Л.: Изд. ГАО в Пушкине, 1955, с. 161–167. 10. *Ципова А. П.* Исследования ошибки определения азимута мира по наблюдениям близлежащих звезд в элонгации. — Астромерия и астрофизика, 1969, вып. 2, с. 92–100. 11. *Ноев Е.* Design Study of a Glass Meridian Circle. — Mitteilungen der Gesellschaft, 1973, Nr. 32, S. 120–125.

Статья поступила в редколлегию 28. 01. 85

УДК 528.024.187.4:522.92

Б. М. ДЖУМАН, А. Л. ОСТРОВСКИЙ, А. И. ТЕРЕШУК

УЧЕТ ВЛИЯНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ РЕФРАКЦИИ В ГЕОМЕТРИЧЕСКОМ НИВЕЛИРОВАНИИ ПРИ НЕУСТОЙЧИВОЙ ТЕМПЕРАТУРНОЙ СТРАТИФИКАЦИИ

Прецизионное геометрическое нивелирование проводят, как правило, в период неустойчивой температурной стратификации, которое характеризуется турбулентными перемещениями холодного и прогретого у почвы слоев воздуха, вызывая тем самым колебания изображений штрихов шкал ниварных реек. Уже давно замечено, что амплитуда колебаний изображений отражает степень влияния рефракции, а метод ее учета может найти применение в геометрическом нивелировании [1].

С целью дальнейшего изучения метода летом 1984 г. выполнены экспериментальные исследования на геологическом полигоне в г. Березяны Тернопольской области. Наблюдательная станция выбрана на северо-западной окраине города и расположена на обочине шоссеной дороги. Условия площадки близки к условиям проведения высочайшего нивелирования вдоль шоссеных дорог с асфальтированными покрытиями.

При наблюдениях использовались нивелир Н-1 № 7107002 и штриховые ниварные рейки производства Народного предприятия Карл Цейс Йена, ГДР. Рейки при помощи держателей устанавливались на реперах, отстоящих от нивелира на 20, 30, 40, 50 и 60 м. Градиент температуры воздуха определяли при помощи аспирационных психрометров Асмана, закрепленных горизонтально в держателях метеорологической махты на высотах 0,5 и 1,5 м. Махта устанавливалась вблизи нивелира. Атмосферное давление

измерялось anerоидом, а также фиксировались направление ветра и облачность. За время наблюдений температура воздуха колебалась от 19,6 до 32 °С, атмосферное давление составляло 725,8... 732,3 мм рт. ст., средний градиент температуры — 0,35 °С. Амплитуда колебаний изобразжений штриха инварной полосы рейки измерялась в четырехкратной системе [3]. За время наблюдений было выполнено 680 определений превышений и около 450 изме-

Таблица 1
Средние значения поправок за рефракцию по экспериментальным данным

Формула	$\Delta h_{кр}$, м		
	30	50	60
(1)	0,04	0,08	0,15
(2)	0,04	0,11	0,19
(3)	0,05	0,10	0,20
Количество определений амплитуды колебаний	114	104	98
			92

рений амплитуды колебаний штрихов. Результаты полевых экспериментальных наблюдений были сгруппированы по времени в пять интервалов (с 11.30 до 18.30) для каждой длины визирного луча. Средние значения поправок за рефракцию Δh_k для длин визирного луча * от 30 до 60 м, вычисленные по формулам (1)–(3), а также количество определений амплитуды колебаний штрихов приведены в табл. 1.

Запишем формулы в порядке нумерации в табл. 1:

$$\Delta h_k = k \left(\frac{V_n - V_s}{2} \right) \frac{d}{50}, \quad (1)$$

где k — коэффициент перехода от баглов к миллиметрам; V_n , V_s — амплитуда колебаний изобразжений штриха на переднюю и заднюю рейки в баглах; d — расстояние от нивелира до рейки;

$$\Delta h_k = 0,047 (\sigma_n h_n^{-1/2} - \sigma_s h_s^{-1/2}) L^{1/2}, \quad (2)$$

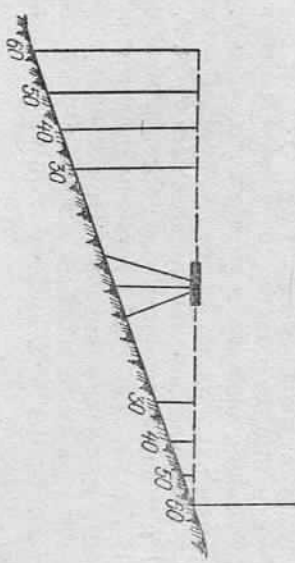
где σ_n , σ_s — амплитуды колебаний, изобразжений штрихов по передней и задней рейкам, мм; h_n , h_s — эквивалентные высоты визирных лучей на заднюю и переднюю рейки; L — длина визирного луча;

$$\Delta h_r = 0,054 L^2 \frac{P}{T^2} \cdot \frac{\Delta T}{Z_n} \left(\frac{1}{h_s} - \frac{1}{h_n} \right), \quad (3)$$

* Поправки за рефракцию для длины визирного луча 20 м не вычислялись ввиду их неощутимой малости.

где P — атмосферное давление, мм рт. ст.; T — температура воздуха, К; ΔT — температурный градиент на высоте 1 м; Z_n , Z_n — высоты верхнего и нижнего психрометров.

Исследование закономерностей распределения поправок за рефракцию в зависимости от длины визирного луча выполнено на модели (см. рисунок), которая представляет собой наклонный участок длиной 120 м с однообразным уклоном. Отсчеты на зад-



Модель наклонного участка нивелирования.

нюю и переднюю рейки (при $L=60$ м) составили 0 и 3 м. Для длин визирного луча 30, 40 и 50 м вычислены отсчеты по рейкам, а эквивалентные высоты на задние и передние рейки определяли как полусуммы высоты инструмента и соответствующего отсчета, так как трасса выбранной модели имеет равномерный уклон. Далее, следуя работе [2] и задаваясь значениями P , T , L , h , D , γ ,

Таблица 2
Значения поправок за рефракцию, вычисленных на модели по формулам (1)–(3)

Название элементов определения	$L=1,50$			
	30	40	50	60
Отсчеты по рейкам, м	0,75	0,50	0,25	0
	2,25	2,50	2,75	3,00
Эквивалентные высоты, м	1,13	1,00	0,88	0,75
	1,88	2,00	2,13	2,25
на заднюю рейку	1,80	2,5	3,3	3,8
	0,27	0,5	0,82	1,14
Δh_k по формуле (1), мм	1,60	2,5	3,9	5,3
	0,22	0,5	0,97	1,60
Δh_k по формуле (2), мм	0,15	0,38	0,80	1,53
	0,15	0,38	0,80	1,53

вычисляли в секундах максимальные амплитуды колебаний изоб-
ражений по формуле

$$\sigma_{\max}^{\text{с}} = 234 \frac{P}{T} \left(\frac{L}{h_0} \right)^{1/2} D^{-1/6} \gamma, \quad (4)$$

где P — атмосферное давление, мм рт. ст. ($P=760$ мм рт. ст.); T — температура воздуха, К ($T=293,16$ К); L — длина визирного луча, м ($L=30, 40, 50, 60$ м); h_0 — эквивалентные высоты визирного луча (из табл. 2); D — диаметр объектива, см ($D=6$ см); γ — температурный градиент ($\gamma=1$).

Принимая во внимание полуразности максимальных амплитуд при различных длинах визирного луча на задние и передние рейки, по (1) — (3) вычисляли на модели поправки за рефракцию в миллиметрах. Значения поправок приведены в табл. 2.

Из табл. 1 и 2 видно, что закономерно изменение поправок, вычисленных по (1) и (2) соответственно для модели и для экспериментальных данных, одинакова. При длинах лучей от 30 до 50 м все формулы дают близкие по величине результаты. Однако для длин плечей $L > 50$ м возможно существенное различие поправок, вычисленных по (1).

Таким образом, упрощенную для вычисления формулу учета вертикальной рефракции (1) можно применять при длинах плечей до 50 м. При длине визирного луча более 50 м следует применять формулу с учетом эквивалентных высот (2).

1. Джуман Б. М., Павлов П. В., Стацишин И. И. Метод определения нивелирной рефракции. — Геодезия, картография и аэрофотогеодезия, 1979, вып. 30, с. 66—69. 2. Джуман Б. М. Зависимость амплитуды колебаний изображений от высоты визирного луча. — Геодезия, картография и аэрофотогеодезия, вып. 38, с. 16—21. 3. Павлов П. В. Проблемы высокоточного нивелирования. — Львов: Вища шк. Изд-во при Львов. ун-те, 1980. — 124 с.

Статья поступила в редколлегию 04. 01. 85

УДК 527.2:528.27

Э. М. ЕВСЕЕВА, А. Д. БАКЛАШКО

О СТАТИСТИЧЕСКОМ СВЯЗИ АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ С РЕЛЬЕФОМ В ГОРНЫХ ОБЛАСТЯХ

Корреляция аномалий силы тяжести с рельефом заметна при простом рассмотрении карт гравитационного поля и топографических. Статистически значимые коэффициенты корреляции между аномалиями силы тяжести в свободном воздухе $\Delta g_{\text{св.в}}$ и высотами рельефа h позволяют выражать зависимость $\Delta g_{\text{св.в}}$ и h в виде линейной регрессии

$$\Delta g_{\text{св.в}} = a + bh. \quad (1)$$

Первые исследователи зависимости (1) пришли к выводу о том, что параметры a и b имеют реальный физический смысл, который очевиден, если сравнить (1) с выражением аномалии Буге $\Delta g_{\text{Б}}$ [1]:

$$\Delta g_{\text{Б}} = \Delta g_{\text{св.в}} - 2\pi f \delta h. \quad (2)$$

Коэффициент регрессии b представляет собой коэффициент редукции Буге $2\pi f \delta$, который при средней плотности пород, образующих рельеф, $2,67$ г/см³ равен $0,111 \times 10^{-5}$ с⁻², а для моря — $0,068 \times 10^{-5}$ с⁻²; a — аномалия Буге. Чаще параметр a интерпретируют как среднюю в исследуемой области аномалию в ненормальной топографической редукции, ибо, как правило, при вычислении аномалий $\Delta g_{\text{св.в}}$ в горных районах в них вводится поправка за рельеф.

Многочисленные исследования зависимости (1) в разных районах земного шара показали, что параметр b изменяется в довольно широких пределах в зависимости от имеющейся исходной информации и способа ее представления. Причины вариации b объясняют следующим: 1) слишком обширной областью исследований и недостаточным количеством исходной информации по всему диапазону высот этой области [2]; 2) осуществлением изостатической компенсации топографических масс исследуемого района [4] либо несоответствием ее принятой гипотезе (локальная, а не региональная компенсация [2]); 3) изменением глубины изостатической компенсации в глобальном масштабе [8]; 4) статистическим, а не функциональным характером связи аномалий $\Delta g_{\text{св.в}}$ с высотами h , что объясняется «мешающим» влиянием геологических факторов — локальных и региональных плотностных неоднородностей в земной коре [5]. Что касается параметра a , то он медленно меняется в пределах небольшой области и зависит от средней высоты H , в некоторой окрестности точки [2, 6]. В работах [2, 6, 7] отмечается, что при достаточно равномерном довании величины параметров a и b полностью соответствуют вышесказанному смыслу.

Последние исследования [3, 5, 8—10], в которых использованы более обширные данные, показали, что параметр b не всегда равен $0,111 \times 10^{-5}$ с⁻². Во всяком случае в большинстве горных областей при различном представлении исходной информации (точные данные, осредненные по площадкам разного размера: $1 \times 1^\circ$, $2 \times 2^\circ$, $5 \times 5^\circ$) коэффициент b чаще всего близок к значению $0,07 \times 10^{-5}$ с⁻².

Учитывая вышесказанное, авторы статьи исследовали зависимость (1) в трех горных областях (Западных Альпах, Восточном и Западных Карпатах), используя при этом различные исходные данные на территории Западных Альп представляемы точечными значениями $\Delta g_{\text{св.в}}$ и h достаточно равномерно по всему диапазону высот. На области Западных Карпат также имеется точечная информация, но с меньшей плотностью пунктов на разных